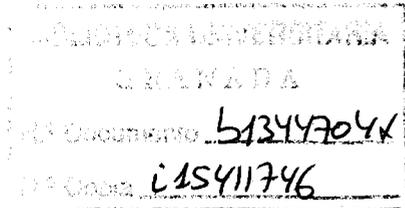


FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOTECTONICA Y GEOMORFOLOGIA

GEOLOGIA DE LA EXTREMIDAD ORIENTAL DE LA
ZONA SUDPORTUGUESA

J. FERNANDO SIMANCAS CABRERA
Tesis Doctoral



UNIVERSIDAD DE GRANADA
1983

GEOLOGIA DE LA EXTREMIDAD ORIENTAL DE

LA ZONA SUDPORTUGUESA

RESUMEN

En este trabajo se estudia el área que constituye la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa.

Se ha confeccionado un mapa geológico a escala 1:50 000 , que comprende la totalidad de los materiales paleozoicos de la hoja de Alcalá del Rio (962), y la práctica totalidad de la de Castilblanco de los Arroyos(940), así como sectores ya muy minoritarios de las hojas de Aznalcóllar (961), Almadén de la Plata (919) y Ventas Quemadas (941). Se han distinguido diversas unidades litoestratigráficas nuevas, y se han diferenciado también distintos tipos de rocas plutónicas, intruídas en diferentes etapas. Por otro lado, han sido numerosos los itinerarios geológicos realizados por áreas próximas, gracias a los cuales se ha obtenido una visión más amplia de los problemas geológicos de la región.

En relación con sectores más occidentales de la Zona Sudportuguesa, la extremidad oriental se caracteriza por la existencia abundante de rocas plutónicas y por el dominio de las formaciones infravolcánicas sobre los materiales del Complejo vulcanosedimentario (C.V.S.), faltando totalmente los materiales supravolcánicos. El conjunto infravolcánico se ha dividido en tres formaciones: F. Cuarcita de Calvario, F. El Ronquillo y F. Media Fanega.

La F. Cuarcita de Calvario está constituida por dos tramos eminentemente lutíticos y un tramo intermedio en el que son abundantes las cuarcitas (cuarcarenitas), a veces en estratos potentes. Forma una banda E-W, delimitada al norte y al sur por fallas. Hacia el oeste, se sigue fácilmente por el borde sur del Macizo de Aracena, y desde aquí parece continuar en el Grupo Pulo do Lobo, definido en Portugal. La F. El Ronquillo aflora ampliamente, sobre todo constituyendo una amplia estructura anticlinal que se sigue desde Villaverde del Rio hasta más allá de Campofrío. Litológicamente es de una monotonía extremada, formada por lutitas y cuarzovacas de grano fino. Esta formación ha resultado muy afectada por metamorfismo de contacto. La F. Media Fanega tiene características de sedimentación turbidítica, y se interpreta como sedimentada en un submedio de abanico intermedio o externo.

Sobre la F. Media Fanega se disponen los materiales del Complejo vulcanosedimentario (C.V.S.), en el cual se han distinguido también varias unidades: Unidad volcánica y sedimentaria, Areniscas del Guadiamar, y F. Arroyo Quejigo.

La Unidad volcánica y sedimentaria tiene sus afloramientos más orientales en Aznalcóllar y El Pimpollar. En el primer lugar, existe un C.V.S. típico, con abundantes rocas lávicas y piroclásticas; en la parte baja de la secuencia observable, el vulcanismo ácido es casi exclusivo, y en el techo aparecen basaltos. La masa de sulfuros de la Mina de Aznalcóllar parece relacionable con uno de los episodios de vulcanismo ácido. En El Pimpollar, el C.V.S. es algo peculiar, pues no existen prácticamente rocas piroclásticas y son escasísimas las intercalaciones sedimentarias dentro de las rocas volcánicas; la fauna hallada en una de estas intercalaciones ha datado el Viseense superior. Las Areniscas del Guadiamar y la F. Arroyo Quejigo carecen de rocas volcánicas, a pesar de encuadrarse dentro del C.V.S. Se caracterizan por la abundancia de restos volcánicos.

El modelo sedimentario propuesto supone la existencia de un área septentrional que habría nutrido de sedimentos a la cuenca de la Zona Sudportuguesa. La naturaleza de los clastos señala que primero se erosionarían rocas metamórficas de grado bajo, y después se sumarían rocas volcánicas afines a las de la Faja Pirítica.

El vulcanismo que constituye el C.V.S. tiene un gran interés, desde diversos puntos de vista. Su caracterización geoquímica está muy dificultada por la existencia de importantes cambios metasomáticos habidos en reacciones con el agua del mar. Tras hacer un análisis del resultado de estos procesos de metasomatismo, se ha intentado la determinación de los caracteres químicos originales de estas rocas, a partir de análisis químicos nuevos y de otros muchos análisis tomados de publicaciones previas. Se interpreta que: a) el magmatismo ácido es independiente del magmatismo básico, siendo el primero de génesis cortical; b) los basaltos son una población variada entre términos toleíticos y términos alcalinos, con características de vulcanismo intraplaca.

Todos estos materiales han sufrido un metamorfismo regional de grado muy bajo o bajo. Frecuentemente, no es fácil separar los minerales formados en este metamorfismo de aquéllos originados en los procesos de degradación de las rocas volcánicas por interacción con el agua del mar. No obstante, parece que el metamorfismo regional alcanzó las condiciones de la facies prehnita-pumpellita, pumpellita-actinolita, y la parte inferior de la facies de los esquistos verdes. Se han realizado también estudios de cristalinidad de la illita y determinaciones de b_0 de la mica blanca. Las condiciones P-T deducidas son: $P=2-2,5$ kb; $T=300-400^\circ\text{C}$, con un gradiente medio de $35-50^\circ\text{C}/\text{Km}$. El metamorfismo fue sin-post F_1 , monofásico.

Las abundantes rocas plutónicas han sido divididas en dos conjuntos: plutonismo tardí F_1 y plutonismo postectónico. En el primer grupo se encuadran las rocas plutónicas básicas y el granito de Castilblanco, y en el segundo están diver

sos granitoides de intrusión superficial.

Las rocas plutónicas básicas se estructuran en dos unidades. La inferior (U. del Moro) está formada por gabros bandeados, y la superior (U. de la Serrezuela) por gabros hornbléndicos masivos. Estos gabros parecen haber experimentado una evolución, muy poco desarrollada, de tipo toleítico, que ha originado como productos más diferenciados escasas cantidades de ferrogabros (o dioritas) y cuarzdioritas. Se correlacionan, probablemente, con gabros similares de la región de Beja (Portugal). Los gabros se sitúan principalmente en la estructura anticlinal Castilblanco-Campofrío, y producen metamorfismo de contacto en los materiales de la F. El Ronquillo. En la parte más interna de las aureolas, se encuentran dos tipos de paragénesis: en una existe sillimanita en coexistencia con moscovita; en la otra, apenas se entra en el campo de la sillimanita (es mucho más abundante la andalucita) y la moscovita es inestable, habiéndose formado feldespato potásico. Estas dos diferentes paragénesis parecen ser debidas a una diferencia mínima en la presión de metamorfismo, que puede ser estimada entre 2 y 2,5 kb. Dada la simultaneidad del metamorfismo de contacto y el regional, esta misma es la presión de este último metamorfismo, como ya se ha señalado.

El granito de Castilblanco intruyó inmediatamente después que los gabros, con los cuales va asociado espacialmente. Es un granito s. str., con una pequeña cantidad de moscovita primaria y, localmente, granate. Sus características químicas y mineralógicas permiten considerarlo como un granito de tipo S, y se sugiere que se originó por fusión, en la corteza media, de materiales metasedimentarios del Paleozoico inferior o Precámbrico, semejantes a los que afloran en Ossa-Morena.

El conjunto de los granitoides posttectónicos es relativamente variado. En su mayor parte, estos cuerpos plutónicos son anteriores a la tectónica tardiherciniana de fractura, pero hay algunos posteriores o simultáneos a ella. Cartográficamente, se han diferenciado los siguientes tipos: tonalitas de grano fino, granodiorita-tonalita de Antonio Abad; granodiorita Los Melonares; granito El Berrocal; pórfidos del Zancudo; y microgranitoides tardihercinianos. El tipo mayoritario es la granodiorita Los Melonares. El granito El Berrocal tiene caracteres que lo separan del resto de los granitoides posttectónicos: composición granítica s. str.; granate y turmalina primarios; afloramiento en un stock circunscrito bien definido, de geometría subcircular. Sobre la petrogénesis de estos granitoides sólo se han sugerido algunas ideas, con intención puramente tentativa. De todas formas, su desligamiento de los cuerpos básicos es evidente, y se propone para ellos un origen cortical.

Las manifestaciones ígneas de esta región terminan con el denominado mag

matismo tardiherciniano, constituido por una pequeña cantidad de microgranitoides (en diques y pequeños stocks) y una notable representación de diques de diabasa (diabasas de Castilblanco); hay también basaltos en la base de la cuenca continental del Viar. La caracterización de este vulcanismo basáltico no debe considerarse aún suficientemente establecida, aunque se sugiere que son basaltos toleíticos continentales, propios de un ambiente ya no orogénico.

Las deformaciones se centran en una primera fase de plegamiento (F_1), seguida de una subfase (F'_1) en la que se desarrollan fallas inversas y cabalgamientos. Los pliegues F_1 muestran un notable aplastamiento, con marcada variabilidad axial (charnelas curvas). Poseen linearidades oblicuas al eje de los pliegues, que sin embargo se suponen originadas en la misma fase de deformación. La pauta de estas relaciones de oblicuidad no parece ser como la de transecciones anteriormente descritas, sino que se deduce una disposición simétrica respecto de las culminaciones y depresiones de las charnelas.

Se han evaluado de forma bastante aproximada las proporciones áxicas del elipsoide de deformación, a partir de piroclastos deformados: $X/Y/Z = 1,5-1,6/1/0,3-0,4$. Esto permite rechazar la explicación de que una deformación de elipsoide constrictivo haya sido la causa de la curvatura de las charnelas. Por el contrario, ésta se supone debida, fundamentalmente, al estiramiento según X, en el plano XY, y se ha podido establecer una aceptable concordancia con el modelo teórico de Sanderson (1973).

Se han confeccionado diversos cortes geológicos, que muestran el aspecto general de las macroestructuras. Las fases de replegamiento, F_2 y F_3 , apenas tienen incidencia sobre las grandes estructuras pues casi siempre se limitaron a generar mesopliegues.

Por otro lado, en la región tiene gran importancia la denominada etapa de fracturación tardiherciniana. En ella se originaron diversas familias de fallas cuyo movimiento inicial fué de salto en dirección. Destacan las fallas de orientación NNE-SSW y trazado curvo, cuyo movimiento es sinistrorso, frecuentemente kilométrico. Esta última familia se continúa por el Macizo de Aracena hasta Portugal, y parece definir una banda de cizalla frágil, localizada entre Ossa Morena (ZOM) y la Zona Sudportuguesa (ZSP). Estas fallas cortan a una línea de cizalla, evidentemente anterior, que se localiza en el estricto límite entre ZOM y ZSP, y a la cual parece que debe ligarse el estiramiento que originaría el desmembramiento en macroboudines de la banda Aracena-Almadén de la Plata. En resumen, el límite ZOM-ZSP fué notablemente activo en un período ya tardiherciniano (Estefaniense), con un movimiento, entre las dos Zonas, de sentido sinistrorso y salto en horizontal de unos 50 km. Si se deshace este salto, las alineaciones plutónicas de la región Castilblanco-Campofrío casi llegan a empalmar con las de la región de Beja (Portugal).

Los depósitos de la cuenca del Viar, de edad autuniense, sellan la actividad principal de las fallas tardihercinianas. No sólo son posteriores a los movimientos en dirección sino también a una etapa posterior en que las fallas actuaron como normales, con intrusión de magma básico a favor de sus planos: en efecto, en los conglomerados del Viar hay cantos de los diques de diabasa. Sin embargo, en el borde oriental de la cuenca queda registrada una etapa compresiva posterior, en la que se retomaron planos anteriores para formar fallas inversas que produjeron arrastres en los estratos del Viar.

Se ha efectuado el estudio estratigráfico de la cuenca del Viar, dividiendo la Formación Viar en diferentes miembros, de los que se especifican sus características litológicas. En conjunto, es una cuenca continental con monótono dominio de facies fluviales de capas rojas; en su sector norte muestra cierta variedad, apareciendo un miembro de color gris y facies lacustre, además de dos miembros basálticos.

El conjunto de los datos expuestos permite hacer algunas consideraciones, siempre tentativas, sobre el marco geotectónico del SW Ibérico, en los tiempos devonocarboníferos. Así, sobre el significado del límite entre ZOM y ZSP, se discute la hipótesis ofiolítica que Andrade (1972 y trabajos posteriores) ha sugerido para el conjunto básico de la región de Beja (Portugal), señalando que hacia territorio español ese conjunto parece escindirse en dos alineaciones de significado bien diferente: por un lado, la banda de anfibolitas de Aracena-Almadén de la Plata (¿Silúrico o Devónico inferior?), y por el otro la banda plutónica Campofrío-Castilblanco de los Arroyos. Los datos sedimentológicos de los materiales de ZSP y su semejanza con otros, de igual edad, de ZOM, sugieren una completa conexión entre ZOM y ZSP, por lo menos desde el Devónico superior. En el Estefaniense, este límite habría mostrado notable actividad, con el desarrollo de las cizallas ya referidas.

Finalmente, se discuten los modelos geotectónicos en que la actual ZSP fué el lugar donde, en el Carbonífero inferior, se situaría un borde activo con subducción. La revisión de los datos regionales de todo tipo conduce a suponer que dicho modelo de subducción no es probable.

INTRODUCCION

Este es un trabajo de "geología regional". Ello significa que se ha abordado un amplio número de cuestiones geológicas de una determinada región (la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa), lo cual conlleva, necesariamente, que la profundidad con que éstos son tratados sea variable y, en todo caso, inferior a lo que hubieran podido ser monografías de algunos de estos temas. Sin embargo, este carácter "regional" me ha parecido justificado por dos tipos de razones:

a) La región considerada (figs. 1.1 y 1.6) había sido anteriormente objeto de escasa atención, faltando en su mayor parte una cartografía geológica válida a una escala media. En el mapa de síntesis geológica del I.G.M.E., a escala 1: 200.000 (hoja nº 75, Sevilla), la región, que es ciertamente poco variada, está representada con extremada monotonía: pizarras "devónicas" más "granitos". En mapas geológicos de escala más detallada (hojas 1:50.000 nºs 940- -Castilblanco de los Arroyos- y 962-Alcalá del Rio- ; MAGNA) se introducen diversas precisiones, pero no son pocas las distinciones cartográficas y las interpretaciones geológicas que me parecen insatisfactorias o erradas. Un orden lógico en el progreso de los conocimientos imponía, por tanto, abordar incluso la confección de una cartografía a escala 1:50.000, como se ha hecho.

b) Por otro lado, un estudio de índole general permitía, mediante comparación con los estudios geológicos de regiones próximas, abordar algunas cuestiones importantes sobre la evolución geológica de la Zona Sudportuguesa y áreas adyacentes de Ossa - Morena.

La preocupación por situar en un ámbito mucho más general los datos obtenidos en el estudio de esta región, es constante en todas las páginas de esta memoria, traduciéndose en comparaciones y correlaciones con áreas vecinas, y en interpretaciones generales que, en algún caso, pueden parecer arriesgadas. Confío en que los datos suministrados permitan al lector hacerse cuenta cabal del grado de fiabilidad (o incertidumbre, según quiera verse) que tales proposiciones merecen. De cualquier forma, tal modo de proceder me ha parecido imprescindible en un trabajo de esta índole.

Ningún trabajo científico agota los temas que trata, sino que, más bien, suele descubrir horizontes nuevos; pero en casos como el presente es mucho más cierto eso, ya convertido en tópico, de que quedan abiertas múltiples vías

para investigaciones futuras, tanto porque diversos problemas no se han tratado con suficiente profundidad, como porque las nuevas hipótesis propuestas necesitan ser contrastadas con datos adicionales. De los muchos temas que podrían señalarse, me preocupa especialmente el estudio del límite entre Ossa-Morena y la Zona Sudportuguesa, sobre el que creo haber ofrecido algunas aportaciones en lo que se refiere a su evolución tardiherciniana, pero que es, indudablemente, una cuestión compleja.

No se mencionan, en esta introducción, los estudios previos que existen sobre la región o sobre los temas regionales que en ella se suscitan. La memoria está estructurada de manera que cada capítulo es, en buena medida, autónomo, incluyendo las referencias bibliográficas que le son propias.

En otro orden de cosas, es una obligación agradable reconocer las ayudas que he tenido durante la realización de este trabajo, aunque sea imposible señalarlas todas.

En primer lugar, he de agradecer al Prof. Dr. V. García Dueñas y a la Prof. Dra. P. Fenoll su participación como codirectores de la Tesis.

Con mi amigo y compañero G. Ruiz de Almodóvar he intercambiado opiniones sobre nuestras respectivas áreas de trabajo, y he compartido excursiones en las que, tan importante o más que el propio motivo geológico, ha sido la convivencia amistosa.

En un momento importante de este trabajo tuve la suerte de contar con la mediación solícita y generosa de la Dra. M. T. Gómez Pugnaire, gracias a la cual entré en contacto con el Prof. Dr. F.P. Sassi, de la Universidad de Padua (Italia). En esta Universidad se ha realizado gran parte de los análisis químicos de roca total que se presentan, así como los estudios de b_0 de la mica blanca potásica, y los análisis con microsonda. Aunque todo ello se ha hecho en el marco del I.G.C. P. Project. No 5, "Correlation of Pre-variscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain-belt", la generosidad de las personas referidas ha sido manifiesta.

El resto de los análisis químicos ha sido realizado por el Dr. J.F. Rodríguez Gordillo, cuya colaboración, reflejada en algunas publicaciones previas, ha sido importante.

A mis compañeros de Departamento, los Drs. F. González Lodeiro y J. Chacón debo interesantes discusiones sobre cuestiones de Geología Estructural.

Con el Dr. E. Pascual he conversado en varias ocasiones acerca de la geología del SW Ibérico. Recuerdo, además, con especial agrado, las excursiones que hemos hecho a la Sierra Morena cordobesa, de la que él es un buen conocedor.

El Dr. E. Liñán revisó diversas láminas delgadas de calizas, suministrándome determinaciones de fósiles y comentarios paleoecológicos. El Dr. Sergio Rodríguez determinó algunos corales.

N. Velilla me ha atendido en algunas consultas sobre determinación de granates.

Finalmente, a los constituyentes del Grupo de Ossa-Morena, C. Quesada, A. Garrote, O. Apalategui, V. Oliveira, J. T. Oliveira, y una larga relación imposible de reproducir, porque con su actividad han contribuido, no poco, a algunas de las ideas aquí presentadas.

Mi familia merece consideración aparte, y no puedo dejar de mencionar los desvelos de mis padres. Mi mujer, más que nadie, ha soportado muchas ausencias; en otros casos, me ha acompañado al campo, y éstas han sido, sin duda, mis mejores jornadas de trabajo.

LAS UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS

La región estudiada pertenece a la Zona Sudportuguesa y sus características estratigráficas generales se encuadran bien dentro de las de dicha Zona, independientemente de las particularidades que se pondrán de manifiesto. Como es fundamental correlacionar las unidades litoestratigráficas de este extremo oriental de la Zona Sudportuguesa con las establecidas más al oeste, comenzaré por revisar los rasgos estratigráficos de dicha Zona.

Los materiales de la cuenca continental del Viar serán tratados independientemente en el capítulo 9.

1.1 ESTRATIGRAFIA DE LA ZONA SUDPORTUGUESA

La Zona Sudportuguesa puede considerarse dividida en tres bandas. La septentrional es la más estrecha y sólo se desarrolla ampliamente en el sector portugués; hacia España se estrecha con rapidez. La banda meridional se encuentra representada únicamente en Portugal. Por el contrario, la "Faja Pirítica", que ocupa la posición intermedia, se extiende por igual a un lado y otro de la frontera.

Los límites entre estas bandas no están definidos con nitidez, puesto que no son precisos los bordes septentrional y meridional de la "Faja Pirítica", considerada ésta como la banda a la cual se restringe la gran mayoría de los afloramientos de rocas volcánicas preorogénicas y los yacimientos de sulfuros masivos (véase la fig. 1.1). Describiendo la Zona Sudportuguesa con brevedad, se -

(a) basado en Schermerhörn (1971), modificado

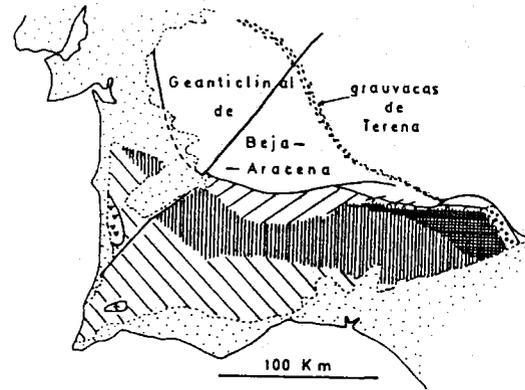
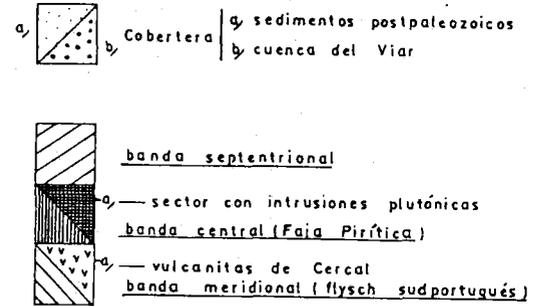
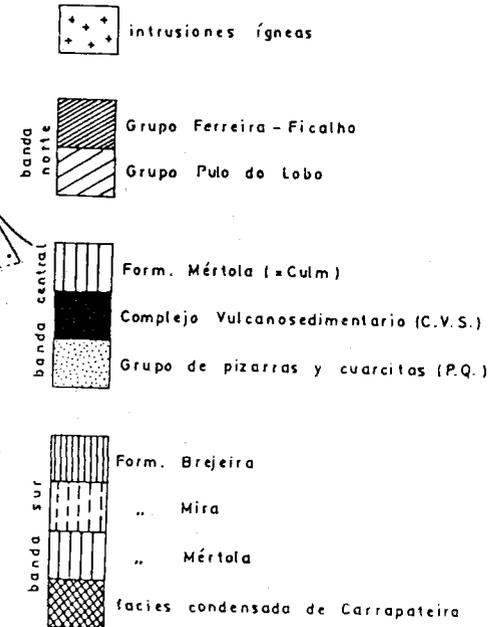
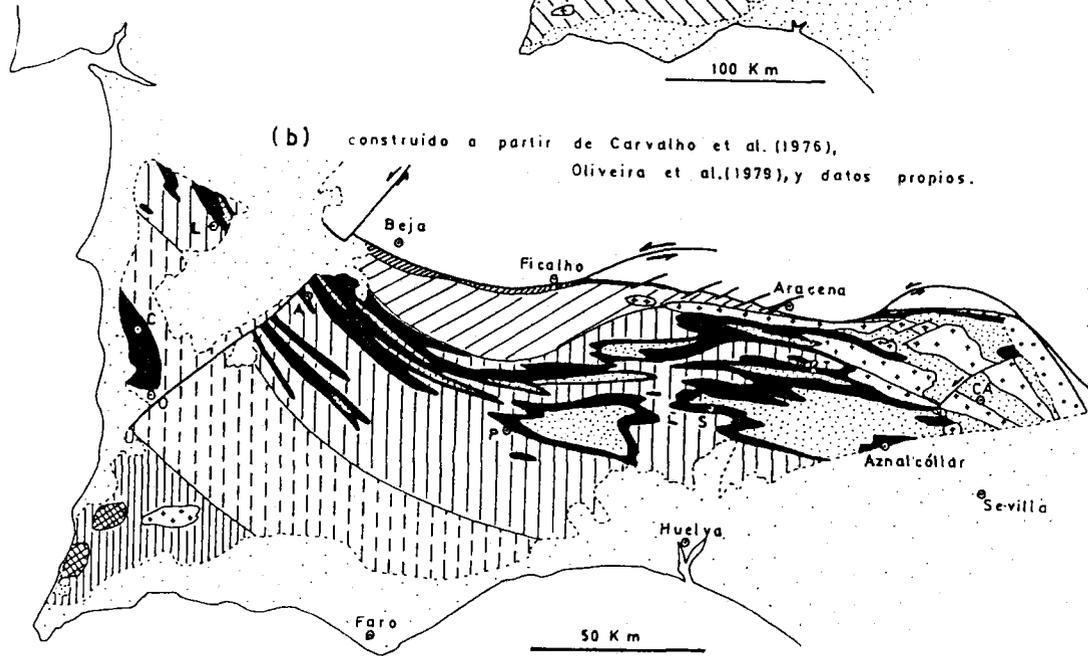


FIG. 1.1



(b) construido a partir de Carvalho et al. (1976),
Oliveira et al. (1979), y datos propios.



Esquemas geológicos de la Zona Sudportuguesa

puede decir que en ella no afloran, probablemente, materiales de edad inferior al Devónico, encontrándose los materiales más antiguos en el denominado Grupo Pulo do Lobo (en la banda septentrional; fig. 1.1); en la Faja Pirítica hay pizarras y cuarzovacas del Devónico superior, sobre las que se sitúa un complejo vulcanosedimentario con rocas ácidas y básicas; por encima aparecen pizarras grauvacas, que forman un depósito de tipo flysch (Viseense superior, esencialmente); más al SW, en la banda meridional, la sucesión presenta facies de plataforma desde el Fameniense al Namuriense (al menos en la región de Carrapateira) y sigue un flysch de edad Namuriense - Westfaliense A.

1.1.1 EL CONJUNTO SEPTENTRIONAL: GRUPO PULO DO LOBO Y FORMACIONES CONTIGUAS

Se acaba de indicar que este conjunto sólo tiene buen desarrollo en Portugal. Durante mucho tiempo ha sido discutida la estratigrafía de estos materiales, a causa de su monotonía y ausencia de fósiles; en particular, diversos autores (véase revisión en Schermerhörn, 1971) han distinguido las "grauvacas de Ficalho", una estrecha banda que corre inmediatamente al sur del accidente tectónico de Ficalho, de las filitas y cuarcitas de Pulo do Lobo, sin que quedasen claras las relaciones de estas unidades entre sí ni con las de la Faja Pirítica. Recientemente, Carvalho et al. (1976) han establecido lo que parecen las relaciones estratigráficas correctas, al situar entre las "grauvacas del Ficalho" y el Pulo do Lobo una nueva formación que constituye el nexo entre las dos unidades y facilita la correlación con los materiales aflorantes, más al sur. Así, según estos autores, hay que distinguir el Grupo de Ferreira-Ficalho, con las formaciones Santa Iría y Ribeira de Limas, y el Grupo de Pulo do Lobo, más antiguo.

La formación Santa Iría se caracteriza por una alternancia de tipo flysch entre pizarras y "grauvacas" (litarenitas feldespáticas muy inmaduras, sobre todo), y es litológicamente idéntica al flysch supravolcánico (frecuentemente denominado Culm) de la Faja Pirítica. La Formación de Ribeira de Limas se sitúa por debajo de la anterior y por encima del Pulo do Lobo, y litológicamente constituye en cierto modo la transición entre ambas unidades. Está constituida por alternancias de pizarras y cuarzovacas con estratificación gradual y huellas de corriente, rasgos de organización turbidítica, interpretables como el prelude del flysch subsiguiente (F. Santa Iría). El tránsito entre la Formación de Ribeira y la de Santa Iría y, sobre todo, entre aquélla y el Pulo do Lobo parece perfectamente gradual.

Como Grupo Pulo do Lobo se conoce un conjunto monótono de filitas, cuar-zovacas y cuarcitas, intensamente deformado, con abundantes venas de cuarzo y con un metamorfismo ligeramente más intenso.

Sobre la base de la posición cartográfica y de la similitud litológica (especialmente de las rocas areniscosas), Carvalho et al. (1976) han correlacionado estas unidades con otras distinguidas por Pfefferkorn (1969) inmediatamente al sur del Pulo do Lobo: Formación Atalaia, equivalente a la de Ribeira de Limas, y Formación Gafo, correlacionable con la de Santa Iría. A su vez, parece claro que la Formación Atalaia es un equivalente lateral del Complejo volcánosedimentario de la Faja Pirítica, correspondiéndose la Formación Gafo con el flysch supravolcánico.

En suma, quedan de esta forma establecidas las conexiones entre las unidades de la banda norte y las de la Faja Pirítica.

En cuanto a la edad de las formaciones, gracias a las correlaciones indicadas, y puesto que en la Faja Pirítica existen suficientes restos fósiles para una datación general, se puede suponer que al menos la parte alta del Pulo do Lobo sería del Devónico superior, la Formación Ribeira de Limas tendría una edad esencialmente Tournaisiense y la Formación Santa Iría Viseense inferior medio. Estas edades son ligeramente más antiguas que las de las correspondientes unidades de la Faja Pirítica, lo que se justifica en el epígrafe 1.2 cuando se trata del carácter diacrónico de las formaciones, especialmente el del flysch supravolcánico. En todo caso, es conveniente consultar, para la correcta comprensión de esta cuestión, el cuadro estratigráfico de la figura 1.4.

Tanto el Grupo de Ferreira-Ficalho como el Grupo Pulo do Lobo han sido definidos en Portugal. Su continuidad hacia España está clara en las hojas de Rosal de la Frontera y Aroche (Barranco et al. en prensa; Apalategui et al., en prensa), pero sus afloramientos se estrechan más al este, a lo largo de una franja afectada por las fracturas que limitan el borde sur del macizo de Aracena. Al sur de la Sierra de Aracena, y entre los materiales correlacionables con el Pulo do Lobo, aparece una intercalación cuarcítica que constituye un excelente nivel guía (cuarcita Sierra Giralda - Sierra Pico). Desde este sector he podido verificar la continuidad (interrumpida únicamente por fallas en dirección) del Pulo do Lobo hasta el sur de Almadén de la Plata, en donde lo he cartografiado.

En la región estudiada, el equivalente del Grupo Pulo do Lobo aparece formando una estrecha franja, limitada al norte y al sur por fallas (véase mapa geológico anexo y también la figura 1.1).

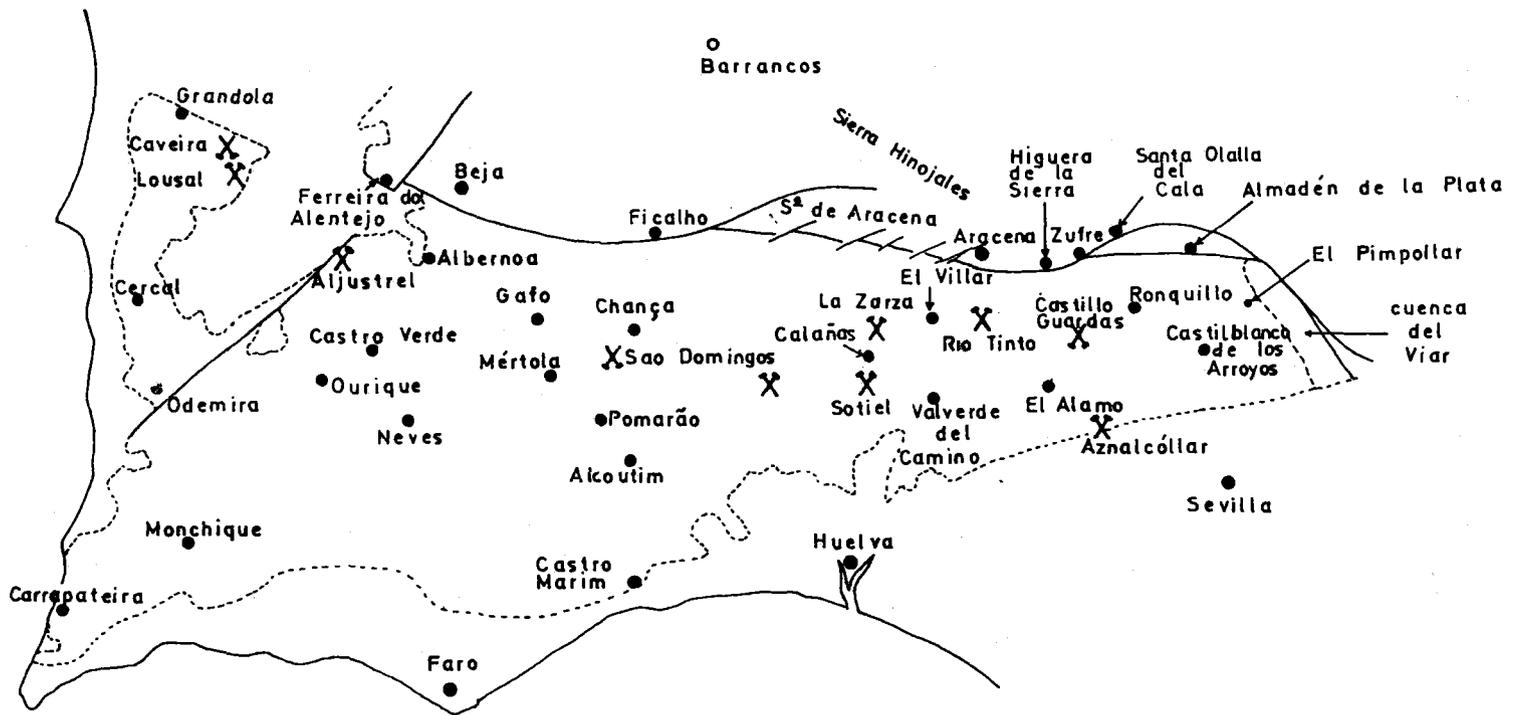


FIG. 1.2 Localidades citadas en este capítulo y principales yacimientos de sulfuros

1.1.2 LA FAJA PIRITICA

La Faja Pirítica es, desde diversos puntos de vista (relativa variedad estratigráfica, riqueza metálica, etc), el conjunto más interesante de la Zona Sud portuguesa, y se desarrolla con amplitud semejante en Portugal y en España. Lo que le confiere marcada individualidad es la abundancia de rocas volcánicas sin sedimentarias, así como de yacimientos de sulfuros masivos.

Fuera de la Faja, las rocas volcánicas sólo aparecen bien desarrolladas en el anticlinal de Cercal-Odemira, pero si se admite la alimentación de la formación supravolcánica de flysch a partir de áreas más septentrionales, formaciones vulcanosedimentarias semejantes a las de la Faja Pirítica debieron existir en los dominios del geanticlinal Beja-Aracena. Es posible, por tanto, que las manifestaciones volcánicas se extendieran a un área que excede, tanto por el norte como por el sur, el ámbito de la Faja Pirítica.

Tres unidades litoestratigráficas mayores caracterizan la sucesión de la Faja Pirítica. Siguiendo el esquema bastante aceptado de Schermerhorn -- (1971), aunque con su nomenclatura algo modificada, se distingue, de abajo hacia arriba: a) Grupo de pizarras y cuarcitas; b) Complejo vulcanosedimentario; c) Grupo Culm. El Grupo Culm ha sido redefinido por Oliveira et al. (1979) -- como Formación Mértola.

El Grupo de pizarras y cuarcitas (P.Q.) está constituido casi exclusivamente por una monótona secuencia de pizarras más o menos cuarzosas y cuarzovacas; el tamaño de grano es variable, aunque parece que domina la arena fina.

Es frecuente encontrar lechos de arenisca con laminación cruzada, granoclasiicación y , raramente, figuras de corriente en la base. Según mis observaciones en la extremidad oriental de la Faja, estas características de sedimentación turbidítica se restringen a una formación que precede a las extrusiones volcánicas; por debajo de estos materiales se puede diferenciar otra formación sin rasgos turbidíticos. No es posible asegurar que este mismo esquema de formaciones infravolcánicas sea válido en toda la Faja.

En cierto número de localidades (Mértola, Pomarao, Cabezas del Pasto etc) se han encontrado, en el techo del P.Q., lentejones de calizas con fósiles del Fameniense superior. En consecuencia, se ha asignado esta edad a la parte superior del P.Q.. No obstante, otros hallazgos en el sector de Aznalcóllar parecen indicar que la edad del techo del P.Q. puede estimarse ligeramente más moderna (Tournaisiense?), pero prefiero reservar esta discusión para los apartados dedicados a describir la extremidad oriental de la Faja.

Sobre el Grupo P.Q. se sitúa el Complejo vulcanosedimentario (C.V.S.). El contacto entre las dos unidades parece concordante (Schermerhörn, 1971), aunque se han citado "discordancias" locales interpretadas como una manifestación de débiles movimientos finidevónicos; en el mismo sentido, se ha citado la existencia excepcional y local de cantos carbonatados ferruginosos en un nivel conglomerático del techo del Famenense, y se ha considerado que las mineralizaciones de sulfuros y de manganeso se alinean oblicuamente a la dirección estructural principal, en respuesta a las irregularidades creadas por estos movimientos (Routhier et al. 1977). Estos argumentos, con ser interesantes, resultan algo vagos, y no permiten por el momento hacerse una idea precisa de la cuestión.

Mi experiencia en el área oriental de la Faja es favorable a la afirmación de que el contacto es esencialmente concordante; por ejemplo, he observado en el sector de Aznalcóllar que la formación turbidítica prevolcánica contiene niveles esporádicos intercalados de tobas que son, sin duda, preludio del vulcanismo ulterior.

Una descripción en términos generales del C.V.S. puede hacerse como sigue. Se trata de un conjunto heterogéneo constituido por rocas volcánicas variadas, junto con rocas detríticas y rocas silíceas. Las proporciones relativas de estos materiales son muy variables, de la misma forma que la potencia del Complejo; se pueden encontrar, a veces a distancias sorprendentemente cortas, potentes secuencias casi totalmente volcánicas (Aljustrel, Rio Tinto, Aznalcóllar, por ejemplo) y secuencias con sólo esporádicos episodios televolcánicos (Corte Vicente Anes - 5 Km al noreste del Aljustrel- Alcouthim, etc).

Entre las rocas volcánicas ácidas dominan absolutamente los depósitos piroclásticos sobre las lavas. Estas, con texturas de felsitas y felsófiros, forman lentejones de extensión reducida que pueden alcanzar notable potencia; normalmente son masivas, y no es raro observar disyunción columnar. Cerca de las acumulaciones de lava ácida suelen encontrarse los piroclastos más groseros, y estos dos tipos de roca marcan los centros eruptivos ácidos. Las tobas dominantes son tobas cristalinas, en las que fenoclastos de cuarzo, plagioclasa (albita principalmente) y, más raramente, biotita están inmersos en una matriz de cuarzo, sericita y clorita.

Las rocas volcánicas básicas son, por el contrario, lavas casi siempre. Se presentan formando coladas, con texturas de flujo y estructuras de almohadilla ó columnar, ó bien forman sills que pueden llegar a ser muy extensos y que se sitúan por debajo de las coladas e, incluso, en el techo del Grupo P.Q. (Schermerhörn, 1970). Uno de los mayores sills es el de Calañas - Valverde del Camino (Routhier et al. 1977).

Las rocas detríticas del C.V.S. no presentan, en general, caracteres propios. Además de areniscas como las del P.Q., puede haber otras tipo "Culm". Distintivas del C.V.S. son las pizarras negras, a veces silíceas, frecuentemente asociadas con las masas de sulfuros.

En el C.V.S. los jaspes son, junto con las rocas volcánicas, rocas características. Su abundancia y desarrollo son muy notables, y con frecuencia se sitúan hacia las partes altas de las secuencias. Son, sin duda, el resultado de la precipitación de la sílice aportada al mar por las emisiones volcánicas.

Cuantitativamente insignificantes, los lentejones de caliza que se encuentran en el C.V.S. tienen interés especial, al ser frecuentemente fosilíferos. Suelen ser calcarenitas con restos de crinoides y otros fósiles, además de fragmentos de rocas volcánicas y cristales de plagioclasa y cuarzo. Hasta el momento, se han citado en Lousal, Carvoeiro (Norte de Mértola), Tharsis, Sotiel, El Villar y Aznalcóllar. Niveles calizos de facies diferente (arrecifal) han sido encontrados por mí cerca del cortijo El Pimpollar, al oeste de la cuenca del Viar. En Carvoeiro, Sotiel, Aznalcóllar y El Pimpollar se han conseguido dataciones detalladas. Schermerhörn (1971) ha revisado los argumentos paleontológicos existentes hasta esa fecha para establecer la edad del C.V.S., concluyendo que esta unidad abarca el Tournaisiense y Viseense inferior. A Routhier et al. (1977) les resulta algo turbador este periodo de tiempo, relativamente largo para la acumulación del C.V.S., teniendo en cuenta la rapidez de los fenómenos volcánicos y la potencia de la unidad. Por otro lado, los hallazgos fosilíferos (hasta ahora es casísimos) dentro del C.V.S. no han establecido la existencia del Tournaisiense, salvo el Tournaisiense terminal. Los autores citados creen ver en todo esto una evidencia más de que el contacto entre el Grupo P.Q. y el C.V.S. no es concordante.

Posteriores hallazgos en Aznalcóllar y El Pimpollar sugieren que la edad del vulcanismo es ligeramente más moderna, al menos en el extremo oriental de la Faja, iniciándose quizás en el Tournaisiense y terminado en el Viseense superior.

La potencia del C.V.S. es muy irregular: los valores mínimos (excepcionales) llegan a ser de algunas decenas de metros y las potencias mayores son del orden de mil metros. A juzgar por las descripciones publicadas, un margen de potencias muy frecuente parece ser el de 400-800m. Sin embargo, ésta es una estimación personal, dado que en muchas publicaciones no se hace mención explícita de la potencia del Complejo, por otro lado difícil de conocer con cierta seguridad.

Si muy variables son las proporciones relativas de todos los materiales descritos, variada es también su situación en la secuencia del C.V.S., y la -

(E)

(W)

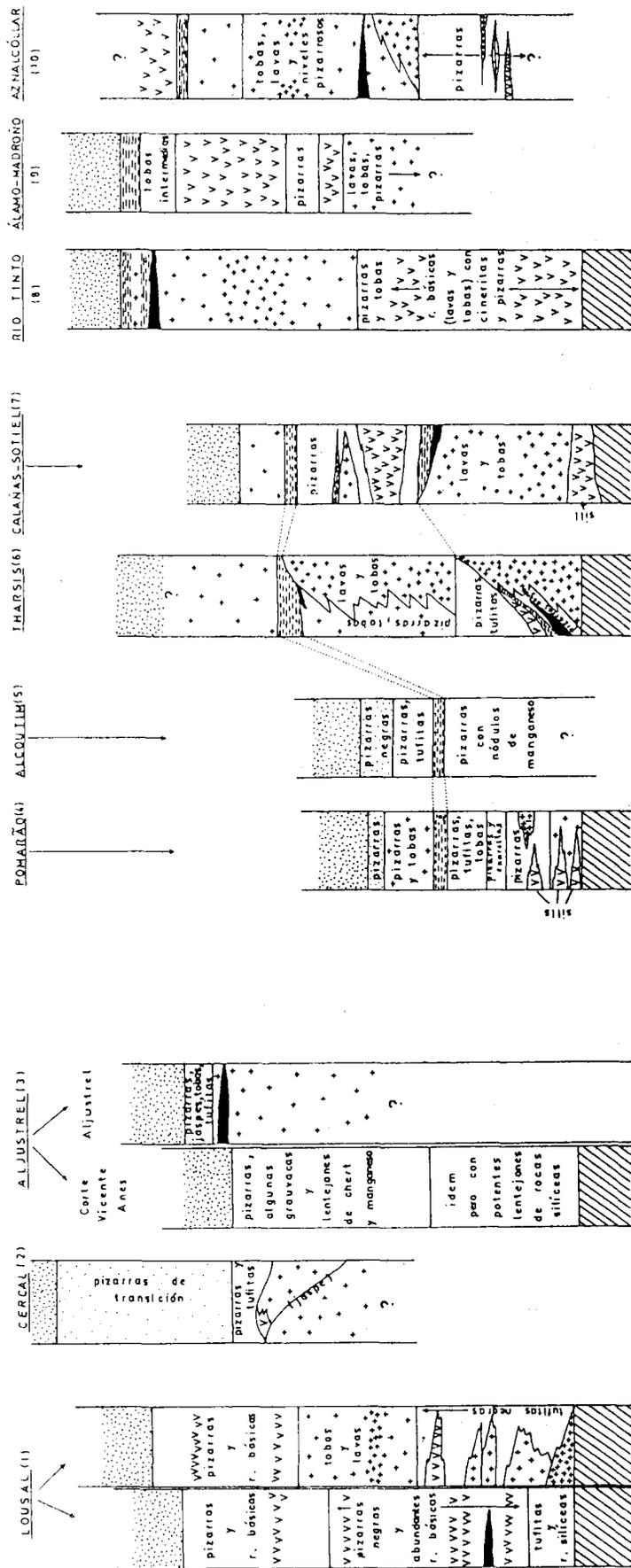


FIG. 1.3 — Columnas litológicas del Complejo Vulcanosedimentario de uno a otro extremo de la Faja Pirítica —

(1) STRAUSS, 1970 ; (2) CARVALHO, 1976 ; (3) SCHERMERHÖRN & STANTON, 1969 ; (4) BOOGAARD, 1967 ; (5) LECA, 1976 ; (6) STRAUSS & MADEL, 1974 ; (7) ROUTHIER et al., 1977 ; (8) G. PALOMERO, 1975 ; (9) IGAME., 1976 ; (10) COULLAUT et al., 1975, y SIMANCAS, 1976. Las secuencias están bastante simplificadas respecto de las descripciones originales. Las potencias sólo son aproximadas.

suma de estos factores confiere una aparente anarquía a la sucesión litológica de este Complejo, a la escala de toda la Faja. Con todo, es posible percibir un grado de organización considerando áreas reducidas e, incluso, se puede aceptar que en el sector central de la Faja, aproximadamente entre las localidades de Pomarao y Sotiel, existe una ordenación litológica general. Esto ha llevado a algunos autores a proponer modelos generales de columna estratigráfica (Bernard y Soler, 1974 b; Routhier et al. 1977) que, sin embargo, sólo son más o menos adecuadas para el sector mencionado antes. En la fig. 1.3 es posible ver las semejanzas de las sucesiones de Pomarao (van den Boogaard, 1967), Alcoutím (Leca, 1976), Tharsis (Strauss y Madel, 1974) y Calañas - Sotiel (Lecolle, 1972), pero se observa también que en otros lugares las secuencias son muy diferentes, como en Lousal (Strauss, 1970), Aljustrel (Schermerhorn y Staton, 1969), Rio Tinto (García Palomero, 1975) o Aznalcóllar (Coutillaut et al., 1975; Simanca, 1976). Algunos aspectos merecen un breve comentario aparte:

Aunque en una mayoría de casos el vulcanismo básico sucede al ácido, - existe al menos una segura excepción en Rio Tinto. Desde luego, la existencia de sills por debajo de las primeras vulcanitas ácidas no va en contra de la generalidad enunciada.

Por otro lado, las grandes acumulaciones de rocas ácidas son, en cierto modo, incompatibles con las de rocas básicas, en el sentido de que no suelen encontrarse abundantemente representados ambos tipos en la misma vertical. Esto se suele explicar suponiendo que importantes masas de rocas ácidas habrían "taponado" la posterior emisión de magmas básicos.

Otra cuestión pertinente es la validez como nivel guía de las "pizarras de hematites" (tufitas y cineritas, rojizas, moradas ó verdes). Si en el sector central atrás referido (Pomarao - Sotiel) estas pizarras se pueden encontrar en una posición estratigráfica determinada, es claro que también se encuentran en otras posiciones; incluso en la misma vertical es posible observar más de un nivel de estas rocas tan distintivas. Esto nos lleva a recordar el interesante concepto de ciclos volcánicos, resaltado por Strauss y Madel (1974), puesto que "pizarras de hematites" (cineritas) y jaspes son un par litológico que estos autores interpretan como caracador del final de un ciclo volcánico. Lo interesante de este concepto es su significación de que el C.V.S. está constituido por unidades (de una a tres) que se repiten en el tiempo, cada una de las cuales tiene potencialidad metalogénica. La existencia en una misma vertical de varios ciclos de vulcanismo parece especialmente bien ejemplificada en Tharsis (véase la figura 11 de Strauss y Madel, 1974).

En Portugal, entre Cercal y Odemira, a favor de una estructura anticli

nal, aparece un conjunto vulcanosedimentario de clara afinidad con el C.V.S., a pesar de encontrarse algo desplazado hacia el sur respecto de las alineaciones que constituyen la Faja en sentido estricto. La geología de este sector ha sido descrita últimamente por Carvalho (1976), siendo uno de los aspectos más destacables la antigüedad de su vulcanismo (últimas manifestaciones en el Devónico superior); este autor ha establecido una migración del vulcanismo de la Zona Sudportuguesa desde el sudoeste hacia el noreste. Este punto será tratado en el apartado 1.2

El Grupo "Culm" (Formación Mértola, según Oliveira et al., 1979) es la unidad litoestratigráfica más alta de la Faja Pirítica. Está constituido por una monótona secuencia de pizarras y grauvacas que tienen carácter turbidítico. En muchos puntos, este conjunto supravolcánico se inicia con unos pocos metros de pizarras oscuras, sobre las cuales se dispone la típica litología alternante de grauvacas y pizarras; por el contrario, en otros lugares el flysch se sitúa directamente sobre las vulcanitas superiores (Oliveira et al., 1979). Esto podría significar que en determinados sectores no hay concordancia entre C.V.S. y Culm; sin embargo, en términos generales el contacto debe ser concordante, como indican los siguientes hechos:

- Falta de conglomerados en la base del Culm
- Existencia, en ocasiones, de areniscas como las del Culm dentro del C.V.S.
- Frecuente aparición, entre C.V.S. y Culm de un tramo característico de pizarras.

Respecto de esta misma cuestión, conviene recordar también las dataciones paleontológicas disponibles. En sus niveles inferiores, el Culm presenta frecuentes yacimientos con Posidonia becheri Bronn, fósil característico del Viseense superior; Goniatites hallados en esta misma unidad pertenecen también al Viseense superior, habiéndose encontrado incluso Goniatites crenis tria Phill que caracteriza la zona más baja del Viseense superior (Schermerhörn, 1971)

En el C.V.S. las dataciones son más aisladas: en Carvoeiro, Sotiel y Aznalcóllar se ha determinado, mediante conodontos, la existencia del Viseense inferior (Boogaard, 1963); Boogaard y Schermerhörn, 1975; Hofstetter et al., 1979), aunque, al menos para Sotiel, se ha considerado posteriormente más segura la edad Tournaisiense final (Boogaard y Vázquez, 1981); en cualquier caso, los niveles datados nunca se sitúan en el techo del C.V.S. Hallazgos recientes en El Pimpollar han establecido la existencia del Viseense superior en el C.V.S., hecho que también parece ocurrir en Portugal de acuerdo con datos aún no publicados (J.T. Oliveira, com. pers.)

En resumen, las dataciones paleontológicas parecen constatar la --

inexistencia de interrupciones sedimentarias importantes entre el C.V.S. y el Culm.

Otros datos del flysch supravolcánico de la Faja Pirítica se expondrán a continuación, junto con la descripción del flysch de la banda meridional de la Zona Sudportuguesa, ya que ambos constituyen, un mismo conjunto (véanse las figs. 1.1 y 1.4)

1.1.3 LA BANDA MERIDIONAL: EL FLYSCH SUDPORTUGUES

En la esquina sudoeste de Portugal el dominio casi absoluto corresponde a un monótono conjunto flyschoides de difícil estudio. Estos materiales tienen una clara continuidad con el flysch supravolcánico de la Faja Pirítica y, aún más hacia el Norte, se corresponderían con la Formación de Santa Iría. Todo el conjunto puede ser denominado flysch de la Zona Sudportuguesa, ó más informalmente, flysch sudportugés.

Aparte de la Formación de Santa Iría, cuyo desarrollo es relativamente escaso y sin continuidad formal con el flysch de la Faja, del que está separado por un gran afloramiento del Pulo do Lobo, el flysch sudportugés ha sido dividido recientemente en tres unidades (Oliveira et al. 1979), representadas en la figura 1.1 (ver también fig. 1.4): Formación Mértola, Formación Rio Mira - y Formación Brejeira. La breve referencia explicativa que sigue está basada principalmente en el citado trabajo, al cual queda remitido el lector para una información más completa.

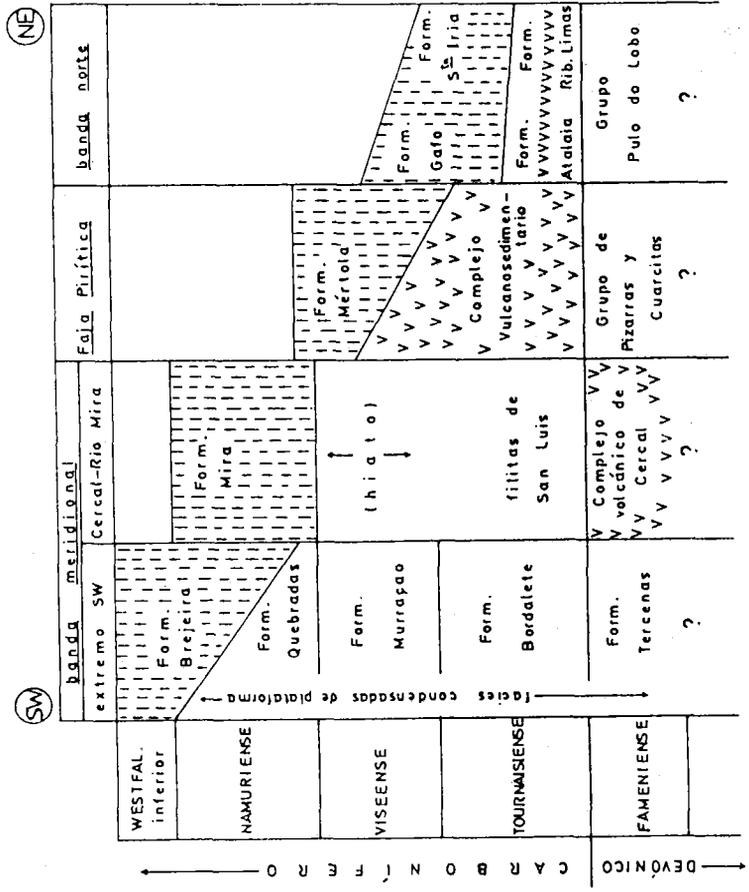
La Formación Mértola es equivalente al Grupo Culm de Schermerhorn (1971). En la base de la formación suele aparecer un tramo de pizarras oscuras que la separa del C.V.S.. Se extiende en el tiempo desde la parte inferior del Viseense superior hasta el Viseense más alto, y en su mayor parte corresponde a una secuencia de turbiditas proximales, con predominio de las divisiones A-B ó A-B-C de Bouma, notables potencias en los bancos de arenisca (frecuentemente más de 30 cm) y alta relación arena-lutita. Las grauvacas tienen abundante feldespato (albita), cuarzo y fragmentos de rocas variadas: vulcanitas ácidas y básicas, cuarcitas, pizarras, etc. La potencia de esta unidad, en la que faltan niveles guía, es difícil de estimar: para Schermerhorn, en Aljustrel puede ser de unos 3000 metros (y no se conoce el techo); Oliveira et al. (1979) consideran más probable una cifra de unos 2000 metros.

La Formación Brejeira es, en gran parte, un cambio de facies de la anterior formación, ya que su edad comprende desde el Namuriense inferior hasta el Westfaliense inferior. Puede definirse como una secuencia de rocas turbiditi-

Fig. 1.4

Cuadro estratigráfico general de la Zona Sud-portuguesa. Obsérvese la clara migración NE-SW del (flysch carbonífero (rayado vertical), y las relaciones temporales más complejas del vulcanismo.

--Según OLIVEIRA et al.(1979), con leves cambios--



cas de litología heterogénea. En la base, las facies son más proximales que las de la Formación Mira, pero hacia el techo se pasa a facies distales. Es interesante notar que las areniscas son más cuarzosas (menos feldespato y fragmentos de rocas) y están mejor calibradas que las de las otras formaciones.

En la región de Carrapateira aflora una sucesión litológica condensada que va desde el Fameniense hasta el Namuriense medio-superior (Feio y Ribeiro, 1971; Ribeiro, 1981). Aquí el flysch llegó en el Namuriense, y hasta entonces la región fué un alto fondo marino.

En la figura 1.4, a la que ya se ha aludido en varias ocasiones, se relacionan todas las unidades litoestratigráficas mencionadas.

A partir de los datos expuestos, se ha confeccionado un modelo muy esquemático sobre el desarrollo de la sedimentación del flysch sudportugés (fig. 1.5). Las siguientes consideraciones, entre otras, parecen pertinentes a la hora de imaginar este u otro modelo:

- Es clara la migración que de nordeste a sudeste experimentó el flysch de la Zona Sudportuguesa; con gran probabilidad, esto implica también una migración, en el mismo sentido, de la línea de máxima subsidencia.

- Los detritus han debido tener su fuente esencial en rocas que cubrirían el geanticlinal Beja-Aracena (fig. 1.1). Este punto será discutido en un apartado posterior.

- Se desconoce en qué momento empezó la erosión generalizada, en cada sector de la Zona Sudportuguesa, aunque se supone que hubo migración norteesur de la orogénesis y subsiguiente levantamiento.

En este modelo se ha supuesto que hasta el Westfaliense B no tuvo lugar un levantamiento general en la banda de la actual Faja Pirítica, es decir, -- aproximadamente hasta esa época, sobre la vertical de la Faja habría acumulación de sedimentos. Se supone por lo tanto, que sólo muy tardíamente contribuyó esta banda a la provisión de material detrítico a la cuenca que quedaría más al sur. Todo esto permite imaginar una potente acumulación de sedimentos que con posterioridad ha sido erosionada, lo que hace compatibles los datos estratigráficos con los del metamorfismo regional y el metamorfismo de contacto -- obtenidos en la región de Castilblanco de los Arroyos, y según los cuales la pila de rocas que en la Faja habría por encima del C.V.S., en el momento de -- desarrollarse estos metamorfismos, sería de unos 6500-7000m (véase los capítulos de metamorfismo). No obstante, debe tenerse en cuenta que no es necesaria una potencia real de esa magnitud, puesto que hay que contar muy probablemente con aumento de espesor por causas tectónicas (el metamorfismo es tardifase 1).

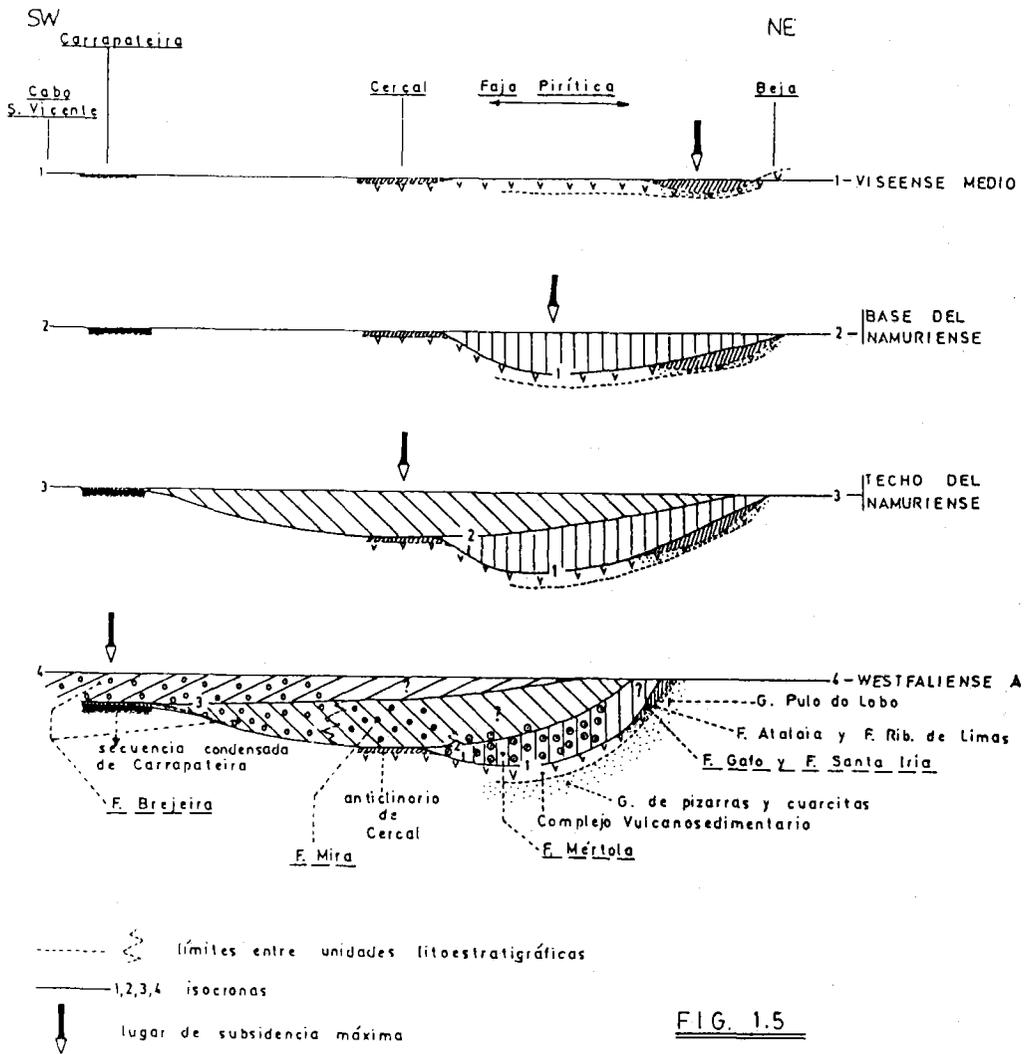


FIG. 1.5

POSIBLE EVOLUCIÓN DE LA SEDIMENTACIÓN EN LA ZONA SUDPORTUGUESA a partir del Visense medio.

1.2 MIGRACIONES EN LA ZONA SUDPORTUGUESA

En la Zona Sudportuguesa son varios los fenómenos que ocurren a una edad diferente según los distintos sectores, y ello siguiendo un patrón regular; tal es el caso del vulcanismo, del inicio del flysch y, posiblemente, de la deformación. En una transversal por el sur de Portugal, en donde la Zona Sudportuguesa está más completa, la heterocronía gradual del vulcanismo y del flysch es bien notoria.

La indicación explícita de la variación espacio-temporal del vulcanismo se debe a Carvalho (1976). Este autor ha establecido que el techo de las formaciones volcánicas en la región de Cercal-Odemira se sitúa en el límite Devónico-Carbonífero (no aflora la base del conjunto vulcanosedimentario), mientras que en la Faja Pirítica la totalidad de la acumulación volcánica queda comprendida entre el Tournaisiense y el Viseense medio-superior. Esto muestra que el vulcanismo apareció y se extinguió en los sectores meridionales antes que en los septentrionales.

En la banda norte de la Zona Sudportuguesa existen productos televolcánicos en la Formación Ribeira de Limas (fig. 1.4). La edad de este vulcanismo no es conocida, al no existir dataciones paleontológicas; sin embargo, al situarse bajo el flysch de este sector (Formación de Santa Iría) debe alcanzar una edad más antigua que la del vulcanismo de la Faja Pirítica, como se sugiere en la misma figura 1.4. Más al norte, se entra en el geanticlinal de Beja-Aracena (fig. 1.1), que probablemente estuvo cubierto por materiales sedimentarios y volcánicos afines a los de la Faja, aunque ahora no quede prácticamente rastro de ellos, puesto que en este área parece que estuvo la fuente esencial de los detritus del flysch. De acuerdo con este esquema (que se discute en un apartado posterior), no sólo es necesario que hubiese sedimentos y rocas volcánicas en el geanticlinal sino también, naturalmente, que estas rocas fuesen más antiguas que el flysch al cual alimentaron. Por lo tanto, las rocas volcánicas que debió haber en el actual geanticlinal de Beja-Aracena tuvieron que ser al menos ligeramente más antiguas que las de la Faja Pirítica y las de la Formación Ribeira de Limas, probablemente del Devónico superior. Surge así, en lo que se refiere al vulcanismo, una variación más o menos simétrica respecto del eje de la Faja (donde parece hallarse el vulcanismo más tardío), cuadro ciertamente distinto del definido por Carvalho (1976) de polaridad simple con progresión constante de sur a norte.

En general, se ha supuesto que siguiendo la dirección longitudinal de la Zona Sudportuguesa, la edad de las rocas volcánicas es la misma. Recientes hallazgos fosilíferos en la región más oriental podrían reflejar --

la existencia de una migración muy débil de oeste a este. En efecto, en el afloramiento más oriental de rocas del C.V.S., en el área del cortijo El Pimpollar, junto a la cuenca del Viar, he localizado niveles calizos discontinuos en el seno de las rocas volcánicas básicas. En un punto, estas calizas presentan facies de talud arrecifal y son extraordinariamente ricas en fósiles variados (corales, crinoides, algas, foraminíferos...); las determinaciones efectuadas permiten afirmar que su edad es Viseense superior. Por otro lado, en Aznalcóllar se ha citado la existencia de niveles calizos (Coullaut et al., 1975; Simancas, 1976) que según Hofstetter et al. (1979) pertenecen al Viseense inferior. Los autores citados en primer lugar situaron estas calizas en la base de la secuencia observable de materiales del C.V.S.; por el contrario, en el último trabajo señalado se sitúan las calizas en lo más alto, basándose esencialmente en la edad obtenida. Tal inversión no puede mantenerse de acuerdo con los datos del examen detallado que he vuelto a hacer del corte¹. En realidad, la datación de El Pimpollar despeja el recelo sobre la situación de las calizas de Aznalcóllar: la interpretación simple y coherente es que, al menos en el extremo oriental de la Faja, el vulcanismo llega al Viseense superior.

Según esto, y considerando los datos revisados por Schermerhörn (1971) y los de Boogaard y Schermerhörn (1975), según los cuales el C.V.S. sería Tournaisiense-Viseense inferior (medio), el vulcanismo sería levemente más joven en la Zona oriental. Sin embargo, hay datos inéditos (com. pers. de J.T. Oliveira) que apuntan también la existencia del Viseense superior en el C.V.S. de Portugal.

Más evidente es la migración del flysch. Debido a su mayor riqueza en fósiles, estos materiales muestran con nitidez edad variable de sur a norte. En la región de Carrapateira, en el extremo SW de Portugal, el flysch no aparece hasta el Namuriense superior (Feio y Ribeiro, 1971); el flysch del anticlinal de Cercal-Odemira se inicia en el límite Viseense - Namuriense (Oliveira et al., 1979); el de la Faja Pirítica comienza en el Viseense superior; y en el extremo septentrional (Formación de Santa Iría), aunque en este caso falten evidencias paleontológicas, es probablemente aún más antiguo, tal vez iniciado en el Tournaisiense.

¹ Véase el apartado 1.3.2.

1.3 EL EXTREMO ORIENTAL DE LA ZONA SUDPORTUGUESA

Hasta este momento se ha discutido, en términos generales, la estratigrafía de la Zona Sudportuguesa, avanzándose algunas de las ideas desarrolladas en el estudio de la región más oriental. Se pasará, a continuación, a la descripción estratigráfica de ésta.

En la figura 1.6 se ofrece un esquema geológico del extremo oriental de la Zona Sudportuguesa. Del área representada en la figura, la mayor parte ha sido cartografiada por mí a la escala 1/50.000. Sobre el sector de Aznalcóllar realicé cartografía 1/20.000 en 1975 (Simancas, 1976), y posteriormente he venido haciendo observaciones geológicas adicionales; en la figura 1.11 se presenta una cartografía simplificada de los alrededores de Aznalcóllar. E cuanto al área Higuera de la Sierra-Zufre- Castillo de las Guardas, también representada en la figura 1.6, no he confeccionado un mapa geológico detallado, aunque sí he realizado un amplio número de itinerarios geológicos; por tanto, este área no será descrita en detalle.

Lo más sobresaliente del extremo oriental, en relación con el resto de la Zona Sudportuguesa, es la aparición de rocas plutónicas, las cuales serán estudiadas en otros capítulos de esta memoria. Otra característica general es el predominio de los materiales prevolcánicos (Grupo P.Q.) sobre el Complejo vulcanosedimentario (C.V.S.), y la falta absoluta del flysch supravolcánico.

En la región se han definido las siguientes unidades litoestratigráficas, excluidas las rocas volcánicas y sedimentarias postectónicas:

- Formación Cuarcita de Calvario
- Formación El Ronquillo
- Formación Media Fanega
- Unidad volcánica y sedimentaria
- Areniscas del Guadiamar
- Formación Arroyo Quejigo

Su distribución general se puede observar en la figura 1.6.

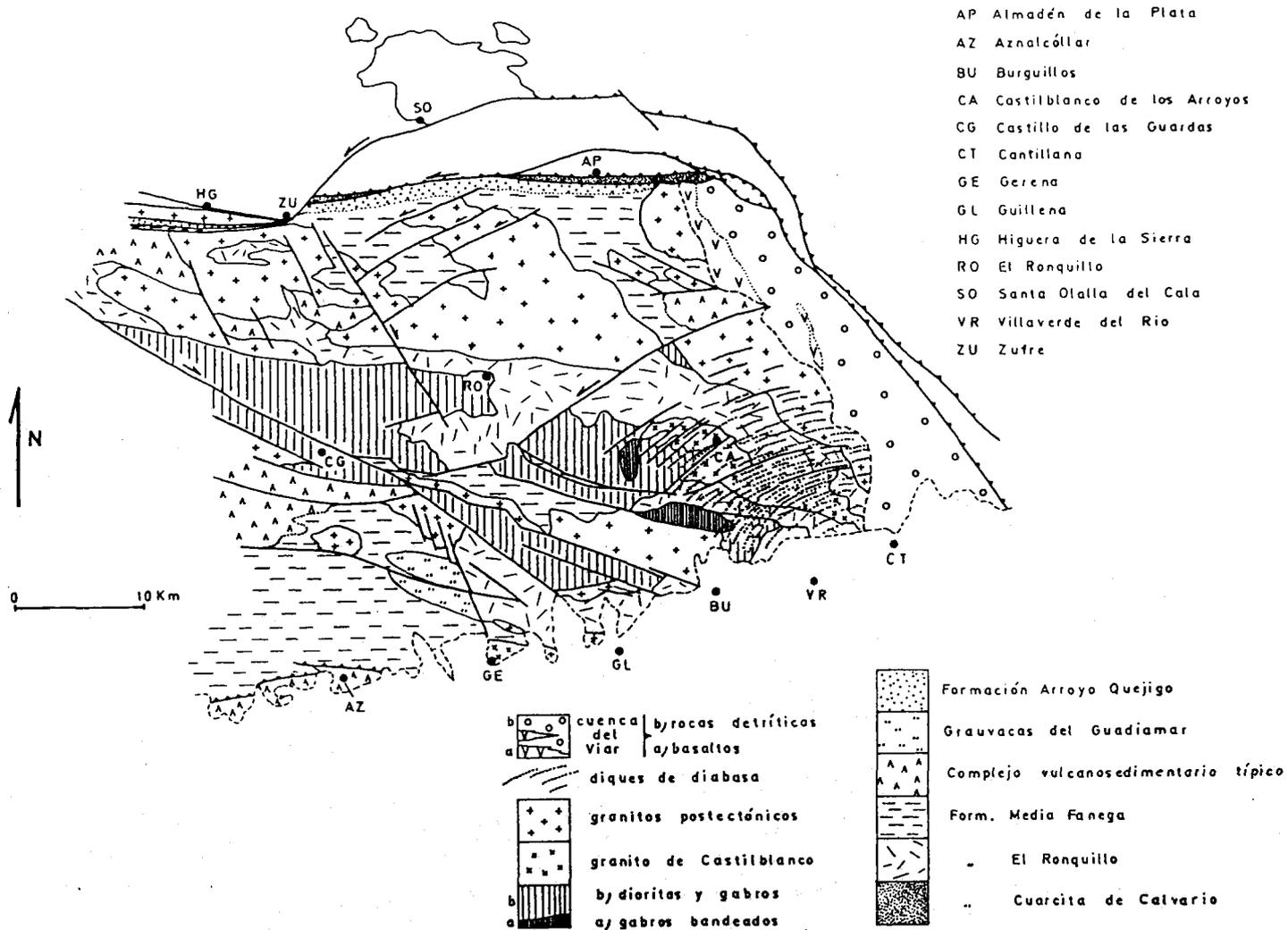
1.3.1 MATERIALES INFRAVOLCANICOS (GRUPO DE PIZARRAS Y CUARCITAS)

1.3.1.1 FORMACION CUARCITA DE CALVARIO

El nombre procede del Cerro de Calvario, situado inmediatamente al sur de Almadén de la Plata, en donde estos materiales se pueden reconocer sin dificultad. Los límites actuales de la formación son dos importantes fallas.

FIG. 1.6

—Esquema geológico del extremo oriental de la Zona Sudportuguesa—



La secuencia litológica representada en la figura 1.7, ha sido levantada en el arroyo del Ermitaño, al este de Almadén de la Plata. En síntesis, está constituida por un tramo rico en niveles cuarcíticos intercalado entre dos tramos - pizarrosos.

Las cuarcitas son masivas, de colores generalmente claros (existen algunas de color casi negro) y muy puras. Suelen formar estratos potentes, si bien aparecen también como lechos delgados intercalados entre pizarras, a veces silíceas.

La unidad se extiende ininterrumpidamente desde el extremo Norte de la cuenca del Viar, donde presenta una notable estructuración en escamas, hasta que choca con la falla arqueada de Zufre-Santa Olalla. La singularidad litológica (y topográfica) de esta banda, permite seguirla en el campo sin dificultad; hacia el Oeste de Zufre, la unidad continúa por el borde sur del macizo de Aracena, si bien falta localmente a causa de la intensa tectonización. Apalategui et al. (en prensa), prolongan esta unidad desde el sur de Aracena hasta Portugal, haciéndola corresponder con el Pulo do Lobo.

Debido a sus contactos mecánicos, la posición de estos materiales, en relación con las otras formaciones distinguidas en la región, no puede establecerse directamente y de forma segura. No obstante, su correlación con el Pulo do Lobo permite encajarlos en correspondencia con el Grupo de pizarras y cuarcitas (P.Q.) de la Faja Pirítica. No es posible determinar si la Formación Cuarcita de Calvario, es un cambio de facies de la Formación El Ronquillo o si se sitúa por debajo de ella, aunque la primera posibilidad parece más adecuada al considerar la secuencia que aparece en el Sur de la Sierra de Aracena, en donde, según Apalategui et al. (en prensa), materiales similares ("esquisitos" sericíticos, "cuarzoesquistos" y cuarcita de Sierra Giralda) se colocan inmediatamente por debajo de otros que se hacen corresponder con la Formación Rivera de Limas (fig.14).

1.3.1.2 FORMACION EL RONQUILLO

El pueblo de El Ronquillo, ha dado nombre a esta unidad, que se encuentra bien representada inmediatamente al Este y al Norte de dicha población. Los mejores afloramientos están en los alrededores del embalse del Cala, pero también las trincheras de la carretera Sevilla-Badajoz, en el tramo en que corta a estos materiales (al Sur de El Ronquillo), permiten buenas observaciones.

A causa de la profusión de rocas plutónicas que en esta región existe, así como por la intensísima fracturación, no ha sido posible observar el paso normal entre esta unidad y la suprayacente (Formación Media Fanega). En --

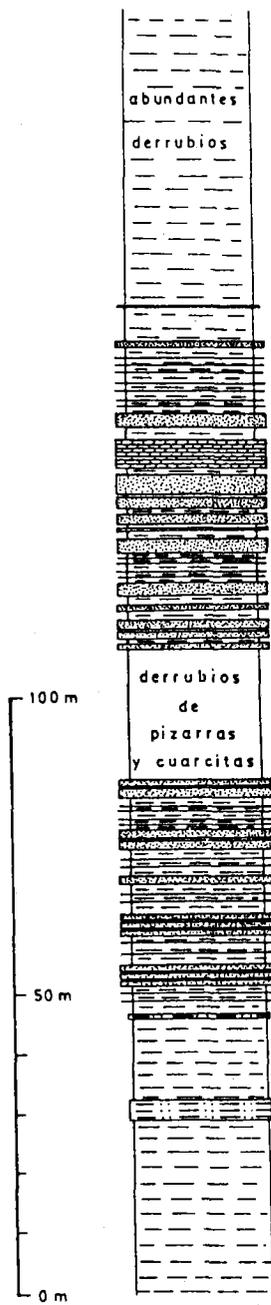


FIG. 1.7

FORMACIÓN CUARCITA DE CALVARIO

-  pizarras
-  cuarcitas masivas
-  pizarras alternantes con niveles cuarcíticos delgados
-  pizarras cuarzosas
-  cuarcitas tableadas

efecto, cuando entre ambos no se interpone un cuerpo plutónico, existe un contacto mecánico. No obstante, las relaciones cartográficas generales no permiten dudar de su posición estratigráfica. La potencia de la formación, cuya base no aflora, no puede ser conocida; para los materiales aflorantes parece razonable sugerir una cifra de al menos 400m de espesor, aunque la imprecisión es grande puesto que a la intensa deformación y metamorfismo se añade una extrema monotonía litológica.

Las rocas de esta unidad aparecen casi siempre con metamorfismo de intensidad variable entre la zona de la clorita y la de la sillimanita, causado por las intrusiones de gabros y dioritas y del granito de Castilblanco de los Arroyos. Salvo algunas excepciones, éstos son los únicos materiales de la región que han sufrido claro metamorfismo de contacto, y esta asociación, una vez establecida, facilita la identificación.

Litológicamente, la Formación El Ronquillo es de una gran monotonía. En términos sedimentarios, está constituida por areniscas de grano fino y muy fino, ricas en cuarzo y en matriz detrítica, y por pizarras arcillosas. Muchas veces es imposible, en un examen atento, definir con nitidez los bancos areniscos y los bancos lutíticos, debido al gradual cambio granulométrico. En términos metamórficos (su verdadera presentación), hay pizarras, filitas y esquistos (más o menos cuarzosos), y cuarcitas (más o menos impuras).

En conjunto se trata de una secuencia de esquistos cuarzosos y cuarcitas de grano fino, siendo difícil a veces marcar límites de estratos. Las cuarcitas presentan laminación paralela definida por películas lutíticas que se intercalan entre láminas de areniscas de unos pocos mm. de espesor; esta disposición recuerda la laminación de "storm sand layers" (Reineck y Singh, 1973). La secuencia se repite sin variaciones apreciables.

Raramente (al N de El Ronquillo) se han encontrado intercalados algunos niveles de cuarcitas (cuarzovacas) sin laminación aparente.

El estudio petrográfico de las areniscas permite, en conjunto, caracterizarlas respecto de las de otras formaciones de la región. Las determinaciones modales se han realizado de forma que los porcentajes de los distintos componentes han sido estimados a partir de la comparación visual con gráficos adecuados; este modo de operar se ha seguido en todo el estudio petrográfico. Los resultados sobre las areniscas de la Formación El Ronquillo aparecen reflejados en la figura 1.8., en la que se observa que en su gran mayoría son grauvacas líticas próximas a las cuarzovacas o auténticas cuarzovacas (senso Pettijohn et al., 1972). Mientras que feldespatos (plagioclasa) no se encuentran en absoluto o sólo en granos muy pequeños y cantidad ínfima, los fragmentos de roca, con ser muy minoritarios frente a los granos de cuarzo,

pueden llegar a aparecer en cantidad notable. Entre éstos dominan netamente los fragmentos de pizarra, chert y cuarcitas, habiendo también algunos cristales de biotita (transformada en vermiculita) y, más raramente, de moscovita.

Los únicos minerales pesados que han sido detectados son el circón y la turmalina (variedad chorlo), siempre en cantidades minúsculas. El tamaño de las partículas nunca excede de 0'5 mm., debiendo calificarse estas rocas como areniscas de grano medio (a veces), fino (la más) o muy fino. Las partículas son angulosas o subangulosas.

Así, pues, en estas areniscas hay un notable contraste entre la madurez mineralógica y la inmadurez que parece expresar la abundante matriz. Sin embargo, debe advertirse que la determinación del porcentaje de matriz está particularmente sujeta a error, a causa, sobre todo, de lo difícil que resulta, en ocasiones, diferenciar entre los racimos de filosilicatos de origen diagenético y los fragmentos de pizarra. Además, el porcentaje de matriz arcillosa no tiene un significado sedimentológico claro, como discuten Pettijohn et al. (1972, pp 206-211).

El grado de metamorfismo de las rocas de la Formación El Ronquillo, varía entre la zona de la clorita y la de la sillimanita. Naturalmente, la reconstitución mineralógica y textural debida al metamorfismo llega a invalidar el estudio petrográfico sedimentológico. Así, se produce una segregación metamórfica en bandas de cuarzo y bandas micáceas. Por otra parte, las micas metamórficas se han constituido no sólo a partir de la matriz arcillosa, sino también con el material de los fragmentos de pizarra. A causa de estos efectos de enmascaramiento, sólo las areniscas con metamorfismo de la zona de la clorita son aptas para el estudio de sus caracteres sedimentológicos, y únicamente a éstas corresponde la descripción dada anteriormente.

Las rocas principales de cuya erosión se han alimentado estas areniscas, pueden conocerse por la naturaleza de los fragmentos. Existen clastos de pizarra, con una esquistosidad previa, trozos de cuarcita o chert, y placas de biotita y moscovita; junto con la falta de fragmentos de roca ígnea, de feldespato e incluso de cuarzo con golfos de corrosión, sugiere que la fuente de las areniscas ^{la}forman exclusiva o casi exclusivamente rocas metamórficas de grado bajo.

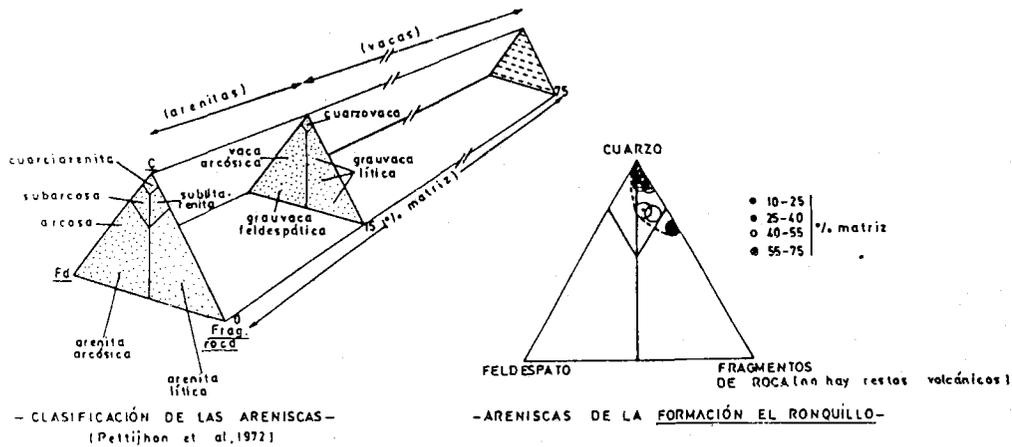
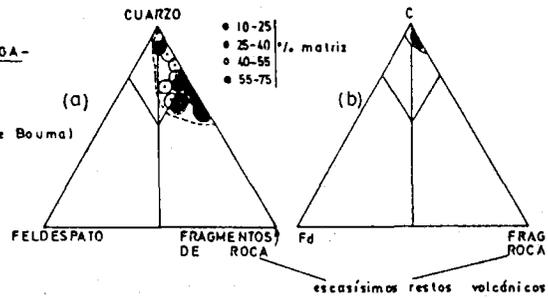


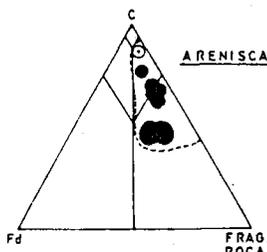
FIG. 1.8 - Areniscas de las diversas formaciones devono-carboníferas -
(más detalles en el texto: tamaño de grano, tipo de fragmentos,.....)

- ARENISCAS DE LA FORMACIÓN MEDIA FANEGA -

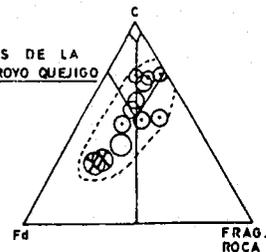
- (a) estratos gruesos, masivos o con laminación paralela
- (b) estratos finos (turbiditas de Bouma)



ARENISCAS DEL GUADIAMAR



ARENISCAS DE LA FORMACIÓN ARROYO QUEJIGO



hay restos volcánicos

1.3.1.3 FORMACION MEDIA FANEGA

El nombre de esta formación se debe a que en la "Cuesta de la Media Fanega", carretera nacional Sevilla-Badajoz, entre el puente de la Rivera de Hueva y la Venta del Alto, afloran especialmente bien materiales de la secuencia turbidítica que constituye esta unidad litoestratigráfica. Otro corte excelente es el de la carretera particular de la Compañía Electrica Sevillana S. A.. Sus materiales tienen una amplia representación cartográfica, como se puede observar en la figura 1.6; además de aparecer en otros puntos, constituyen el núcleo del amplio anticlinorio Sotiel-Aznalcóllar (véase la fig. 1.1). La Formación Media Fanega se debe situar sobre la Formación El Ronquillo, aunque no haya sido posible observar entre ambas un contacto que no esté mecanizado.

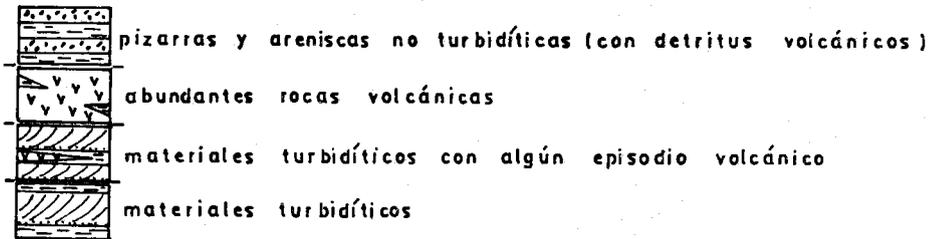
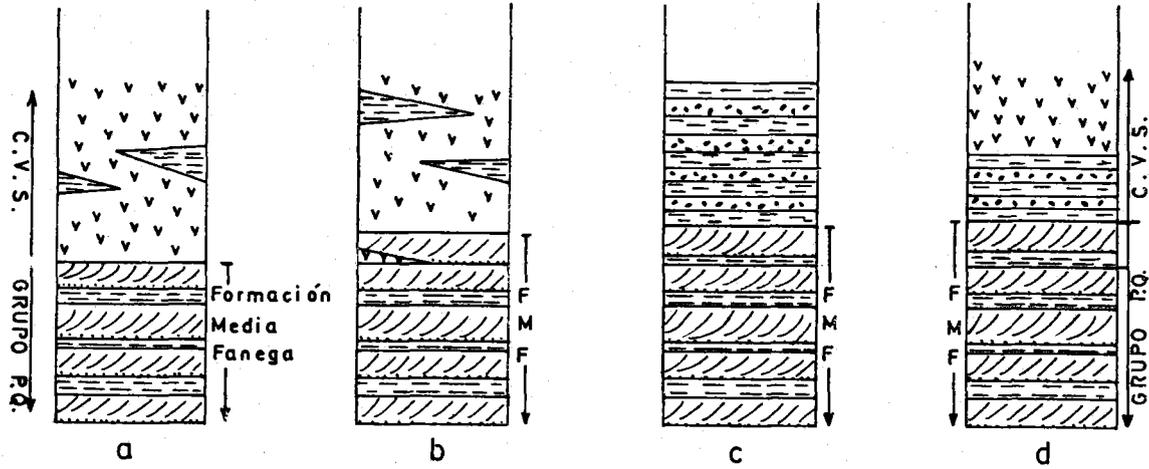
El límite superior de esta formación tiene caracteres algo variables. En unos casos, como ocurre en el sector del cortijo El Pimpollar, los materiales turbidíticos dan paso, rápidamente, a rocas volcánicas (caso de la fig. 1.9). Otras veces, sin embargo, se han encontrado esporádicos niveles de tobas intercalados entre materiales turbidíticos: tal ocurre en el sector de Aznalcóllar (b, fig. 1.9). También puede suceder que el fin de los materiales de facies turbidíticas de paso no a rocas volcánicas sino a materiales sedimentarios de facies distinta, como sucede cuando sobre la F. Media Fanega se sitúa la F. Arroyo Quejigo (c, fig. 1.9). Finalmente, en la figura 1.9 se representa otro caso posible, aunque éste no haya sido observado en la región: la aparición de rocas volcánicas se retrasa en relación con el cambio de facies sedimentaria.

La formación, con espesor estimado superior a los 500m, está constituida por una secuencia alternante de bancos de areniscas e intervalos lutíticos, diferenciándose claramente dos tipos de estratos areniscosos. El primero son estratos poco potentes (menos de 30 cm. en todo caso) de arenisca muy fina, con una estructuración interna bien desarrollada (esencialmente laminación cruzada). El segundo tipo lo constituyen lechos que generalmente tienen más de 30 cm. de espesor (alcanzan en ocasiones, los 2m), con un tamaño de grano que puede variar desde grueso a fino, y con organización interna masiva (quizás granoselección muy mal definida) o laminación paralela en la parte superior. Expondré a continuación la composición petrográfica de las areniscas, antes de detallar otros de sus rasgos y de exponer algunas columnas detalladas, conducente todo ello a discutir algunas ideas sobre el modo y ambiente de depósito de estas rocas.

La constitución petrográfica de las areniscas que aparecen en bancos delgados es francamente uniforme: el grano es muy fino o fino; el porcentaje de

FIG. 1.9

DIVERSOS TIPOS DE LIMITE INFERIOR DEL C.V.S. (véase el texto)



matriz varía entre un 25 y un 45%; la naturaleza de los clastos es muy poco variada, con dominio absoluto del cuarzo y cantidades muchísimo menores de biotita-cloritizada y/o vermiculitizada, observándose también algún granillo de circón. Se trata de cuarzovacas o, suponiendo que se hayan camuflado en la matriz restos pizarrosos, grauvacas líticas muy próximas a cuarzovacas (fig. 1.8).

Entre las areniscas del segundo tipo, las que se presentan en bancos potentes, masivos o con laminación paralela, hay mayor variedad petrográfica. Con base en el tamaño medio de grano, pueden distinguirse dos subgrupos: el de las areniscas de grano muy fino o fino y el de las que tienen grano grueso o medio.

Las primeras tienen las características siguientes: porcentaje de matriz extremadamente variable, habiéndose observado valores desde un 5 a un 55%; escasa variedad de clastos, con dominio absoluto del cuarzo y cantidades mucho menores, a veces insignificantes, de cuarcita, chert y pizarra; plagioclasa, circón y turmalina están sólo en trazas (<1%). En suma, estas areniscas son cuarzovacas y grauvacas líticas cercanas a las cuarzovacas, o bien, cuando hay muy poca matriz, cuarciarenitas (fig. 1.8).

Las areniscas de grano medio o grueso son algo más ricas en fragmentos distintos al cuarzo. En algunos casos, presentan cantidades apreciables de plagioclasa y se observan fragmentos de rocas volcánicas, así como se identifican por sus golfos de corrosión algunos cuarzos volcánicos. Es la primera vez en la columna estratigráfica de la región que se registran detritus de rocas volcánicas, procedentes de un área no muy lejana. Los clastos reconocidos en las areniscas de grano medio o grueso, son los siguientes:

-Cuarzo: granos más o menos angulosos, con o sin extinción ondulante; en ocasiones, poseen golfos de corrosión volcánicos.

- Cuarcita: con esquistosidad previa a la de la matriz, (cuarzos estirados) y sin ella (cuarzos equidimensionales). A veces, cuarzo "ribbon" (procedente de una milonita).

- Chert.

- Pizarra y pizarra cuarzosa: con esquistosidad bien visible, previa a la de la matriz.

- Plagioclasa: Siempre que se ha determinado ha resultado ser albita. Se presenta en formas diversas: a) granos con maclas polisintéticas, albita-periclina; b) albita con macla de damero ("chess board"); c) albita muy corroída por cuarzo. Sin duda, es de filiación ígnea. Casi siempre aparece bastante fresca. No han aparecido restos de feld-K.

- Biotita: común pero muy escasa. Desestabilizada dando clorita y vermiculita.

- Moscovita: escasísima como clasto.

- Rocas volcánicas: muy escasas; Los fragmentos vistos corresponden a rocas volcánicas ácidas y básicas.

- Circón y turmalina (a veces apatito): comunes pero en cantidad minúscula.

Los porcentajes de matriz estimados se sitúan entre el 10 y el 30%. De acuerdo con la figura 1.8, son grauvacas líticas o sublitarenitas y arenitas líticas.

Los dos tipos principales de bancos areniscosos, cuya petrografía acaba de ser expuesta, se han distinguido por características perfectamente observables a simple vista. Detallemos estos rasgos, a fin de discutir importantes aspectos sedimentológicos de la Formación Media Fanega.

El primer tipo de areniscas (con sus lutitas asociadas) se caracteriza por:

1) Grano muy fino y fino.

2) Estratos de techo y muro muy planos.

3) Pequeña potencia de los estratos.

4) Ordenamiento interno acorde con la secuencia de Bouma (1962), con secuencias incompletas (T_{c-e} , más raramente T_{b-e}). Excepcionalmente aparece el intervalo a, mal desarrollado; el intervalo que jamás falta es el c, esto es, el de laminación cruzada y/o "convolute".

5) Relación arena/lutita cercana a 1; Los valores obtenidos en diversos -- perfiles oscilan entre 0'6 y 4, pero debe imaginarse un factor ligeramente compensador para la lutita debido a su mayor compresibilidad (no se olvide que llega a desarrollarse esquistosidad).

6) Aún teniendo en cuenta las dificultades de observación de los muros, no hay duda de la escasez de estructuras de corriente. Sólo excepcionalmente se han observado pequeños y aislados "flute cast" junto a "groove cast".

7) Abundancia de pequeños "burrows".

Todas estas características son propias de depósitos turbidíticos s. str. y ésta es la interpretación que parece lógico aceptar. En la clasificación de Mutti y Ricci-Luchi (1972) y Walker y Mutti (1973) se corresponderían con la facies D (facies G en el caso de intercalaciones lutíticas, que deben representar, en esencia, el sedimento autóctono)

Por lo que se refiere al segundo tipo de areniscas, sus características son:

1) Grano muy variable, pero que frecuentemente es medio o grueso.

2) Bancos potentes, generalmente mayores de 30 cm, y que llegan a los dos metros.

3) Desarrollo escaso o nulo de ordenamiento interno; el estrato puede ser masivo desde el muro al techo (quizás existe granoselección muy difusa) o masivo en el muro y con laminación paralela (muy raramente, también laminación cruzada) en el techo.

4) Contactos relativamente planos, salvo deformación por carga en el muro; en general, muro poco erosivo; no se ha apreciado disposición lenticular, si bien

FIG. 1.10

Columnas litológicas parciales de la Formación Media Fanega

CARRETERA SEVILLA-BADAJOS
 PUENTE SOBRE RIVERA DE HUELVA CUESTA DE LA MEDIA FANEGA

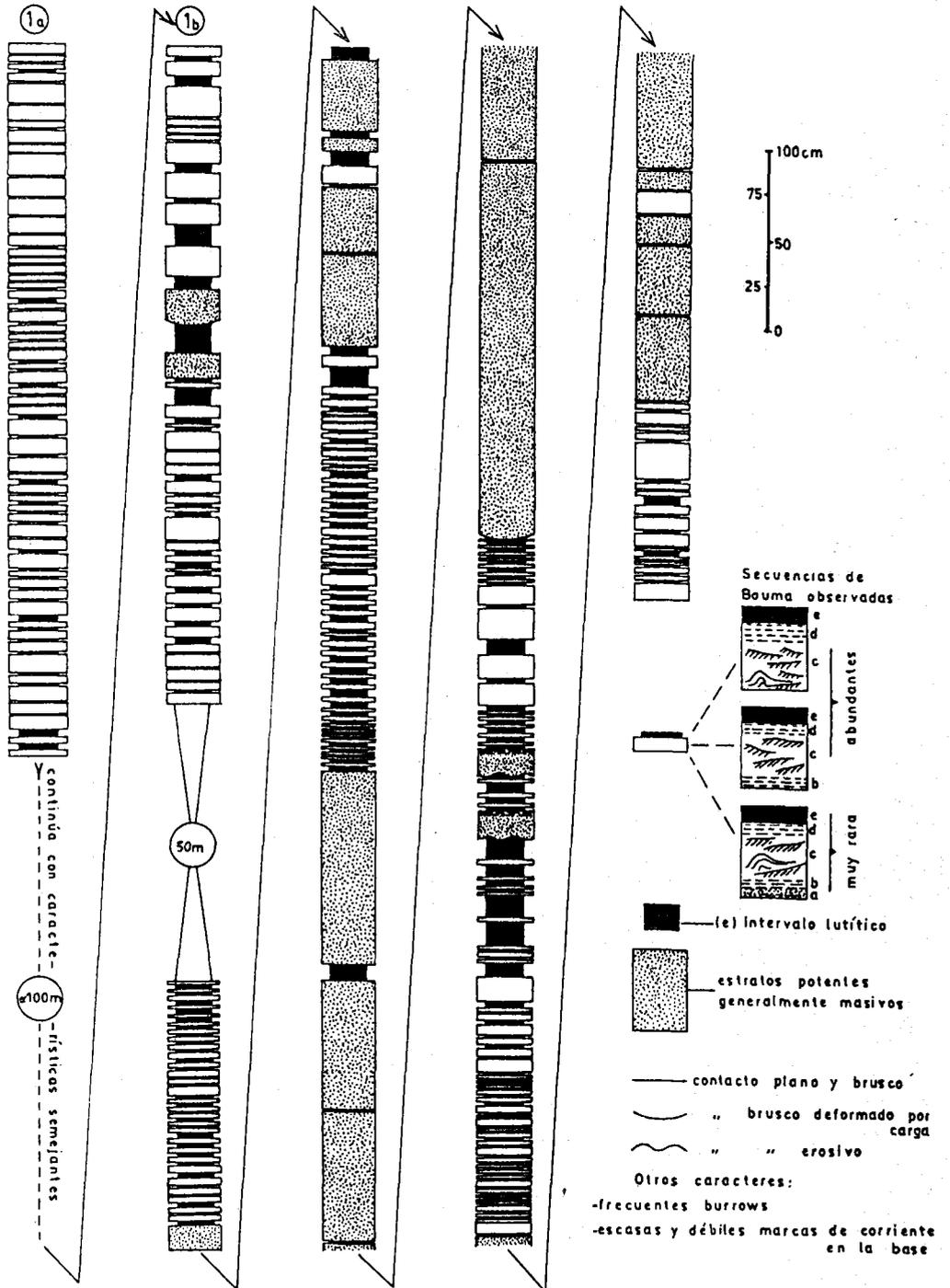


FIG. 1.10 (continuación)

CERCANÍAS DE LA CENTRAL ELÉCTRICA
DE LA RÍVERA DE HUELVA (1,5 Km al ESE
del caserío El Manzano)

CARRETERA SEVILLA-BADAJOS
12 Km AL SUR DE S. OLALLA

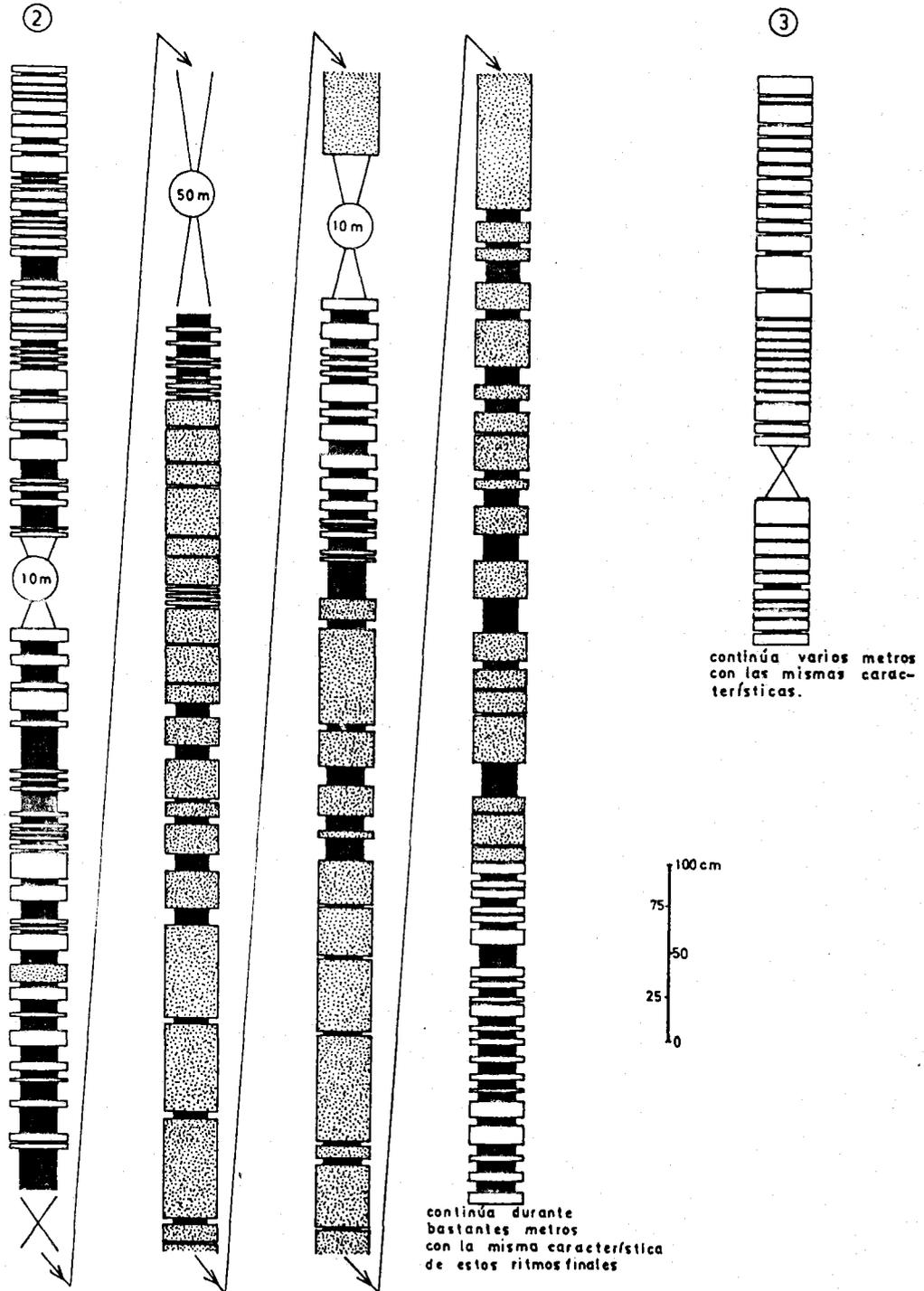
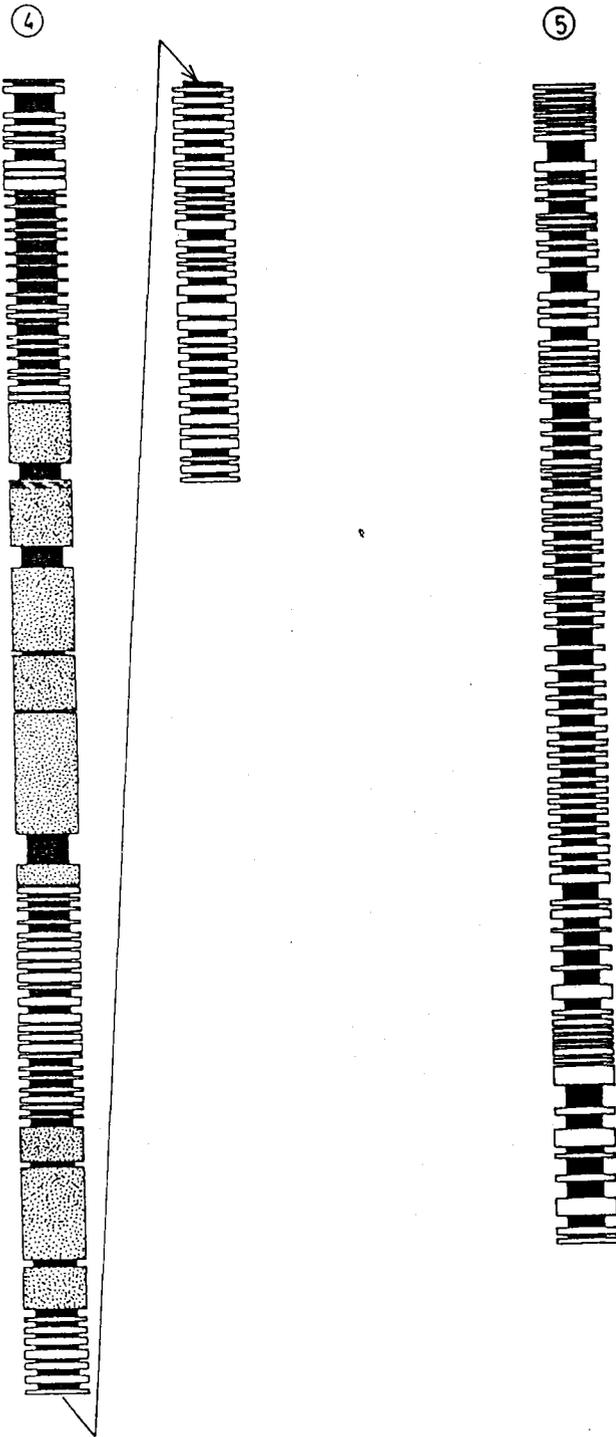


FIG. 1.10 (continuación)

CARRETERA GERENA-GARROBO
(CORTIJO EL RANCHO)

CARRETERA CASTILBLANCO-ALMADÉN DE LA PLATA
(PUERTO DE LA MEDIA LEGUA)



es cierto que los estratos no pueden seguirse individualmente durante distancias largas; con todo, está claro que no se presentan como auténticos canales.

5) Razón arena/lutita muy alta. A veces, apenas una película lutítica separa potentes bancos de estas areniscas.

6) Faltan estructuras "dish".

Los caracteres de la lista que precede indican que estas areniscas se pueden adscribir a la facies B₂ de la clasificación de las facies turbidíticas (turbiditas y facies asociadas) de los autores citados anteriormente.

Las facies señaladas, interpretadas como turbidíticas, constituyen la práctica totalidad de la Formación Media Fanega. Dominan las facies D sobre las B₂, mucho más de lo que pudiera deducirse de la figura 1.10, en la que se han representado columnas parciales detalladas, levantadas estrato a estrato en diversos puntos de afloramiento de esta formación. La sucesión litológica está constituida, en consecuencia, por un conjunto monótono de lo que parecen turbiditas de facies D, en el que se intercalan tramos de areniscas del tipo B₂.

Olvidando por un momento los tramos de areniscas B y atendiendo solamente a la facies dominante, a la luz de los caracteres expuestos estas turbiditas pueden clasificarse de distales, en el sentido de Walker (1967). La existencia de la facies B junto con las turbiditas D, sugiere un ámbito de abanico intermedio o externo para los sedimentos de esta formación (Mutti y Ricci-Luchi, 1972 y 1974). Lo más probable, a la vista de la general falta de rasgos de canalización de las areniscas B, es que se trate de lóbulos arenosos en lugar de canales, próximos al abanico intermedio. Según Mutti y Ricci-Luchi (1974), el tipo de "unidades secuenciales" es otro rasgo interesante en la interpretación del submedio sedimentario. Así, las secuencias positivas ("thinning upward") son características de rellenos de canal y, por tanto, aparecen de forma dominante en los submedios canalizados; por el contrario, en el abanico externo, zona no canalizada de un abanico submarino, deben dominar las secuencias negativas ("thickening upward"), como indicación del avance de los lóbulos arenosos. En los perfiles de la figura 1.10 no parece posible establecer secuencias de este tipo, ya que la variación de la potencia de los estratos es poco regular; no obstante, en algunos puntos en que existe la posibilidad de observar amplios afloramientos continuos, se han reconocido secuencias decamétricas poco marcadas de tipo "thickening upward" (corte que realiza la Rivera de Huelva junto a la central eléctrica).

Las paleocorrientes, aspecto de gran importancia, no son conocidas a causa de la escasez de estructuras de corriente en el muro, y debido también a la mala observación de éstos. Sólo en el carril de El Berrocal, cerca del antiguo poblado forestal, he detectado algunos "flute cast" pequeños y aislados, así como

"groove cast", viéndose favorecida la observación por el hecho de encontrarse - invertida la sucesión en este punto. El sentido de la corriente en este lugar es aproximadamente este-oeste, dato que no puede asumirse, sin más observaciones, como general.

Para una reconstrucción suficientemente completa de los ambientes, procedencia de los detritus y red de paleocorrientes es necesario un exhaustivo estudio sedimentológico en un área amplia, lo que no ha sido un objetivo de esta Tesis. No obstante, los datos regionales permiten sugerir que es hacia el Norte donde debe situarse la fuente de los detritus y las pendientes que desencadenarían las hipotéticas corrientes de turbidez.

Por los datos hasta ahora presentados, la interpretación que se acaba de exponer identificando estos depósitos con facies turbidíticas, parece razonable. Sin embargo hay un punto importante que necesita ser comentado. Me refiero a que existen algunos datos que pudieran tomarse como indicio de que la sedimentación de estos materiales tuvo lugar en un ambiente de poca profundidad, aspecto éste al que dedicaré las líneas que inmediatamente siguen.

En su interesante revisión de la estratigrafía de la Zona Sudportuguesa, Schermerhörn (1971) discute la profundidad de depósito de los materiales prevolcánicos. Admite, con van den Boogaard (1967), que en los sedimentos faltan claras indicaciones sobre esta cuestión, si bien se inclina por una sedimentación profunda ya que (op. cit., pag. 28).

"The quartzwackes..... may exhibit turbidite features such as graded bedding and flute casts There is a general lack of carbonate rocks (excepting the local small limestone lenses near the top of P.Q.) such as would be expected to occur in a wide epicontinental sea".

Por otro lado, se han señalado pistas de ¿Nereites? (Perdigao, 1961, citado en Schermerhörn, 1971) que, de acuerdo con las ideas de Seilacher (1967), se forman en aguas profundas. Por mi parte, no he encontrado Nereites y sí pequeños y abundantes "burrows" horizontales. En suma, en los materiales prevolcánicos faltan argumentos para decidir este punto, aunque es posible sentirse más tentado por un ambiente de aguas más bien profundas. Sin embargo, en el conjunto vulcanosedimentario suprayacente se han encontrado argumentos favorables a un medio de aguas poco profundas. Routhier et al. (1977) señalan texturas, estructuras y tipos de emisión volcánica propios de un ambiente subaéreo o de poca profundidad: tobas soldadas, texturas perlíticas, disyunción columnar, oolitos volcánicos y ¿depósitos de lahar y nube caliente?, entre otras. Por otra parte, se encuentran también estructuras volcánicas típicamente submarinas, como son las lavas almohadilladas. En conjunto, sin embargo, es difícil sustraerse de la idea de que diversas facies del vulcanismo ácido no son características de aguas profundas. Los mismos autores señalan la existencia de fa---

cies oolíticas en calizas de Sotiel, un nuevo indicio de que habría una profundidad escasa. Yo mismo he encontrado, intercalados entre las rocas volcánicas del cortijo El Pimpollar, un nivel discontinuo de calcarenita bioclástica con oolitos, así como lentejones de facies arrecifal con fauna de corales, algas, crinoides, foraminíferos, briozoos y otros fósiles. Respecto de los últimos estratos de la Formación Media Fanega, los lentejones arrecifales se sitúan a una altura estratigráfica no superior a los cien metros, y la calcarenita bioclástica a sólo unos pocos metros.

Considero, por todo lo expuesto, que el conjunto vulcanosedimentario se depositó en aguas relativamente poco profundas, y que las acumulaciones volcánicas pudieron hacer emerger algunos islotes, al menos. Y establecido esto, parece casi obligado extender, por lo menos a la parte más alta de la formación infrayacente (F. Media Fanega), esta imagen de mar poco profundo, pues ningún dato justifica un cambio batimétrico brusco, entre ambos conjuntos litológicos.

Volviendo al punto por el que se ha suscitado la discusión precedente, debe repetirse la dificultad que se presenta al interpretar como depósitos turbidíticos los sedimentos de la Media Fanega si se acepta, por otro lado, un ambiente poco profundo (plataforma). Porque, aunque se han descrito turbiditas en medios incluso muy someros, en tales casos la extensión y la potencia de los depósitos es pequeña, en contra de lo que aquí se encuentra. Así, por lo que se refiere a la potencia, a pesar de las dificultades existentes para su estimación, puede considerarse con garantías un mínimo de unos 400 m. En cuanto a la extensión, he verificado la continuidad de esta formación desde el área del Viar hasta el río Corumbel, es decir, unos cincuenta kilómetros en dirección E-W, siendo muy probable que ocupe la práctica totalidad del núcleo del anticlinorio Sotiel-Aznalcóllar (véase la fig. 1.1). La falta de descripciones detalladas de los materiales infravolcánicos de la Faja Pirítica impide conocer con certeza la extensión de estos materiales; a pesar de ello, diversas referencias muy escuetas a granoselección y laminación cruzada en estratos de areniscas infravolcánicas parecen sugerir que se extienden hasta el extremo occidental de la Faja, en Portugal (Rambaud, 1969, p. 117; — Strauss, 1970, p. 49; Schermerhorn, 1971, p. 28).

Una salida de esta conflictiva situación sería aceptar un depósito moderadamente profundo para la base de la formación, y un decrecimiento progresivo de la profundidad, según se acumulaban materiales. Es decir, una cuenca medianamente profunda que, al recibir abundante cantidad de aportes y ser poco subsidente, iría colmatándose hasta pasar a aguas poco profundas. A este respecto, puede considerarse significativo que, en toda la Faja Pirítica, los únicos lentejones calizos encontrados en el conjunto infravolcánico (Grupo P.Q.) se sitúen sistemáticamente en el techo, ya en tránsito al C.V.S.

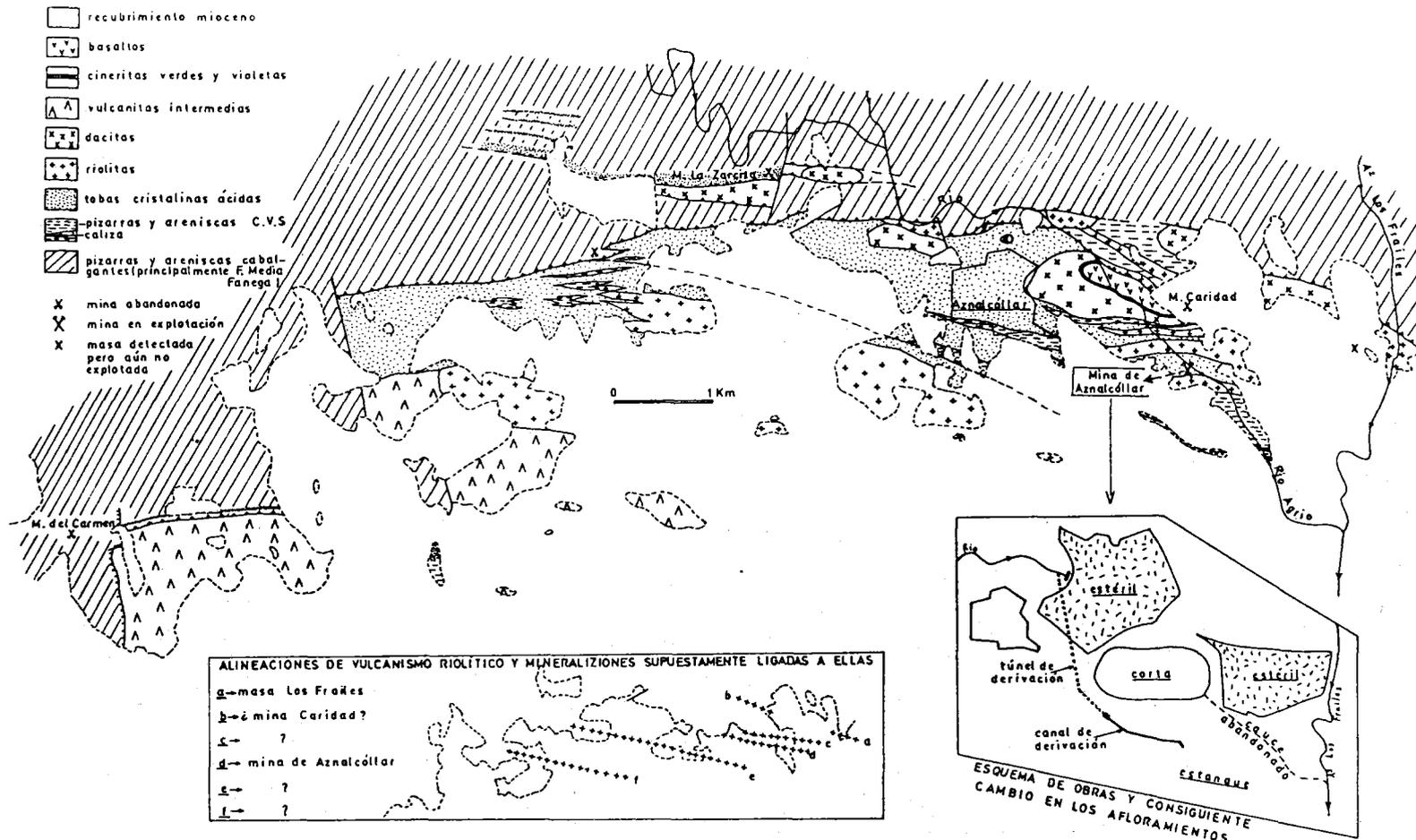


FIG. 1.11 Cartografía simplificada del sector de Aznalcóllar (Coullaut et al., 1975; Simancas, 1976)

1.3.2. EL COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO

Dentro del C.V.S. se incluyen sucesiones que se ajustan perfectamente a tal nombre y también formaciones sin vulcanitas que son lateralmente correlacionables con tales sucesiones. Así en la región estudiada, las rocas volcánicas son abundantes en el sector de Aznalcóllar y en el área del cortijo El Pimpollar, pudiéndose hablar para estos lugares de un C.V.S típico; pero junto a éstos se han encontrado conjuntos exclusivamente pizarro-areniscosos que, por su posición estratigráfica y/o la naturaleza de sus areniscas (con abundantes restos volcánicos), tienen que considerarse equivalentes laterales de las sucesiones - vulcanosedimentarias típicas. Ante esta situación, ha resultado conveniente distinguir varias unidades litoestratigráficas, que se describen a continuación: Unidad volcánica y sedimentaria; Areniscas del río Guadiamar y Formación arroyo Quejigo.

1.3.2.1 UNIDAD VOLCANICA Y SEDIMENTARIA

Como se acaba de indicar, la unidad aflora en Aznalcóllar y en el cortijo El Pimpollar; no se describen otros afloramientos que aparecen en el esquema de la figura 1.6., como por ejemplo el situado al sur de El Castillo de las - Guardas.

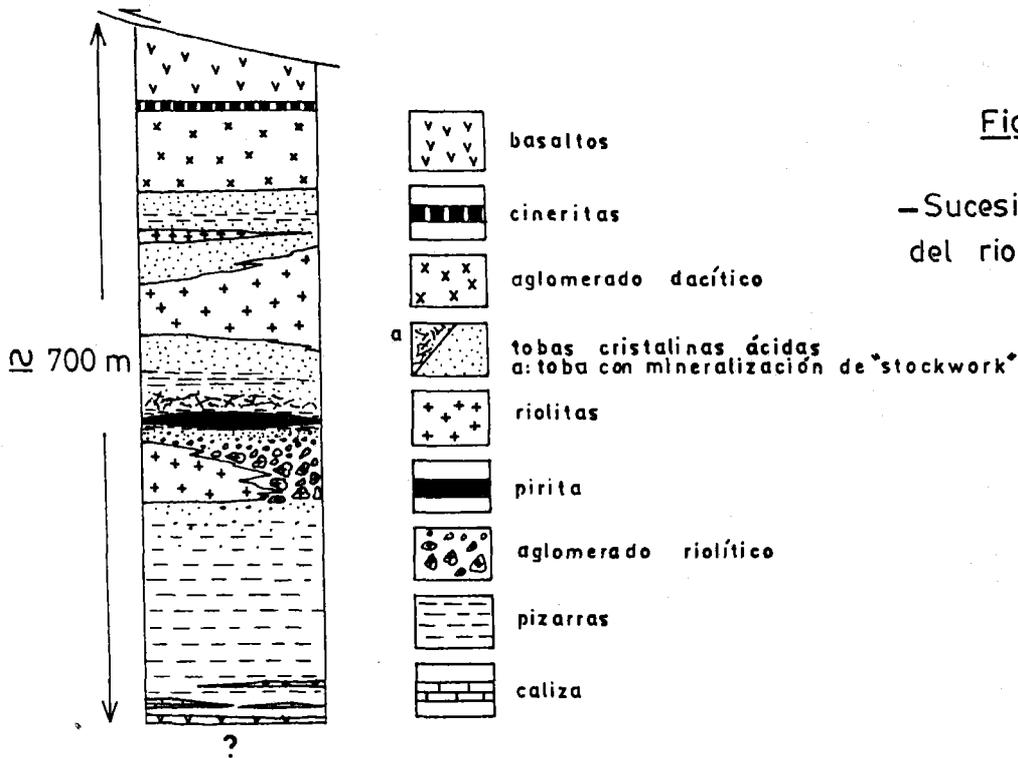
SECTOR DE AZNALCOLLAR

En los alrededores y en el mismo pueblo de Aznalcóllar, aflora un C.V.S rico en rocas volcánicas. El afloramiento de esta unidad está limitado rápidamente al sur por el recubrimiento terciario; por el norte lo cabalgan materiales prevolcánicos. En la figura. 1.11 presento un esquema de este área basado en Simancas (1976).

En los materiales volcánicos los cambios laterales son con frecuencia rapidísimos y este hecho, unido a una fuerte textonización y a la oscurecedora - presencia del recubrimiento miocénico, impiden una perfecta comprensión de la estratigrafía de todo el sector. El afloramiento más completo y de mayor calidad es el que ofrecía, y aún menguadamente ofrece, el primitivo valle del río Agrio ¹. En este itinerario se puede reconocer una secuencia que probablemente abarca casi la totalidad del C.V.S. (Coullaut et al. 1975; Simancas, 1976). Desde el puente de la carretera Aznalcóllar - Gerona hacia el noroeste, se han distingui

¹ Desde que efectué los principales estudios de campo en Aznalcóllar, se han realizado grandes obras correspondientes a un ambicioso proyecto de explotación minera.

do los siguientes términos (fig. 1.12).



Bajo el mismo puente, entre pizarras, afloran dos bancos de calizas de no más de 50 cm. de potencia cada uno; las calizas se continúan por lo menos hasta 1200m. al WNW, en donde se han visto aflorar en un canal efectuado hace pocos años. Por debajo de éstas se sitúan basaltos con estructura de almohadilla, visibles en un pequeño afloramiento cercano, siendo los basaltos el término más bajo de la serie de Aznalcóllar. Sobre las calizas, continúan unos metros de pizarras cuarzosas y tufitas, hasta llegar a un banco riolítico de unos dos metros de potencia. Por encima de éste, ya sin intercalaciones, se hallan las pizarras cuarzosas (más o menos tufíticas) formando un potente tramo; se observan venillas de cuarzo plegadas. Hacia el techo pasan a tener carácter piroclástico, con fragmentos riolíticos incluso de varios centímetros, si bien de apari

ción muy dispersa. Se llega así a otro tramo en que existen, en relación lateral, riolitas microcristalinas masivas y un aglomerado riolítico con bloques que llegan al medio metro cúbico; hacia la parte superior del aglomerado se advierte una rápida disminución de tamaño de los piroclastos, lo que origina tobas de lapilli riolítico. Siguen unos metros de tobas más finas, pizarras negras y bancos delgados de silexitas (pedernal), en el seno de los cuales se sitúa la masa de sulfuros de la Mina de Aznalcóllar. En el techo de la masa se encuentran tobas ácidas y algún banco riolítico, así como un tramo pizarroso, lo cual da paso a un paquete bien desarrollado y fácilmente distinguible en el campo por su color verdoso y aspecto compacto, constituido por dacitas porfídicas y aglomerados dacíticos con escasa heterometría de los cantos. Un nivel de cineritas verdosas y violetas de sólo dos metros de potencia separa las dacitas de un paquete basáltico, que es el tramo más alto de la secuencia observable.

Hay evidentes cambios de facies desde el río Agrio hacia el oeste, y desde el punto de vista de la prospección minera es especialmente relevante la desaparición que sufren las riolitas y tobas riolíticas, relacionadas espacial y, al parecer, genéticamente con la masa de sulfuros de la Mina de Aznalcóllar. Al sur del pueblo aparece, sin embargo, una nueva alineación riolítica, cabalgada por la secuencia del río Agrio. Más hacia el oeste es imposible establecer relaciones estratigráficas, dado el aislamiento de los afloramientos; en todo caso, es notable el gran desarrollo de las rocas intermedias a partir del cortijo de Garci-Bravo, y resulta muy sugestivo suponer que, como ocurre en el río Agrio, ocupan una posición elevada en la secuencia del C.V.S. Así, es tentador suponer que la secuencia recubierta por el mioceno, al sur de Aznalcóllar, no sea muy diferente de la existente en el río Agrio. El interés que para la prospección minera tienen estas ideas resulta obvio, y han sido parcialmente discutidas en un trabajo precedente (Simancas, 1976).

Por el norte no hay un único cabalgamiento sino toda una serie de ellos, de los que sólo se pueden reconocer bien en el campo aquéllos que superponen rocas distintas. Por esta causa, la estratigrafía del área norte de Aznalcóllar resulta confusa, aunque parece que puede distinguirse un C.V.S. de facies más pobre en rocas volcánicas (al norte de la mina Caridad), y un conjunto esencialmente infravolcánico constituido por pizarras y areniscas de facies igual a la de la Formación Media Fanega, que se extiende ampliamente hacia el norte.

La fauna de conodontos hallada recientemente en las calizas del río Agrio ha permitido su datación (Hofstetter et al. 1979). Las calizas son calcarenitas recristalizadas y esquistas, con clastos de crinoides, algas, briozoos y foraminíferos, así como granos de cuarzo y albita (y, según los autores citados, fragmentos de pizarras, diabasas y vulcanitas ácidas). La presencia del género

Mestognathus permite asignarlas al Viseense inferior. Teniendo en cuenta que se suele aceptar para el C.V.S. la edad Tounaisiense-Viseense inferior (Schermerhörn, 1971), los autores de la datación han sugerido la inversión tectónica - de gran parte de la secuencia del río Agrio, y han propuesto una sucesión muy - diferente, pasando las calizas a situarse en la posición más alta. Sin embargo, los datos de campo no están de acuerdo con tal ordenación estratigráfica:

1) Los criterios de polaridad indican posición normal de la masa de pirita, en lugar de la inversión que proponen los autores citados: a) en los aglomerados que aparecen inmediatamente al sur de la masa de pirita se observa que la esquistosidad buza más que la estratificación (flanco normal); b) en la corta he podido observar recientemente que la masa presenta algunos pliegues menores cuya asimetría indica flanco normal.

2) La morfología del que se suele denominar "piroclasto mineralizado" no es la de un "stockwork de alimentación". No hay, pues, dificultad alguna en admitir su situación sobre la masa de pirita.

3) La estructura sinclinal que aparece en la fig 1.11 ofrece pocas dudas para quien pudo observar el corte previamente a las obras de la mina. Desafortunadamente, en la actualidad el cierre de esta estructura se halla cubierto por una gran acumulación de estéril.

Con todo, la edad Viseense inferior de las calizas no ha dejado de ser un elemento turbador hasta que una nueva datación ha aclarado el panorama: en calizas intercaladas en basaltos, al sudeste del cortijo El Pimpollar, se ha determinado una asociación de fósiles característica del Viseense superior (véase el apartado siguiente). Ante este nuevo dato, se afirma la idea de que al menos el vulcanismo del extremo oriental de la Faja Pirítica llega hasta el Viseense superior, y la datación de las calizas de la Mina de Aznalcóllar no resulta problemática.

SECTOR DEL CORTIJO EL PIMPOLLAR

En este lugar aflora una masa constituida casi exclusivamente por rocas volcánicas que anteriormente habían sido asimiladas a los basaltos de la cuenca del Viar, ya que, por el este, se ponen en contacto ambos basaltos.

Dominan las rocas básicas e intermedias, aunque existen importantes afloramientos, nunca reseñados antes, de rocas ácidas. Frente a la disposición en coladas de las primeras, las rocas ácidas afloran en macizos poco extendidos que reflejan la alta viscosidad de sus lavas. La descripción petrográfica y química de las vulcanitas, incluyendo las importantes transformaciones que han sufrido, se ha reservado para los capítulos 2 y 3. La falta de rocas piroclásticas es un

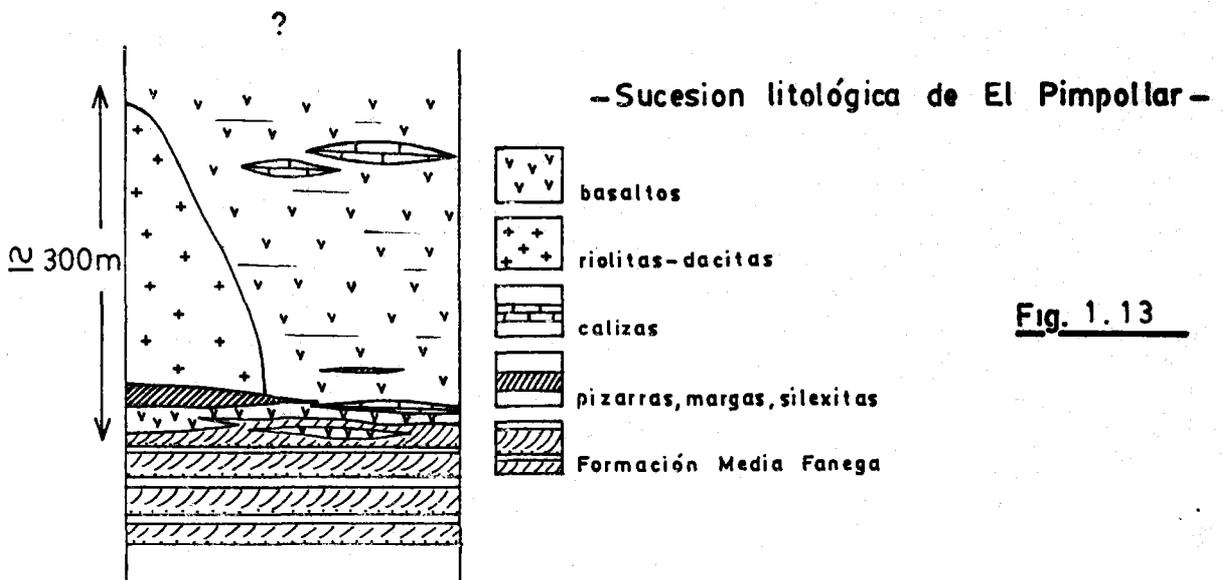
hecho notable.

El orden esencial de las emisiones volcánicas parece haber sido el siguiente: en puntos discontinuos extruyeron dacitas y riolitas formando macizos de tipo domo; después, fluyeron coladas de andesitas y basaltos nivelando la topografía. - Algunas intercalaciones de rocas básicas en los últimos estratos de la Formación Media Fanega indican una cierta cantidad de emisiones básicas previas (fig. 1.13).

La cantidad de material sedimentario es muy escasa. Hay un tramo basal, de sólo unos pocos metros de potencia, constituido por pizarras, margas, silexitas de colores variados y calizas, que circunda parcialmente el afloramiento de este conjunto. Ya netamente en el seno del paquete volcánico, sólo se han encontrado dos pequeños lentejones de calizas arrecifales (biostroma) y algún lentejón pizarroso y silíceo de minúscula dimensión.

Entre las rocas sedimentarias, las calizas tienen interés especial. Las que aparecen en el tramo de la base son calcarenitas bioclásticas (bioesparitas de cemento muy escaso), con un tamaño medio de grano entre 0'5 y 1 mm. Poseen - restos de crinoides, foraminíferos, algas y briozoos, así como algunos oolitos. Corresponden a un medio de plataforma agitada por las corrientes.

Los lentejones arrecifales tienen una estratificación clara y corresponden - seguramente a taludes arrecifales. Los macrofósiles que se observan en los afloramientos son corales aislados, tallos de crinoides y algún tabulado. Las calizas



son calcarenitas bioclásticas e, incluso, calcirruditas (bioesparitas y bioesparruditas, con escaso cemento) y sus granos los constituyen, aparte de una pequeña cantidad de cristales de plagioclasa y de fragmentos de basalto, trozos de crinoides, algas, foraminíferos, equinodermos, briozoos, tabulados, gasterópodos, trilobites y ostrácodos, así como secciones de corales. Se han efectuado las siguientes determinaciones en esta fauna ¹:

Corales: Palaeosmilía purchisoni y, probablemente, Axophyllum y Caninia.

Foraminíferos: Forschia sp.; Tetrataxis sp.; Endothyranopsis sp.; Archaediscus sp.; Endothyra sp.; Glomospira sp.; Earlandia sp.; Valvulinella sp.; Archaesphaera sp.; Saccamminopsis sp.; Brunsiina? sp.; Bradyina? sp.; Archaediscus Krestovnikovi RAUCER-CHERNOUSSOVA.

Algas: Nostocites sp.; Koninckopora sp.; Aoujgalia sp.; Asphaltinella sp.; Girvanella sp.; Girvanella problematica NICHOLSON y ETHERIDGE; Issinella devonica REITLINGER; Faciella Kizilia IVANOVA.

Calcisferas: Eotuberitina sp.; Tuberitina sp.; Diplosphaerina inaequalis; -- DERVILLE; Eotuberitina reitlingerae MIKLUKO-MAKLAY.

Palaeosmilía purchisoni es un coral del Viseense y Namuriense inferior, - con abundancia máxima en el Viseense superior. En Sierra Morena y el Sahara Occidental (Argelia y Marruecos) ha sido encontrado siempre en el Viseense superior. Axophyllum es muy frecuente en el Viseense de la cuenca del Bélmez, y Caninia es un género del Carbonífero inferior que llega hasta el Westfaliense. Por otro lado, la asociación de foraminíferos es típica del Carbonífero, destacando el género Forschia, característico del Viseense de la URSS y que en España ha sido citado en el Viseense superior de Ossa Morena por Mamet y Martínez (1981). Entre la asociación de algas cosmopolitas destacan Issinella devónica, Koninckopora y Asphaltinella, que han sido citadas en diversas cuencas de Sierra Morena por Armengot y Martínez (1972), Liñán (1978), Mamet y Martínez (1981) y Croussilles et al. (1976), quienes le han dado una edad Viseense superior, ratificada por la presencia de macrofósiles de igual edad en el segundo de los trabajos citados y, en el tercer trabajo, por la existencia en el techo de flora del Namuriense inferior.

En suma, debe considerarse bien establecida la edad Viseense superior para los lentejones arrecifales de El Pimpollar.

Estas rocas se depositaron en un medio de plataforma marina somera con energía más bien alta y aguas cálidas y limpias (fondo de roca dura: basalto y otras rocas volcánicas).

¹ Agradezco muy vivamente a los Drs. S. Rodríguez y E. Liñán su colaboración desinteresada. El primero ha determinado los corales y el segundo la variada microfauna.

1.3.2.2 ARENISCAS DEL RIO GUADIAMAR

La definición de esta unidad estriba en la naturaleza de sus areniscas, que poseen restos de rocas volcánicas. Rodeadas por materiales típicamente infra volcánicos (Formaciones El Ronquillo y Media Fanega), aparecen a lo largo del río Guadiamar, entre La Canaleja y el Rancho del Inglés, pizarras y areniscas diferentes a las de su entorno. En el campo, esta diferencia se advierte muy bien en el contacto meridional (área de la Canaleja) porque se pasa bruscamente desde areniscas de facies turbidítica a grauvacas líticas con notable cantidad de fragmentos volcánicos. Por desgracia, tanto hacia el norte como hacia el este el aspecto de estos materiales se hace mucho menos característico, y ha sido necesario recurrir al estudio petrográfico para su seguimiento, lo que equivale a decir que los contactos de esta unidad están indeterminados: por el este deben limitar mecánicamente, si bien las fallas implicadas no están bien definidas.

A la vista de las dificultades referidas, la posición estratigráfica de esta unidad no puede justificarse realmente por relaciones geométricas observables sino sólo por la naturaleza de sus areniscas. En función de este hecho, se piensa que constituyen un conjunto carente de rocas volcánicas pero encuadrable dentro del C.V.S.

La significación de la existencia o no de fragmentos de rocas volcánicas en las areniscas de la Faja Pirítica está bien establecida. Muchos trabajos coinciden en señalar la falta de feldespatos y fragmentos volcánicos en las areniscas infravolcánicas (e.g., Rambaud, 1969; Strauss, 1970, Schermerhorn, 1971).

En la unidad del río Guadiamar son dominantes las areniscas de grano medio y fino, las cuales, por la proporción de sus fragmentos, se clasifican como grauvacas líticas cercanas a las cuarzovacas (fig. 1.8). Pero lo interesante, como ya se ha anticipado, es advertir en ellas, constantemente, fragmentos volcánicos. Los fragmentos corresponden a cuarzo (netamente mayoritario), pizarra, roca volcánica básica, cuarcita, chert y plagioclasa. No se han determinado con seguridad rocas volcánicas ácidas pero estos fragmentos pueden estar camuflados entre el chert, pues se confunden fácilmente. Existen, siempre minúsculos y en cantidad insignificante, granillos de circón y turmalina.

Descripción aparte merecen las areniscas de grano muy grueso, incluso microconglomerados, que constituyen un tramo que aflora bien en el cauce del río Guadiamar, al este del cerro Contador. Son grauvacas netamente líticas (fig. 1.8), con abundantes restos volcánicos junto con plagioclasa, chert, cuarcita y cuarzo (éste, en parte, con golfos de corrosión típicos del cuazo volcánico). Los fragmentos son muy angulosos, propiedad que, dado el tamaño del grano, se debe considerar como el reflejo de un transporte muy corto. Los granos de --

cuarzo tienen fuerte extinción ondulante, y los de plagioclasa (albita) aparecen con múltiples fracturas y torcedura de las maclas; además, se observan fragmentos de cuarcita con los granos muy estirados. En conjunto, todos estos caracteres señalan una procedencia muy cercana de los detritus volcánicos, probablemente de rocas volcánicas de la misma cuenca situadas en una zona de fractura (fracturación sinsedimentaria) y alto fondo. Como se discutirá más adelante, una fuente de detritus tan cercana parece excepcional.

1.3.2.3. FORMACION ARROYO QUEJIGO

Al sur de la banda de la cuarcita de Calvario, y paralelamente a ella, aparece en la cartografía otra estrecha banda que corre sin interrupción desde el norte de la cuenca del Viar hasta chocar con la falla Zufre-Santa Olalla; tras ser desplazada hacia el sur por este accidente, continúa por lo menos hasta más allá de Higuera de la Sierra (figura 1.6).

El nombre que le he asignado es el de un afluente de la Rivera de Cala, que discurre parcialmente entre estos materiales.

Estructuralmente, se sitúa en el núcleo de un estrecho sinclinal, reposando de forma concordante sobre la Formación Media Fanega. El paso entre ésta y aquella es gradual aunque rápido, y se observa bien en la carretera que va de Almadén de la Plata a Castilblanco de los Arroyos.

Litológicamente, la Formación Arroyo Quejigo es monótona: lutitas y areniscas alternantes que se agrupan en paquetes de estratos esencialmente lutíticos o predominantemente areniscosos. El estudio petrográfico muestra la existencia de una gama de areniscas que se extiende desde grauvacas líticas poco características (más o menos iguales a las de otras formaciones) hasta grauvacas netamente feldespáticas, rocas estas últimas específicas de la formación (fig. 1.8).

Las grauvacas líticas son rocas de grano medio o fino, raramente grueso, con 25-30% de matriz arcillosa y fragmentos de cuarzo (volcánico en parte) pizarra, plagioclasa (albita con macla común y, raramente, macla de damero), chert, cuarcita, biotita y fragmentos volcánicos ácidos y básicos; además, granillos de circón y turmalina.

Las grauvacas feldespáticas son muy ricas en matriz, pasando con frecuencia del 50% (40-70%); junto a esto, la gran abundancia de albita las hace muy características. Se reconoce en ellas una variedad de fragmentos tanto menor - cuanto más feldespáticas son; por lo demás, los fragmentos son los mismos ya indicados en las grauvacas líticas.

1.3.3. SOBRE LA PROCEDENCIA DE LOS DETRITUS

El estudio petrográfico de las areniscas ha revelado algunos aspectos de interés que merecen ser comentados aparte. En areniscas de todas las unidades a parecen restos de pizarra ó filita, con una esquistosidad previa a la esquistosidad de la matriz. En la Formación El Ronquillo los fragmentos indican que la fuente de los detritus estaba constituida esencialmente por rocas metamórficas de grado bajo, originadas en una orogenia preherciniana ó, lo que resulta mucho más probable, en una fase herciniana previa a la primera fase de deformación de la Zona Sudportuguesa (posiblemente la primera fase en Ossa Morena).

En formaciones situadas estratigráficamente más arriba aparecen, junto con estos fragmentos de rocas metamórficas de grado bajo, trozos derivados de rocas ígneas. Esto es cierto ya, aunque sea de forma absolutamente excepcional, en la Formación Media Fanega puesto que, en algún caso, se han visto cuarzos volcánicos, albita e, incluso, algún fragmento de roca volcánica. En la unidad del Guadiamar y en la Formación Arroyo Quejigo, la influencia volcánica en los detritus de las areniscas es mucho mayor. Por lo tanto, a partir de la Formación Media Fanega aparece una segunda fuente de alimentación de las areniscas: rocas volcánicas.

A pesar de que parte de las rocas volcánicas erosionadas podrían estar ubicadas en el actual C.V.S., hay razones para suponer que, esencialmente, se situarían fuera de él. En efecto, el flysch supravolcánico, cuyas areniscas tienen los mismos restos volcánicos, descansa sobre el C.V.S. Por otro lado, el hecho de que la aparición de fragmentos volcánicos tenga lugar ya en la F. Media Fanega, ligeramente antes del inicio del C.V.S., apunta hacia una fuente volcánica anterior al C.V.S. Por último, puede señalarse que los estudios sedimentológicos existentes, aun siendo todavía marcadamente insuficientes, (Schermerhorn, 1971; Oliveira et al., 1979; Moreno, 1982) sugieren que el flysch se formaría por corrientes de turbidez de procedencia más o menos norte.

En conclusión, parece que al norte de la Zona Sudportuguesa se situaría la fuente esencial de los detritus. Primero, se erosionarían lentamente rocas metamórficas de grado bajo formadas, al parecer, en la primera fase de la deformación herciniana que afectó a Ossa Morena. Después, se sumaron, llegando a ser dominantes en las arenas del flysch supravolcánico, fragmentos de rocas volcánicas extruidas, probablemente, muy poco antes que las que constituyen el C.V.S. de la Faja Pirítica.

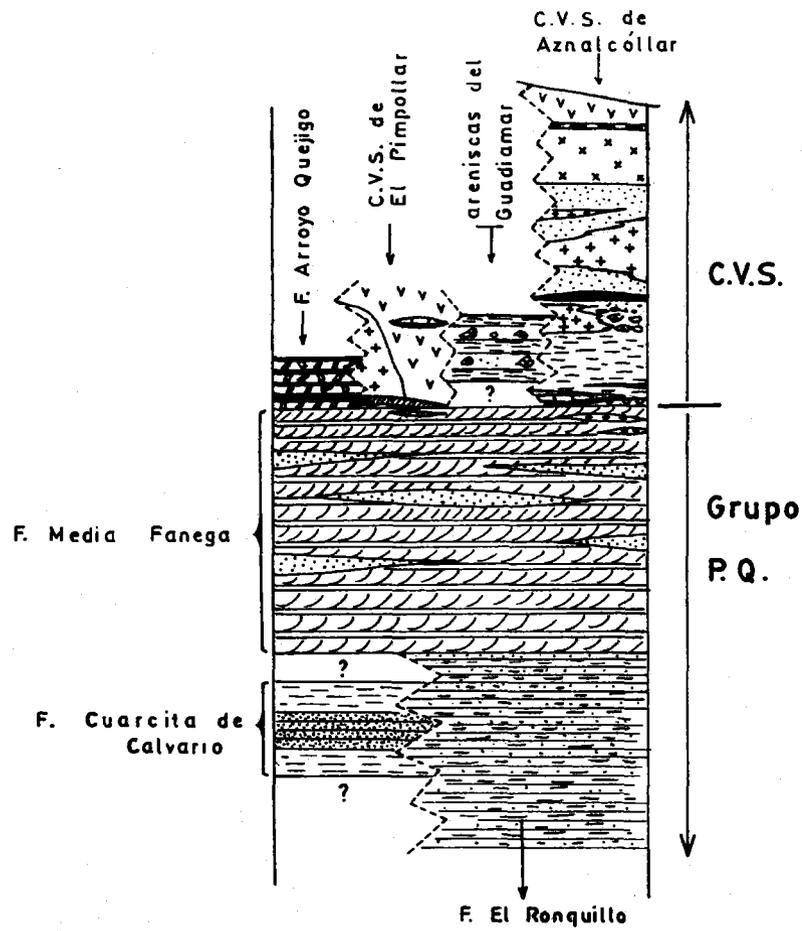


Fig. 1.14

—Columna estratigráfica general del extremo oriental de la Faja Pirítica—

1.3.4 COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERAL Y CONSIDERACIONES FINALES

Para visualizar en su conjunto las relaciones entre las unidades litoestratigráficas diferenciadas, se ha confeccionado la figura 1.14. En ella se señala la incertidumbre existente sobre la posición exacta de la Formación Cuarcita de Calvario y de las Areniscas del río Guadiamar.

La Formación Cuarcita de Calvario presenta continuidad de afloramiento, salvo por el efecto de fallas de salto en dirección, desde el norte de la cuenca del río Viar hasta el sur de la Sierra de Aracena (cuarcita de Sierra Giralda-Sierra Pico); desde ahí hacia el oeste ha sido estudiada por Apalategui et al. (en prensa), quienes señalan que se pierde la potente intercalación cuarcítica y se pasa lateralmente al Pulo do Lobo.

Las formaciones El Ronquillo y Media Fanega se integran sin duda dentro del Grupo P.Q. de la Faja Pirítica. Sin embargo, no tengo conocimiento de que en otra región se haya dividido el Grupo en formaciones que puedan correlacionarse con éstas. Frecuentemente, se cita la existencia de granoselección, laminación cruzada y estructuras de muro en cuarcitas del P.Q., lo que puede significar que existen materiales semejantes a los de la Formación Media Fanega en toda la Faja.

Por el norte, en los alrededores de Santa Olalla del Cala, ya en la Zona de Ossa Morena, se ha establecido recientemente la existencia de materiales - del Carbonífero inferior: se trata de una secuencia de pizarras y areniscas que hacia la base tiene un tramo delgado de calizas con restos de crinoides. Anteriormente (Vázquez, 1968) las calizas se habían considerado del Devónico medio; sin embargo, un estudio de sus conodontos (Boogaard y Vázquez, 1981) las ha situado en el Tournaisiense final o el Viseense inicial. El ambiente de depósito de estas calizas sería somero y de alta energía. Estos materiales carboníferos son probablemente un retazo de lo que constituiría el borde de la cuenca de sedimentación de la Zona Sudportuguesa. Si es correcto el modelo sedimentario regional esbozado en páginas precedentes, gran parte de esta orla (presumiblemente extensa) habría sido erosionada para nutrir al flysch sudportugués.

La intensa tectónica tardiherciniana ha roto la continuidad hacia el este de estos materiales, así como de los de la banda Aracena-Almadén de la Plata (véase el capítulo 8). No obstante, en el sector de Sierra Traviesa, a oriente de la cuenca del Viar, aparece una cuña de materiales variados que se han considerado una serie continua del Carbonífero inferior (Sanz y Ledesma, 1975), aunque en mi opinión aparecen en ella elementos de diferentes unidades: las cuarcitas que se sitúan pegadas al borde de la falla del Viar, desde el cortijo de Fuenteluenga hacia el sur, son idénticas a las de la Formación Cuarcita de

Calavario; los basaltos pueden corresponderse con los que afloran en el SW de Santa Olalla y al norte de Almadén de la Plata; y en cuanto a las calizas de Sierra Traviesa, es obvio, por su contenido faunístico, que al menos parte de ellas (probablemente no todas) son del Carbonífero inferior, y podrían equivaler a las de Santa Olalla.

Gabaldón et al. (1983) han estudiado los materiales del Carbonífero inferior de la parte norte de Ossa Morena. Consideran durante esta época un esquema paleogeográfico del SW del Macizo Ibérico en el que se distinguen dos grandes cuencas: una al norte, a la que pertenecerían todos los afloramientos que se encuentran por encima de la línea Córdoba-Badajoz (Benajafé, Matachel, Guadaito, Guadalbarbo, Pedroches, Guadalmez), y otra al sur, en la que se encuadraría la Zona Sudportuguesa y los restos de Carbonífero inferior de los alrededores de Santa Olalla. Entre ambas grandes cuencas, separándolas, habría una zona emergida en la que aisladamente se formarían pequeñas cuencas intramontañas como la de Valdeinfierno.

Aunque las dos grandes cuencas señaladas no tienen iguales características, hay analogías ciertamente notables. Al sur de los Pedroches, los materiales son ritmitas pizarro-arenosas con algunos niveles volcánicos intercalados: rocas básicas en la base, y rocas piroclásticas ácidas y pizarras de hematites en un tramo superior, habiéndose datado este último tramo como Viseense superior (Pérez Lorente, 1980). El cuadro que resulta es ciertamente evocador de la sedimentación en la Faja Pirítica (Zona Sudportuguesa), como ya señaló Pérez Lorente, aunque en conjunto el vulcanismo es mucho más pobre que en la Faja y no se conocen yacimientos de sulfuros. Más al sur, en la alineación de Benajafé y cuencas relacionadas, que serían la parte marginal de la gran cuenca septentrional (Gabaldón et al., 1983), aparecen también, y en gran cantidad, vulcanitas ácidas e intermedias en el seno de materiales sedimentarios del Carbonífero inferior (Baeza et al., 1978, 1981), éstas últimas análogas, en parte, a las que caracterizan a la Faja Pirítica.

En suma, por lo que respecta al Carbonífero inferior parece que las Zonas Sudportuguesa, Ossa-Morena y al menos el sur de la Centroibérica no presentan diferencias esenciales. Es interesante reseñar también que esta suerte de simetría, con el eje en el sector central de Ossa-Morena, señalada para los materiales del Carbonífero inferior, parece repetirse en otros fenómenos habidos en el Carbonífero: como se examinará en el capítulo 4, el plutonismo de la alineación Castilblanco de los Arroyos-Beja (a caballo entre la Zona Sudportuguesa y la de Ossa-Morena) tiene una semejanza grande con el de la alineación Los Ojuelos-La Coronada-Villaviciosa de Córdoba (en el norte de Ossa-Morena).

EL VULCANISMO PRETECTONICO

En el capítulo de Estratigrafía se ha visto que en la secuencia litológica están presentes abundantes rocas volcánicas, agrupadas estrictamente en el denominado Complejo vulcanosedimentario (C.V.S.). La variedad de este vulcanismo es muy notable, existiendo una gama completa, aunque desequilibrada, - desde términos ácidos hasta términos básicos, y con una importante diversidad textural; además, no sólo existen lavas sino también rocas piroclásticas.

Dada la manifiesta importancia que la comprensión de este vulcanismo, y en particular de su caracterización química, tiene en la correcta elaboración de un modelo geodinámico para el SW del Macizo Ibérico, se le ha dedicado una atención notable.

2.1. PETROGRAFIA Y AFLORAMIENTOS

A pesar de la diversidad apuntada antes, la descripción petrográfica será relativamente breve porque las transformaciones hidrotermales están tan generalizadas que suelen enmascarar las paragénesis originales. Para evitar - repeticiones tediosas, la descripción mineralógica de tales alteraciones será mínimamente tratada en el presente capítulo, ya que son mencionadas en el dedicado al metamorfismo regional. Como allí se señala, no todos los cambios son debidos al metamorfismo regional; antes bien, parecen aún más importantes otros ocurridos antes del metamorfismo, mediante reacciones metasomáticas entre la roca volcánica aún caliente y el agua del mar.

2.1.1. LAVAS

La clasificación petrográfica de las rocas volcánicas está dificultada por la falta de cristalización o la cristalización muy fina que domina en ellas. Es necesario, en consecuencia, utilizar adicionalmente criterios químicos. En el presente caso, se dispone de un total de 31 análisis químicos originales— que han ayudado, junto con las observaciones ópticas en láminas delgadas, — a establecer los grupos que a continuación se describen brevemente.

2.1.1.1. LAVAS ACIDAS

RIOLITAS

En los análisis de muestras con los caracteres que se describirán, se ha encontrado que $\text{SiO}_2 > 70\%$, alcanzando a veces valores del 80% o algo más.

Son rocas de tonos claros (blancos o marrones muy suaves), esencialmente felsíticas, siempre muy duras y compactas. Es común la existencia de laminación fluidal bien visible macroscópicamente y no es raro observar autobrechificación, fenómenos que expresan la alta viscosidad de las lavas; a falta de estos rasgos o de la presencia de fenocristales, pueden confundirse fácilmente con silexitas; afloran ampliamente en el sector de Aznalcóllar y son minoritarias en El Pimpollar.

Su matriz es finísima, felsítica, y destacan de ella microfenocristales de cuarzo y feldespatos. En un caso, se han observado formas que recuerdan la textura perlítica. El cuarzo es xenomorfo o subidiomorfo, estando ampliamente corroído por la matriz. El feldespato fundamental es albita que, sin embargo, aparece con gran frecuencia parcialmente potasificada, observándose una especie de antiperitita grosera. Más raramente, se han detectado fenocristales de ortosa que semejan ser primarios; sin embargo, no se ha observado sanidina. Las determinaciones ópticas en algunos fenocristales de ortosa han dado $2Vx=52^\circ-65^\circ$, variabilidad que seguramente corresponde a una mayor o menor cantidad de albita disuelta, pues se ha llegado a observar una fina desmezcla con las gotitas de albita orientadas siguiendo (010). La composición media de las ortosas medidas debe rondar Or70–Ab30. En las mismas rocas se han visto alguna vez cristales ameboides de plagioclasa con la macla de damero — (chess board), típica de fenómenos de sustitución; la composición de esta plagioclasa no es albita sino oligoclasa ($2Vx=84^\circ$). También son escasos los microfenocristales de biotita, siempre transformados en clorita y mena. En

procesos postígneos se han formado, además de gran parte del feldespato potásico, pistacita y alanita, sericita, stilpnomelana, ferroclorita y clorita.

DACITAS

Suelen distinguirse con facilidad de las riolitas porque son claramente porfídicas, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa abundantes y de tamaño superior a los microfenocristales existentes en las riolitas. Además, no se observa bandeo fluido; el aspecto es, al contrario, masivo. No obstante, en los casos transicionales a riolitas (SiO_2 cercano al 70%) estas características diferenciales se difuminan. Su matriz es de grano muy fino, pero no felsítica; es normal distinguir en ella minúsculos cristitos de feldespato, con frecuencia orientados estadísticamente.

Entre los fenocristales, destaca la plagioclasa, más abundante que el cuarzo. Presenta maclas de leyes variables y a veces se encuentra formando agregados de sineusis.

Los valores obtenidos del ángulo máximo X' - traza de (010), en la zona \perp (010), están entre 16° y 18° , con extinción en el ángulo obtuso; estos datos apuntan hacia albita muy pura. En otros casos se ha determinado oligoclasa, y muy pocas veces se ha visto zonación en los fenocristales de plagioclasa.

También se ven ocasionalmente fenocristales de lo que debió ser biotita o anfíbol: siempre están totalmente transformados, de forma que sólo queda un contorno más o menos característico definido por granillos de mena, y una zona interna epidotizada, silicificada o cloritizada.

Accesoriamente, hay apatito, mena y circón.

2.1.1.2. ANDESITAS

Se han encontrado andesitas ácidas, y a ellas corresponden, por ejemplo, los análisis DH-16, AZ-E, AZ-D, AZ-C, Pñ y PD-68 (tabla 2.1). En la región estudiada, las andesitas se concentran en un gran afloramiento que se extiende desde el cortijo de Garcí-Bravo al de Peñalosa, al WSW de Aznalcóllar. Son rocas masivas, porfídicas, con gran cantidad de fenocristales al punto de parecer granudas; su color es verdoso más o menos claro. Se parecen a las dacitas pero faltan en ellas los fenocristales de cuarzo.

Los fenocristales dominantes son de plagioclasa, cuya composición actual es albita; sin embargo, están muy anublados, con desarrollo de sericita y

calcita o epidota o pumpellita, y es claro que, originalmente, la plagioclasa fue más cálcica. Hay también vestigios de antiguos cristales de anfíbol o piroxeno: se observan formas subidiomorfas totalmente transformadas en clorita + leucoxeno + pistacita y, en ocasiones, flecos de actinolita. La mena, en granos de menor tamaño que los fenocristales, está transformada en leucoxeno. La matriz, de grano fino, es abundantemente feldespática pero está plagada de clorita, calcita, epidota, sericita, etc. Se ven minúsculos prismas de apatito.

En el conjunto volcánico de El Pimpollar se ha recogido alguna muestra que, por su composición mineralógica, es también andesita. Presenta fenocristales de plagioclasa, piroxeno y cuarzo, citados en orden decreciente de abundancia; la matriz parece rica en feldespato y cuarzo, y es de grano muy fino. La plagioclasa está medianamente alterada, formándose calcita y sericita; no obstante, ha sido posible estudiarla y determinar su zonación: el núcleo es An 60 y, mediante una zonación gradual y recurrente, se llega a An 28 en el borde. El piroxeno es incoloro, $2V_z = 55^\circ$; $Z \wedge C = 44^\circ$; birrefringencia $\sim 0,028$: estos datos sugieren augita cálcica o ferraugita cálcica, pareciendo esto último más adecuado dada la naturaleza andesítica de la roca. Existe abundante calcita, pistacita y mena originadas en procesos de alteración.

2.1.1.3. BASALTOS

Hay una relativa variedad de basaltos. Se presentan formando coladas de potencia muy variable, más o menos masivas, con o sin estructura de almohadilla (pillow-lavas); además, forman sills que pueden ser muy potentes y extensos, como se observa en la región de Valverde del Camino (Routhier et al., 1977). Aunque en la región investigada no aparecen sills, se han estudiado muestras de este tipo, recogidas en la aldea de la Aulaga, unos kilómetros al oeste del Castillo de las Guardas.

Los basaltos que constituyen sills, son rocas compactas, masivas, de color verde oscuro y grano fino o medio. Su textura es ofítica, puesto que los granos redondeados de piroxeno (1-1.5 mm) engloban pequeños listones de plagioclasa (0,2-0,5 mm). Piroxeno y plagioclasa constituyen la trama fundamental de la roca, dejando huecos que debieron corresponder a vidrio pero que ahora están ocupados esencialmente por clorita. Hay también granos de mena metálica, los cuales parecen intercrecidos con el borde de los cristales de plagioclasa; en cantidad ínfima, hay apatito en prismas bien formados.

El piroxeno es incoloro o levísimamente verdoso; $2V_z$ variable desde 41° hasta 53° ; birrefringencia $\sim 0,026-0,027$; características ópticas que sugie-

FIG. 2.1

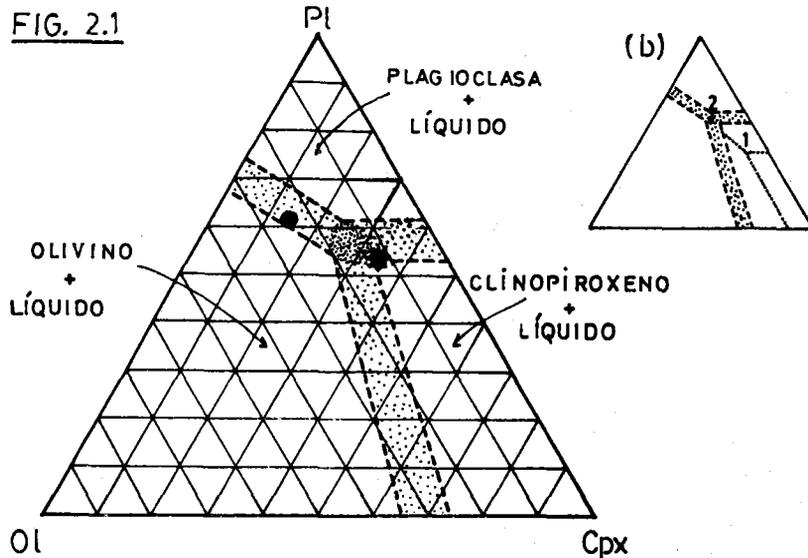


diagrama de Cox et al. (1978)

★(AZ-P) basalto de Faja Pirítica (se ha corregido el %Oca; véase texto)

●(AZ-P) idem, sin corrección

Proyección desde SiO_2 sobre Ol-Cpx-Pl de la parte muy pobre en SiO_2 del sistema basáltico simplificado Ol-Cpx-Pl- SiO_2 ($P=1 \text{ atm}$).

Obsérvese en (b) la migración de la composición cotéctica de las tres fases, desde el sistema experimental An-Di-Fo (1) al sistema natural Pl-Cpx-Ol (2).

ren una composición entre augita y augita subcálcica. Se encuentra muy fresco casi siempre y sólo a veces muestra en los bordes cierta transformación a clorita y/o actinolita. La plagioclasa está zonada normal y gradualmente: en los cristales más frescos el núcleo es An 65-70 y el borde ádesina. Su alteración es notable, esencialmente sericítica, produciendo una visible descalcificación. La mena está muy transformada en leucoxeno. Otros minerales postígneos son pistacita, prehnita, calcita y cuarzo, que, en algunas muestras y en mínima cantidad, se encuentran asociados con la clorita en las zonas originalmente ocupadas por vidrio. En general, el basalto que aflora en sills está mucho menos afectado por procesos postígneos que el que constituye coladas, circunstancia lógica si se acepta que los cambios químicos son debidos principalmente a reacciones con el agua del mar.

A partir de la observación petrográfica, se deduce que hubo desde el principio una cristalización prácticamente cotéctica de plagioclasa y augita, sin que llegase a aparecer olivino. Cox et al. (1978), han calibrado con datos experimentales la proyección sobre la cara Pl-Cpx-Ol desde el vértice SiO₂, en el sistema basáltico simplificado Ol-Cpx-Pl-SiO₂, de forma que este diagrama puede ser utilizado como una buena aproximación para deducir la secuencia de cristalización en los basaltos, a partir de su composición normativa. Entre los análisis químicos aportados en este trabajo (tabla 2.1,), la muestra AZ-P corresponde a una diabasa del sill de la Aulaga; la posición de esta muestra en el diagrama de Cox et al. (fig. 2.1) indicaría una cristalización inicial prácticamente cotéctica de olivino y plagioclasa, y sólo después tendría lugar la cristalización de piroxeno monoclinico. Tal resultado contradice la observación petrográfica. En realidad, esta discrepancia es explicable, pues en la muestra AZ-P se observa una notable alteración sericítica de la plagioclasa, con descalcificación; el porcentaje de CaO es, en efecto, inferior a los valores medios de los basaltos (véase la fig. 2.3). Si se reajustara el análisis poniendo, por ejemplo, %CaO=10,5, como se ha hecho en la figura 2.1, se evitarían las discrepancias. Esto da una idea de la ponderación con que han de ser utilizados los análisis químicos de las rocas volcánicas de la Faja Pirítica, puesto que AZ-P es, comparativamente, una muestra poco alterada. Esta cuestión será tratada convenientemente en el apartado dedicado al estudio químico.

En la región investigada, los basaltos que constituyen coladas aparecen en dos afloramientos principales y otros dos de dimensiones muy reducidas. Forman la mayor parte del conjunto volcánico de El Pimpollar, y aparecen también en el núcleo del sinclinal del río Agrio, al este de Aznalcóllar (fig. 1.11). En estos dos afloramientos los basaltos son masivos, sin niveles vacuolares que per

mitan diferenciar coladas; la única estructura visible es una incipiente y localizada disyunción columnar. Inmediatamente al norte de Aznalcóllar, y en relación con el cabalgamiento que por allí se sitúa, aparece un pequeño afloramiento de basalto con una bella disyunción prismática; todos los límites de este pequeño cuerpo son tectónicos. El último afloramiento considerado se sitúa a unos dos kilómetros al sureste de Aznalcóllar, junto a la carretera que va a Gerena, pero en la actualidad ha quedado casi totalmente destruido por las obras del canal de derivación del río Agrio; está constituido por basaltos con estructura de almohadilla.

Por su extensión, los basaltos del Pimpollar son los más importantes. Son rocas porfídicas, notablemente ricas en fenocristales entre los cuales domina la plagioclasa. La textura es porfídico microcristalina, con cierta tendencia glomeroporfídica; la matriz puede presentar ordenamiento fluidal. La magnitud volumétrica de fenocristales y matriz es de 30 y 70% respectivamente. Las vacuolas son escasas y de pequeño tamaño, y están rellenas por clorita y cuarzo o epidota y cuarzo.

El piroxeno se suele encontrar relativamente fresco, algo transformado en clorita, clorita + epidota, prehnita + mena + actinolita. Es subidiomorfo y posee maclas polisintéticas (100), incluyendo algún prisma de apatito. Sus características ópticas son: color verde suavísimo casi incoloro, $2V_z = 57^\circ$ y birrefringencia $\sim 0,028 - 29$; que sugieren augita cálcica.

La plagioclasa suele estar muy alterada, formándose calcita, clorita óxido de hierro y sericita. La zonación puede ser notable o débil y su composición esencial está alrededor de An60.

En la matriz, a veces fluidal, se ven microcristales de plagioclasa, piroxeno y mena, junto con clorita y cuarzo.

Accesoriamente aparecen mena y apatito, este último sin duda cristalizado precozmente ya que se observa incluido en piroxeno. Los prismas de apatito son cortos, indicio de una cristalización lenta, lo que corrobora su cristalización inicial, anterior a la congelación súbita de la roca.

El basalto de estructura almohadillada es, por el contrario, una roca sin fenocristales. Está constituida por listoncillos de plagioclasa de unos 0,25 mm de longitud media, que presentan ordenación fluidal en algunas muestras. Entre la plagioclasa se sitúan clorita y mena. Así, la textura es fluidal o intersertal. En ocasiones, se observa que la esquistosidad penetra en la roca y deforma ligeramente a los listoncillos de plagioclasa; esquistosidad y planaridad de flujo forman un pequeño ángulo, de manera que la apariencia fluidal de la roca queda reforzada. La plagioclasa es albíta pura, aparentemente fresca.

Hay también abundante calcita y algo de cuarzo; la calcita puede aparecer en ve_nas discordantes que están plegadas por la primera fase de plegamiento de la re_gión, lo que indica claramente su origen secundario pero anterior al metamorfis_mo regional, esto es, la acción de procesos de alteración submarina. Los carac_teres de este basalto almohadillado son los de una típica espilita.

En las descripciones que de las rocas básicas de otras regiones de la Faja Pirítica han hecho distintos investigadores (Strauss, 1970; Schermerhörn, 1970; Rambaud, 1969, etc) tampoco se consigna la existencia de olivino, por lo que debe considerarse que éste es un rasgo generalizado. En las rocas estudia--das aquí, el único piroxeno existente es de tipo augita (si bien en las diabasas ésta puede llegar a ser subcálcica), pero se ha citado también la presencia co--mún de pigeonita (Strauss, 1970); en todo caso, hasta el presente, nadie ha iden_tificado ortopiroxeno, hecho que merece ser destacado. Por otra parte, pueden ser significativas las diferencias halladas entre diabasas y basaltos de coladas en el tipo de augita: el ángulo $2V_z$ y la birregringencia para el caso de las dia-basas son inferiores ($2V_z = 41-53^\circ$; $\Delta = 0,026-27$) a los correspondientes a los -basaltos de coladas ($2V_z = 57$; $\Delta = 0,028-29$). Aunque los datos ópticos no son es--pecialmente precisos en el caso de los piroxenos monoclinicos, los obtenidos se pueden interpretar en el sentido de que la augita de las diabasas es menos -cálcica que la de los basaltos. Tal interpretación sería conforme con otros dato_s

a : piroxenos Faja Pirítica (MUNHÁ et al, 1980)
 b : id lavas "orogénicas" (EWART, 1976)
 c : id rocas alcalinas (en ARAÑA & LÓPEZ RUIZ, 1974)
 d : id id toleíticas (id) 1974)

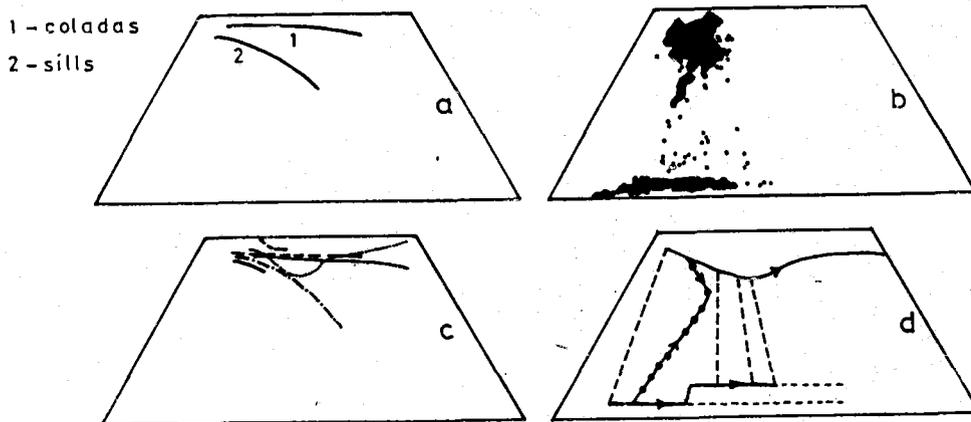


Fig. 2.2

ya publicados, obtenidos mediante microsonda (Munhá y Kerrick, 1980), y, en consecuencia, es verosímil la idea de que esa diferencia en los piroxenos sea un hecho general en la Faja Pirítica. En la figura 2.2 se han comparado las composiciones de los piroxenos, tomadas del trabajo recién mencionado, con las que son características de las regiones orogénicas (Ewart, 1976) y con las de rocas toleíticas y alcalinas. Es importante notar las diferencias que existen con los piroxenos de rocas orogénicas: a) falta de ortopiroxeno, y b) composiciones augíticas más variadas.

2.1.2 ROCAS PIROCLASTICAS

En la Faja Pirítica, los depósitos piroclásticos presentan una variabilidad en su composición desde términos ácidos a términos básicos, si bien parece haber acuerdo general en que los ácidos son mucho más abundantes, cuestión ésta fácilmente comprensible, dada la mayor viscosidad de los márgmas ácidos. Este desequilibrio es manifiesto en la región investigada, al extremo de que no se han encontrado en ella tobas básicas.

De los sectores en que aflora el Complejo vulcanosedimentario (El Pimpollar y Aznalcóllar) sólo en Aznalcóllar afloran, y son muy abundantes, las rocas piroclásticas, estando el área de El Pimpollar constituida íntegramente por lavas.

2.1.2.1 BRECHAS PIROCLASTICAS (AGLOMERADOS)

Cortada por el río Agrio, estratigráficamente por debajo de la masa de sulfuros de la Mina de Aznalcóllar, aparece una brecha piroclástica de bloques riolíticos que lateralmente pasa a una masa lávica de riolita. La heterometría de los bloques es manifiesta, alcanzando algún bloque $\sim 0,5 \text{ m}^3$, pero su composición es constante y corresponde a una típica felsita. La matriz es una toba cristalina riolítica con fuerte esquistosidad. Hacia arriba, estratigráficamente, se observa un decrecimiento rápido del tamaño de los bloques hasta pasar a una toba de lapilli riolítico. Este nivel se interpreta como marca de un centro volcánico ácido, y con este centro se ha relacionado la mineralización de la Mina de Aznalcóllar (Simancas, 1976).

En el mismo río Agrio, cerca ya del núcleo de la estructura sinclinal que en este corte existe, aparece otra brecha piroclástica, si bien es de caracte

terísticas muy distintas a la anterior. La composición de los bloques es dacítica, y lo que sorprende en esta brecha es la homometría de los fragmentos, cuyo tamaño medio es de unos 10 a 15 cm de longitud máxima (pequeños bloques); se encuentran claramente aplastados según el plano de esquistosidad. La homometría conduce a imaginar la existencia de un cierto rodamiento y selección de los fragmentos.

2.1.2.2. TOBAS DE LAPILLI

Son mucho más abundantes que las brechas piroclásticas. Se encuentran en diversos niveles del corte del río Agrio, en el afloramiento del arroyo Los Frailes y al sur inmediato del pueblo de Aznalcóllar. Los fragmentos son siempre riolíticos y están bien adaptados a la esquistosidad; la matriz es una toba cristalina con cristales de albita y (escasos) cuarzo y feldespatos potásicos, dispuestos en una masa de grano muy fino, de color verdoso y naturaleza sericítica.

2.1.2.3 TOBAS CRISTALINAS, TUFITAS, CINERITAS.

Las tobas cristalinas son las rocas piroclásticas más abundantes y variadas. Se podrían distinguir muchos tipos, teniendo en cuenta el aspecto textural y los fenocristales que presentan. Tienen en común un aspecto porfiroide más o menos marcado; los cristales pueden ser escasos (mucho matriz) o muy abundantes (poca matriz). Entre los cristales abunda, más que ningún otro, la plagioclasa (albita normalmente); el cuarzo es muy abundante en algunas tobas y no existe en otras. Las tobas tienen casi siempre una esquistosidad mucho más marcada que las lavas.

De forma bastante subjetiva, puesto que existe toda suerte de variaciones graduales, he distinguido los siguientes tipos:

TOBA SERICITICA VERDOSA

En una abundante matriz sericítica de color verdoso, aparecen "fenocristales" de albita y, raramente, cuarzo, feldespatos potásicos y fragmentos muy pequeños de riolita. Estas tobas están asociadas siempre con tobas de lapilli y rocas riolíticas.

TOBAS PORFIROIDES ACIDAS

Son las más abundantes. Sobre una matriz de grano fino constituida por cuarzo, feldespatos y sericita, además de granillos de mena y circón, destata

can cristales de plagioclasa, cuarzo, mena, biotita, apatito o fragmentos de rocas volcánicas variadas. Sólo la plagioclasa está siempre presente y en gran cantidad; los demás cristales o fragmentos pueden estar en cantidades pequeñas (salvo el cuarzo, que puede ser dominante) o faltar absolutamente. La plagioclasa suele ser albita o, al menos, se presenta con evidentes signos de descalcificación, formándose a sus expensas minerales como calcita, clorita, sericita, pistacita, clinzoisita y pumpellita. La biotita siempre está alterada. Los procesos de alteración de las tobas, al igual que los de las lavas, se describen en el capítulo 3. La razón cristales/matriz puede ser muy variada, y en función de ello la esquistosidad es más o menos penetrativa. Otro factor de variación es el tamaño de los cristales.

TOBAS DE ASPECTO GRANITICO

Su aspecto, en efecto, puede llegar a ser muy semejante a un granito, a causa de la naturaleza y tamaño de sus cristales y la escasez relativa de matriz.

Tienen cristales subidiomorfos, que pueden llegar a alcanzar varios mm, de cuarzo (estallado, con extinción ondulante), feldespato micropertítico (ortosa micropertítica con 35-40% de albita: extinción recta en sección perpendicular a X; $2Vx = 65^\circ - 70^\circ$), albita, y biotita transformada en vermiculita y óxidos de hierro. La matriz es, en los ejemplares típicos, comparativamente escasa y de naturaleza cuarzo-feldespático-sericítica. En casos en que la matriz era más abundante, perdiéndose el aspecto granítico, han aparecido algunos fragmentos riolíticos. Este tipo de toba, bastante escaso, debe tener su origen en el ascenso rápido y estallido de un magma que estaba ya ampliamente consolidado a cierta profundidad, según indica la naturaleza del feldespato potásico, el tamaño de los cristales, la abundancia de biotita, e incluso la razón cristales/matriz.

CINERITAS

Se han encontrado únicamente en el muro del paquete basáltico que está en el sinclinal del río Agrio, formando un nivel de unos 4m de potencia. Tienen tonos predominantemente morados, sin duda a causa de óxidos de hierro y manganeso muy finamente distribuidos. Son rocas de grano muy fino, cuarzo-feldespático-sericíticas, con esquistosidad muy penetrativa.

2.2. EVALUACION DE LOS CAMBIOS QUIMICOS POSTIGNEOS.

Las rocas volcánicas de la Faja Pirítica sufrieron reacciones con el medio marino en el que extruyeron, y estas reacciones produjeron importantes cambios metasomáticos del tipo que se suele denominar espilitización. Los argumentos principales que sostienen la realidad de esta interacción con el agua del mar han sido ofrecidos por Munhá et al. (1980 a y b): por un lado, hay evidencias petrográficas abundantes de la realidad de una fase de transformaciones mineralógicas y químicas desarrolladas antes de la primera fase de deformación (por ejemplo, yo he podido observar que es un rasgo común la existencia de venas de calcita o de cuarzo plegadas por F_1); por otro lado, el estudio realizado por los citados autores sobre geoquímica de isótopos de oxígeno en rocas basálticas pone de manifiesto que éstas se hallan enriquecidas en ^{18}O respecto del basalto genuino, deduciéndose un intercambio isotópico con fluidos en condiciones de una alta razón agua/roca, y baja temperatura.

Posteriormente, las rocas fueron sometidas a un metamorfismo regional de grado bajo o muy bajo, que ha dejado también sus huellas, aunque es presumible que, en este caso, los procesos de transformación apenas fuesen metasomáticos; así, se supone que el peso de los cambios químicos, está en los procesos de reacción entre las rocas volcánicas calientes y el agua del mar. En el capítulo 3 se estudian los cambios mineralógicos observados en las rocas investigadas y, como allí se señala, frecuentemente es difícil deslindar entre los debidos al metamorfismo y los originados antes. En este apartado, se tratarán únicamente los cambios químicos; su conocimiento es previo a todo intento de caracterización del magmatismo de la Faja Pirítica.

Prácticamente todas las rocas están afectadas por transformaciones aunque, como es de esperar, las muestras en que el fenómeno es menos intenso corresponden a diabasas ("sills") y a núcleos de coladas potentes. De una manera general, se sabe que en estos procesos los elementos mayores más móviles, son Na, K y Ca; Mg tiene un comportamiento variable, normalmente móvil; Si y Fe son casi siempre poco móviles, y Al, Ti y P se consideran casi inmóviles. Como estas ideas generales son insuficientes, veremos con detalle los cambios químicos secundarios habidos en las rocas que aquí se estudian. A tal fin, se ha manejado una importante cantidad de análisis químicos, incluyendo no sólo los 31 análisis aportados originalmente en este trabajo sino también otros publicados por diferentes investigadores. En la tabla 2.1, se presenta la relación de los nuevos análisis químicos y se detallan las demás contribuciones.

Tabla 2.1

Análisis químicos de rocas volcánicas de la Faja Pirítica.

1.- Distribución por autores de los análisis químicos manejados en este capítulo:

Routhier, et al., op. cit, 1977	77
Munhá J., op. cit., 1979	8
Munhá.J.y Kerrick, R., op. cit., 1980	16
Munhá.J., Fyfe, W.S. y Kerrick, R. op. cit. 1980	14
Ramba ud, F. 1969, Mem. IGME, t-71	33
Soler, E. 1973, Geol. Mijnb, 52, 277-287	15
Cruz Gaspar, O. 1961, Est. Not. Trab. Serv. Fomento Mineiro, v-15, 117-196	3
Strauss. G.K., 1970, Mem. IGME t-77	2
Nuevos análisis	31

Todos los análisis han sido recalculados a 100 tras eliminar H₂O y CO₂ .

2.- Análisis químicos originales de este trabajo:

	AZ-PL4	AZ-PL3	AZ-PL5	AZ-PL2	AZ-P	AZ-PL1	AZ-I
SiO ₂	40,96	44,88	46,89	47,35	47,92	48,70	50,26
Al ₂ O ₃	17,42	16,80	14,81	15,40	14,56	17,79	17,92
Fe ₂ O ₃	7,11	7,26	7,50	8,15	8,68	5,94	5,28
FeO	3,57	4,18	2,79	3,50	3,41	3,64	2,14
TiO ₂	1,35	1,84	1,46	1,90	2,52	1,28	0,55
MnO	0,30	0,21	0,30	0,20	0,19	0,44	0,12
MgO	2,84	3,16	2,70	3,14	7,48	4,82	5,85
CaO	9,23	6,81	7,87	6,35	7,58	3,52	5,20
Na ₂ O	6,96	6,50	6,88	6,14	2,32	6,22	5,94
K ₂ O	0,03	0,07	0,08	0,03	1,40	0,13	0,42
M.V.	9,88	8,08	8,58	7,27	3,21	7,08	5,94
	99,65	99,79	99,86	99,43	99,27	99,56	99,62

	<u>AZ-N</u>	<u>AZ-120</u>	<u>PD-68</u>	<u>AZ-D</u>	<u>AZ-C</u>	<u>DH-16</u>	<u>Pň</u>
SiO ₂	53,03	55,80	59,31	61,34	61,43	61,48	62,10
Al ₂ O ₃	15,17	18,23	15,05	17,32	16,30	13,46	16,52
Fe ₂ O ₃	5,60	3,60	5,55	3,55	3,58	4,36	3,58
FeO	2,42	1,03	3,35	1,99	1,68	1,99	1,65
TiO ₂	1,26	0,66	1,08	0,62	0,65	0,75	0,74
MnO	0,12	0,07	0,11	0,11	0,11	0,10	0,13
MgO	6,73	2,63	2,66	2,62	2,39	4,60	2,40
CaO	9,43	4,65	2,89	3,47	3,26	4,09	4,04
Na ₂ O	2,98	3,84	5,08	4,04	4,46	4,27	4,04
K ₂ O	0,38	6,28	0,66	2,26	2,60	0,44	2,76
M.V.	<u>2,66</u>	<u>2,68</u>	<u>4,09</u>	<u>2,38</u>	<u>3,22</u>	<u>4,36</u>	<u>1,76</u>
	99,78	99,47	99,83	99,70	99,68	99,90	99,72
	<u>AZ-E</u>	<u>AZ-G</u>	<u>PD-9</u>	<u>PD-21</u>	<u>PD-12</u>	<u>AZ-H</u>	<u>PD-11</u>
SiO ₂	62,80	63,86	67,18	68,51	68,59	69,47	70,35
Al ₂ O ₃	17,58	18,24	15,67	15,01	16,39	12,16	15,86
Fe ₂ O ₃	3,68	2,62	1,40	2,55	2,53	3,36	1,60
FeO	1,59	1,34	0,36	1,20	0,39	1,63	0,34
TiO ₂	0,70	0,47	0,28	0,36	0,29	0,52	0,28
MnO	0,10	0,06	0,01	0,04	0,02	0,07	0,01
MgO	2,38	1,98	0,73	1,12	0,06	4,54	0,08
CaO	4,10	0,88	1,65	0,72	0,32	0,26	0,25
Na ₂ O	3,84	2,99	6,35	6,49	8,42	2,34	5,85
K ₂ O	2,56	5,64	4,12	2,03	1,72	2,54	4,68
P ₂ O ₅			0,08	0,09	0,08		0,07
M.V.	<u>1,81</u>	<u>1,67</u>	<u>1,97</u>	<u>1,35</u>	<u>0,61</u>	<u>2,96</u>	<u>0,67</u>
	99,34	99,75	99,80	99,47	99,42	99,85	100,04

	AZ-0	Az-210	AZ-124	HO-18	PD-13	PD-14	AZ-102
SiO ₂	72,46	73,21	74,99	75,78	76,37	76,60	76,71
Al ₂ O ₃	8,66	15,35	12,57	11,96	12,30	13,35	11,42
Fe ₂ O ₃	6,85	1,66	1,36	1,42	0,09	0,40	1,05
FeO	1,45	0,27	0,44	0,30	1,25	0,52	0,40
TiO ₂	0,30	0,07	0,18	0,08	0,08	0,08	0,14
MnO	0,06	0,06	0,04	0,06	0,04	0,03	0,04
MgO	3,41	0,34	0,27	0,22	0,04	0,48	0,26
CaO	2,02	0,48	0,32	0,08	0,35	0,75	0,06
Na ₂ O	0,63	2,86	1,37	0,98	3,52	4,67	0,84
K ₂ O	0,71	3,89	7,60	8,18	4,60	1,39	8,04
P ₂ O ₅					0,10	0,09	
M.V.	3,32	1,48	0,36	0,64	1,15	1,68	0,65
	99,87	99,67	99,50	99,70	99,89	100,04	99,61

	AZ-B	AZ-A	AZ-202
SiO ₂	76,72	77,06	79,00
Al ₂ O ₃	11,96	11,34	11,12
Fe ₂ O ₃	0,69	0,85	1,44
FeO	0,40	0,45	0,17
TiO ₂	0,05	0,05	0,15
MnO	0,03	0,03	0,04
NgO	0,06	0,07	0,15
CaO	0,10	0,12	1,02
Na ₂ O	1,62	1,16	4,28
K ₂ O	7,63	8,02	1,62
P ₂ O ₅			
M.V.	0,21	0,30	0,36
	99,47	99,45	99,35

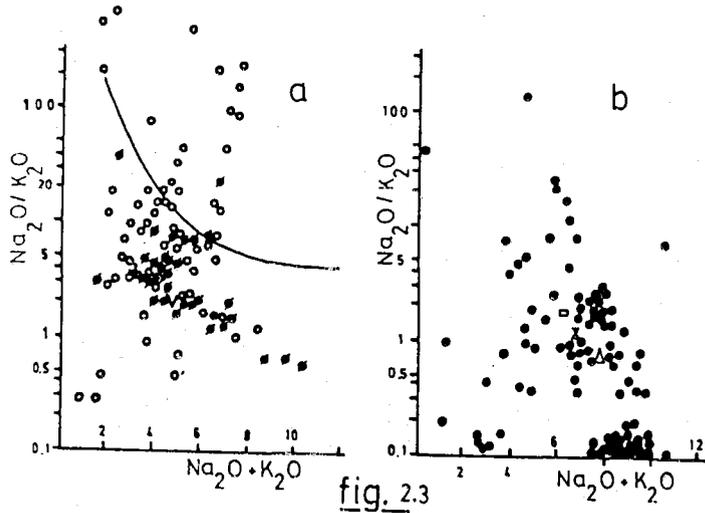


fig. 2.3

FIG. \circ basaltos
 \square volcanitas intermedias
 \triangle .. ácidas

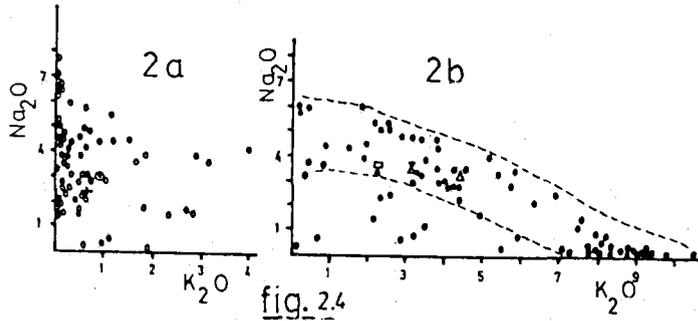
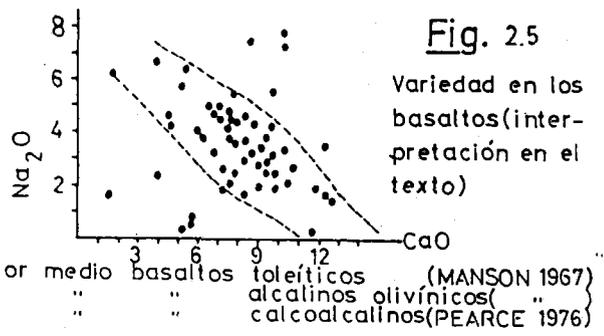
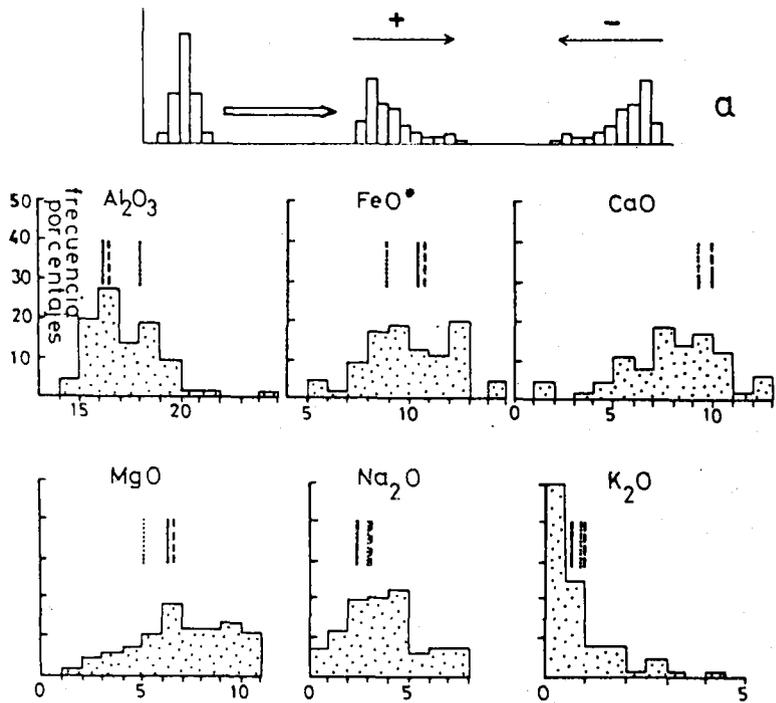


fig. 2.4

FIG. \circ basaltos
 \triangle volcanitas ácidas

\circ	media basaltos alcalinos olivínicos (MANSON, 1967)
+	toleita media (.. ..)
v	andesita .. (CHAYES, 1969)
\square	dacita .. (LE MAITRE, 1976)
\times	riodacita .. (.. ..)
Δ	rolita .. (.. ..)



Con los datos mencionados, se puede observar el efecto de las transformaciones químicas habidas.

El diagrama de la fig. 2.3 (Miyashiro, 1975) es útil para conocer el comportamiento de los álcalis. En la figura, la curva dibujada representa un límite tal que puede casi asegurarse que las rocas básicas e intermedias proyectadas por encima de él han sufrido movilización de álcalis; sin embargo, no se garantiza que no haya habido movilización en las rocas que se proyectan por debajo de la curva. Teniendo en cuenta la posición de los basaltos medios y la andesita media, y puesto que las rocas menos alteradas deben proyectarse en las cercanías de estos valores medios (lo que se comprueba en buena parte al considerar las alteraciones visibles con el microscopio), puede deducirse que en las rocas básicas hay una tendencia dominante, pero no exclusiva, a un aumento del cociente $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ según aumenta la alteración. En las rocas ácidas (fig. 2.3) ocurre exactamente lo contrario: lo más común es que disminuya drásticamente la razón $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$. En efecto, en los basaltos es muy frecuente un proceso de sodificación que suele incluir pérdida de potasio, aunque a veces es evidente también una intensa potasificación (fig. 2.4), y en las rocas ácidas existe una clara correlación inversa entre Na_2O y K_2O debido a un proceso generalizado de potasificación con pérdida simultánea y casi equivalente de sodio (fig. 2.4). En consonancia con ese balance químico, es manifiesto en las rocas ácidas el reemplazamiento generalizado de albita por feldespatos potásicos, y sólo ocasionalmente se ha observado albita con mezcla de damero, interpretable como un reemplazamiento inverso de feldespato potásico previo por albita.

Vamos a explorar adicionalmente el comportamiento de los demás elementos mayores, pero sólo en las rocas básicas, las más interesantes desde diversos puntos de vista. Para ello se han confeccionado histogramas de frecuencias (fig. 2.5). Una interpretación de estos gráficos que vaya más allá de la simple constatación del grado de dispersión de los porcentajes de los óxidos es, sin duda, comprometida, a pesar de lo cual se va a intentar. Si se parte de una población original poco dispersa, una movilización moderada producirá, en general, histogramas de escalera, según el modelo que se esquematiza en la figura. Utilizando con prudencia este modelo, junto con los valores medios de los distintos tipos de basalto, es posible hacer algunas interpretaciones razonables.

En el caso de Al_2O_3 , en el que se observa una notable dispersión a pesar de que generalmente es considerado muy poco móvil, la forma del diagrama sugiere que, al menos en parte, los porcentajes altos se deben a un incremento secundario; no obstante gran parte de la dispersión visible puede deberse a la existencia original de una población variada. Igualmente confuso es el dia-

grama correspondiente a FeOt (hierro total), y también en este caso parece que la dispersión observable puede ser parcialmente causada por una variabilidad original: apoya esta interpretación el hecho de que TiO_2 , muy poco móvil según la opinión mayoritaria, y que suele seguir las mismas pautas que FeOt en los procesos de diferenciación ígnea, presenta también en los basaltos amplia variabilidad de valores (figs. 2.8 y 2.9). El diagrama de CaO tiene una clara interpretación, avalada por las observaciones petrográficas: dominaron los procesos de lavado, con pérdidas que pueden llegar a ser extremadas, y sólo raramente hubo incremento de CaO; pues bien, es evidente que las plagioclasa cálcicas originales se albitizaron (lavado de calcio) y también es obvio que, en ocasiones, la masa de calcita que se depositó en algunos sectores aportó una cantidad de calcio superior al que habían perdido las plagioclasas de esa zona. MgO también se movilizó ampliamente: es claro que en un buen número de casos fué lavado, pero también parece que otras veces las rocas se enriquecieron en MgO. Examinando el histograma de Na_2O se observa que la sodificación (albitización de las plagioclasas) dominó en comparación con el lavado de este elemento, como ya se ha indicado antes, (fig. 2.4); el diagrama Na_2O-CaO muestra una correlación inversa poco nítida entre estos dos elementos. Finalmente, los porcentajes de K_2O tienen una distribución que refleja potasificación en algunas rocas basálticas y pérdida de potasio en muchos otros casos.

Como se ha visto, es frecuente la interpretación de que un determinado elemento fué lavado de unas muestras y está concentrado en otras. Esto puede explicarse a partir de los experimentos sobre interacción entre rocas basálticas y agua marina: según Hajash y Archer (1980), en un sistema de circulación convectiva de agua de mar sobre basaltos, el agua que penetra profundamente y se calienta disuelve elementos que pueden ser precipitados en las partes más superficiales de la pila basáltica, allí donde el agua se ha enfriado ya notablemente.

2.3. INTENTO DE CARACTERIZACION DEL VULCANISMO PRETECTONICO

La serie calcoalcalina (CA) es característica de las zonas orogénicas y, más concretamente, se suele considerar típica de las regiones en que durante el vulcanismo o en un tiempo inmediatamente anterior ha habido subducción; esto es, al menos, lo que se deduce del estudio del vulcanismo reciente, en el que la indicada relación está estadísticamente garantizada. No faltan, con todo, excepciones (quizás sólo aparentes) que deben imponer una cierta precaución

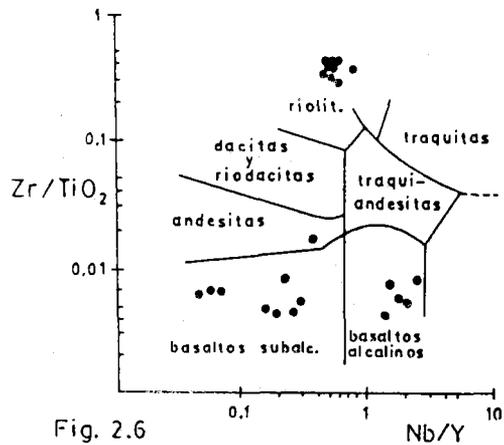


Fig. 2.6

datos de MUNHA (1979; 1980 a y b)
diagrama de FLOYD & WINCHESTER (1975)

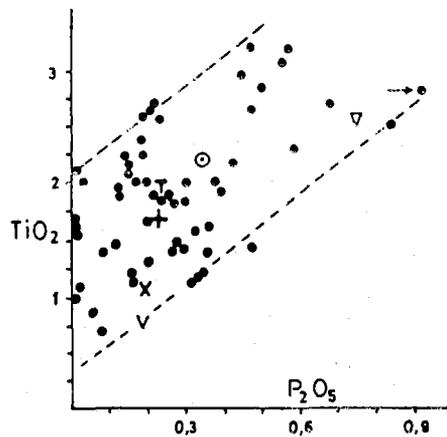


Fig. 2.7

razones TiO_2/P_2O_5 de basaltos de
la Faja Pirítica.

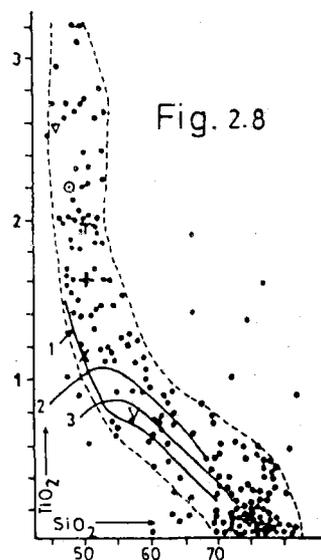


Fig. 2.8

Fig. : evolución calcoalcalina — 1
evoluciones toleíticas
de arco de islas — 2 y 3

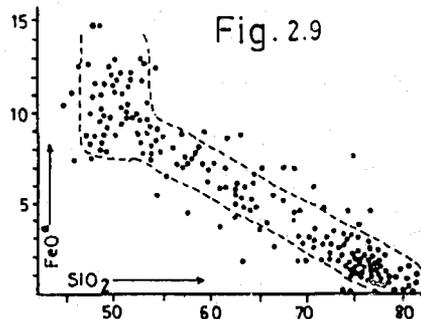
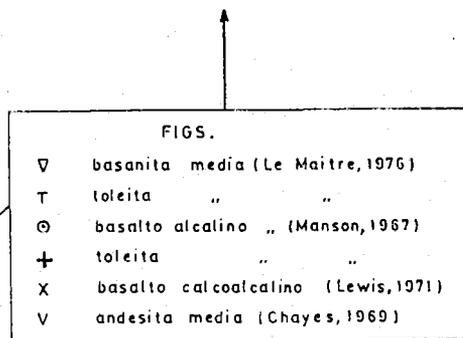


Fig. 2.9

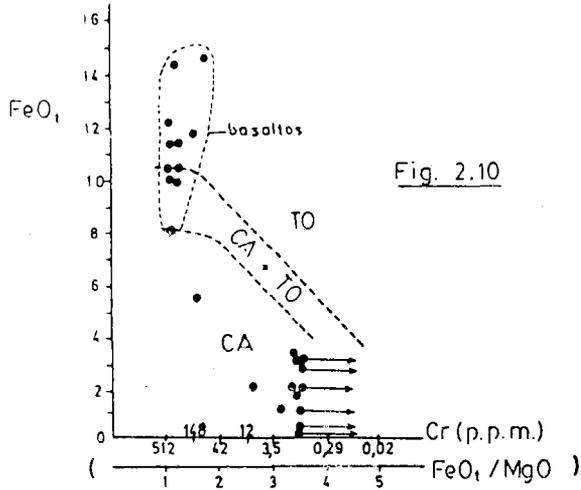
(véase una buena discusión en Gill, 1981 cap. 2).

La serie alcalina (Al) es por el contrario principalmente no orogénica, aunque su exclusión de este ambiente geotectónico no es en absoluto rigurosa. Con las rocas alcalinas unidas espacialmente a arcos de islas surge la dificultad de si deben considerarse ligadas genéticamente a ellos o si se relacionan con el continente estable adyacente, cuestión sobre la que hay opiniones repartidas (Miyashiro, 1978). La serie toleítica (TO) aparece en todo tipo de ambientes y por ello es mucho menos característica, aunque tiene algunos rasgos relativamente particulares en los diversos medios geotectónicos.

En los últimos años se han publicado algunos trabajos importantes sobre la composición química de las rocas volcánicas de la Faja Pirítica, y entre ellos destacan los de Routhier et al. (1977) y Muhná (Muhná, 1979; Muhná et al., 1980 a y b). Estas y otras contribuciones (incluyendo los 31 nuevos análisis aportados en el presente estudio), han permitido disponer de un número satisfactorio de análisis de elementos mayores; sin embargo, la importancia de los procesos de alteración hace especialmente necesario el auxilio de determinados elementos traza considerados normalmente inmóviles en tales procesos, y por desgracia los datos publicados de dichos elementos traza son mucho más escasos: prácticamente toda la información al respecto se debe a Muhná, cuya aportación a estos problemas ha sido fundamental. Las interpretaciones ofrecidas sobre este vulcanismo son diferentes según los autores: CA con alguna tendencia TO para unos (Salpeteur, 1976; Routhier et al., 1977) y TO + AL para otros (Muhná op. cit.). Mi propósito es ofrecer a continuación una discusión general, utilizando un máximo de datos (tabla 2.1), a fin de exponer conclusiones propias. Los análisis de elementos traza se han tomado, salvo otra indicación, de los trabajos de Muhná.

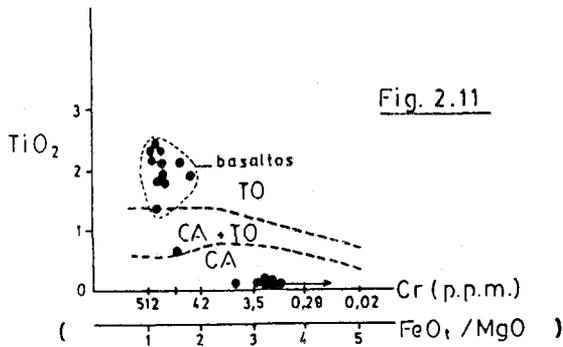
DISCUSION

Un primer paso en la interpretación de los datos químicos va en el sentido de distinguir si las rocas son alcalinas o subalcalinas, y para ello se suele utilizar un diagrama álcalis/sílice; pero en las rocas que estudiamos este diagrama carece de sentido, dada la gran movilidad de los álcalis en las transformaciones postígneas. El cociente Nb/Y es un índice de alcalinidad muy eficiente y poco afectado por las alteraciones de las rocas (Pearce & Cann, 1973), por lo cual en la figura 2.6 se utiliza este índice frente un marcador de la diferenciación como es Zr/TiO_2 (Floyd & Winchester, 1975). El número de datos



Diagramas $FeO_t / (FeO_t / MgO)$ y $TiO_2 / (FeO_t / MgO)$ (MIYASHIRO, 1974), en los que, dada la movilidad de MgO en los procesos de alteración, se ha sustituido el índice de diferenciación FeO_t / MgO por Cr, de acuerdo con la ecuación $\log Cr (p.p.m.) = 3.79 - 1.08 FeO_t / MgO$ (MIYASHIRO & SHIDO, 1975)

- datos de MUNHA (1980)



CA campo calcoalcalino
TO campo toleítico

● → Cr < 1 (valor exacto indeterminado)

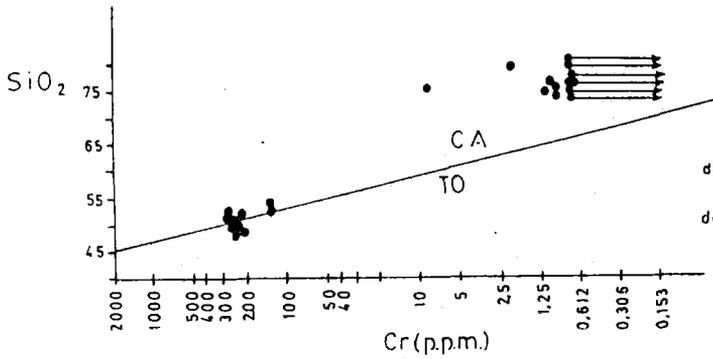


diagrama de MIYASHIRO & SHIDO (1975)

datos de MUNHA & KERRICH (1980)

es escaso y no incluye rocas intermedias, pero permite sugerir la existencia de dos tipos de basalto, alcalino uno y subalcalino el otro, como ya diferenció Munhá (1979). Esta heterogenidad de la población de rocas básicas se observa también en un diagrama como el TiO_2/P_2O_5 (fig. 2.7): aquí, la posición de las medias de distintos tipos de basalto señala claramente la tendencia de las rocas alcalinas a ser más ricas en titanio y fósforo, y los basaltos de la Faja Pirítica se distribuyen entre las posiciones toleítica y alcalina. En la fig. 2.8 se observa, además, que los valores característicos de TiO_2 de las rocas básicas e intermedias CA son inferiores a los encontrados en estos basaltos.

Miyashiro (1974) ha propuesto los diagramas FeOt (o TiO_2) frente a FeOt/MgO, y SiO_2 frente a FeOt/MgO para distinguir entre sí las dos series subalcalinas (TO y CA); sin embargo, se ha podido constatar que, para las rocas que nos ocupan, SiO_2 es un parámetro de diferenciación muy preferible a FeOt/MgO, pues este último es casi anárquico a causa de las alteraciones. Así, se han construido los diagramas 2.8 y 2.9, y se ha proyectado en ellos la totalidad de los análisis indicados en la tabla 2.1. En estos últimos gráficos, se puede ver que, en el vulcanismo de la Faja están representadas tanto rocas básicas y ácidas como intermedias, sin lagunas aparentes. Cuestión muy distinta, que se tratará después, es la abundancia relativa de los distintos tipos.

Debe hacerse notar que una regularidad en la distribución de análisis como la mostrada en las últimas figuras indicadas, no garantiza, en modo alguno, que el conjunto de rocas esté relacionado entre sí constituyendo una serie de diferenciación; por el contrario, un conjunto de datos que serán discutidos más adelante, sugiere que existen al menos dos magmas primarios, ácido y básico el otro. Debe insistirse, porque es importante, en los elevados valores de TiO_2 en los basaltos, absolutamente impropios de rocas CA (algo -- análogo puede decirse, aunque sea menos acusado, para % FeOt).

Por otro lado, si los términos intermedios fuesen resultado de la diferenciación magmática de las rocas basálticas, cuestión problemática, los diagramas 2.8 y 2.9 señalarían falta de enriquecimiento en TiO_2 y FeOt durante los primeros estadios de la diferenciación. Esto ha sido la causa principal por la que diversos autores han llegado a la creencia de que las rocas de la Faja Pirítica constituyen una serie de CA diferenciada, pero creo que el argumento está debilitado esencialmente por la posible desconexión entre las rocas basálticas y las andesíticas.

A pesar de la comentada inadecuación de FeOt/MgO como índice de diferenciación, Miyashiro y Shido (1975) han demostrado la estrecha relación entre este cociente y los valores de Cr, en tal forma que puede escribirse la

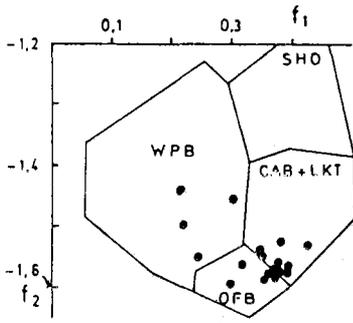


Fig. 2.13

OFB — basaltos de fondo oceánico
 CAB — " calcoalcinos
 LKT — toleitas de arco de islas
 SHO — shoshonitas
 WPB — basaltos intraplaca

$$f_1 = +0,0088SiO_2 - 0,0774TiO_2 + 0,0102Al_2O_3 + 0,0066FeO - 0,0017MgO - 0,0143CaO - 0,0155Na_2O - 0,0007K_2O$$

$$f_2 = -0,0130SiO_2 - 0,0185TiO_2 - 0,0129Al_2O_3 - 0,0134FeO - 0,0300MgO - 0,0204CaO - 0,0481Na_2O + 0,0715K_2O$$

diagrama de PEARCE (1976)

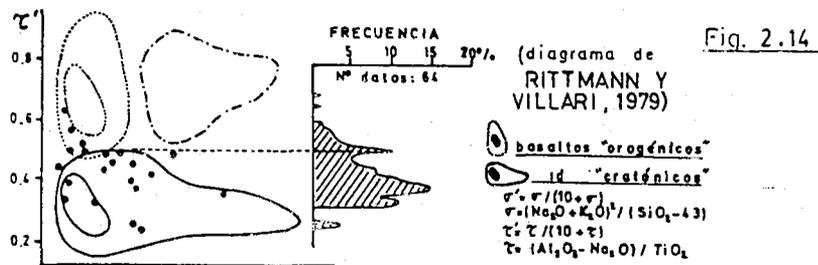


Fig. 2.14

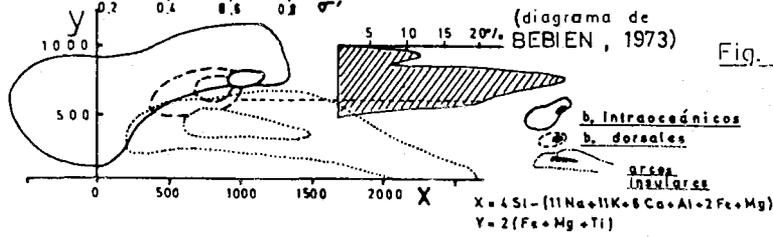


Fig. 2.15

Fig. 2.17

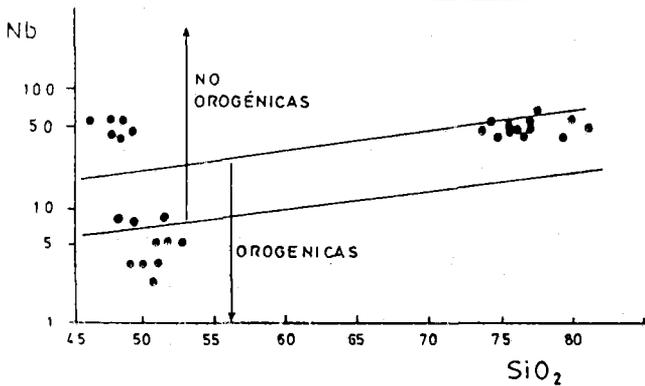
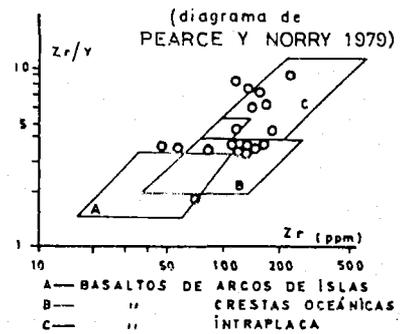


diagrama de PEARCE & GALE (1977)
 datos de MUNHA et al. (1980 a y b)

Fig. 2.16



ecuación aproximada

$$\log. Cr \text{ (p.p.m.)} = 3,79 - 1,08 \text{ FeOt/MgO}$$

Por lo tanto, para aquellos análisis que incluyen Cr, pueden utilizarse los diagramas FeOt/Cr, TiO₂/Cr, y SiO₂/Cr, en los que Cr substituye a FeOt/MgO. En las figs. 2.10 y 2.11 parece claro que los basaltos no son CA; por el contrario, las rocas ácidas se proyectan en el campo CA, y resulta sugestivo pensar que unas y otras rocas no están ligadas genéticamente. Desgraciadamente no se dispone de datos de Cr en las rocas intermedias. La lectura de la fig. 2.12 es análoga a la de estas dos anteriores.

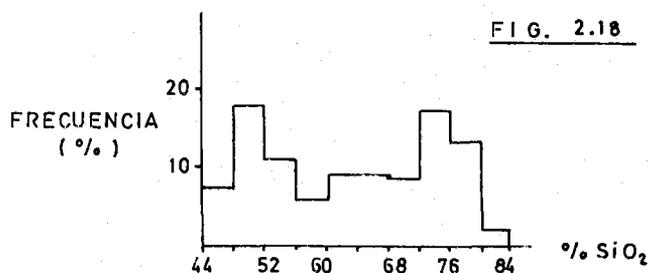
El comportamiento del vanadio en las series TO y CA ha sido estudiado también por Miyashiro y Shido (1975). Este elemento tiene una evolución muy semejante a la del titanio y el hierro. El vanadio tiene en las rocas ácidas de la Faja Pirítica, según los datos de Routhier et al. (1977), valores comprendidos entre 10 y 150 p.p.m., con una media de 55 p.p.m. (número de datos= 24); estas concentraciones son mucho más características de rocas CA, en acuerdo con lo ya observado en las figs. 2.10 2.11 y 2.12. El vanadio no es discriminante en las rocas básicas.

Otro tipo de diagramas petroquímicos es el que intenta adscribir las rocas a sus correspondientes ambientes geotectónicos. Utilizan normalmente las composiciones de las rocas básicas y, a veces, también las intermedias.

Pearce (1976) ha elaborado un diagrama de esa clase, tomando en consideración el conjunto de los elementos mayores. Sobre él se ha proyectado una población de basaltos que ha sido seleccionada teniendo presente lo discutido acerca de los cambios metasomáticos, y el resultado (fig.2.13) es poco claro, ya que una mayoría se proyecta a caballo entre los campos orogénico (CAB+LKT) y de basaltos de fondo de los océanos, y otras muestras caen dentro del campo intraplaca. El diagrama resulta, pues, confuso pero, aun admitiendo la escasa firmeza de cualquier interpretación, me atrevo a sugerir que la dispersión es debida, de una parte, a que las muestras no son frescas, y de otro lado a una variabilidad real en la población de las rocas básicas, según se ha comprobado antes. En el diagrama de Rittmann y Villari (1979) (fig. 2.14) la misma población se sitúa entre los basaltos "orogénicos" y los "cratónicos", aunque con amplia mayoría de puntos en este último campo. Como en esta figura la posición de los puntos, según el eje de ordenadas, está condicionada esencialmente por Al₂O₃ y TiO₂, componentes poco móviles, y, sin embargo, las abcisas son mucho menos fiables ya que se fundamentan en los álcalis, se han calculado también los valores de las ordenadas de todas las rocas básicas y básico-intermedias --

(hasta $\text{SiO}_2 = 55\%$) y se han situado independientemente en la misma figura: un 85% de casos de proyecta en el campo "cratónico". El diagrama de Bebién (1973) (fig. 2.15) tiene cierta semejanza con el anterior, y en él se ha seguido el mismo procedimiento, aunque en este caso MgO influye decisivamente en las ordenadas y se han desechado los análisis con evidente lavado de este componente (véase la fig 2.5). De la misma forma, la gran mayoría de los datos está proyectada fuera del campo de las rocas de arcos insulares.

Volviendo a los elementos traza, hay que decir que Munhá (1979) ha utilizado el diagrama Ti-Zr-Y, original de Pearce y Cann (1973), obteniendo que la totalidad de los puntos se reparten entre el campo de los basaltos intraplaca y un campo mixto de basaltos de fondo oceánico más basaltos CA; ningún punto en la zona exclusivamente CA. Este resultado recuerda, aunque es más claro, el obtenido en la fig. 2.13. Adicionalmente, he utilizado datos del mismo investigador para llevarlos a los diagramas Zr-Zr/Y (Pearce y Norry, 1979) - y Nb-SiO₂ (Pearce y Gale, 1977) (fig. 2.16 y 2.17). En el primero se observa, otra vez, que los puntos se proyectan de forma exclusiva entre basaltos de fondo oceánico y los del interior de placas. El segundo, que trata de discriminar entre basaltos no orogénicos y basaltos orogénicos, a partir de la concentración de Nb, hace aparecer con nitidez dos poblaciones de basaltos. Una lectura literal de la proyección, llevaría a aceptar que una de ellas es orogénica; en realidad, todo lo expuesto con anterioridad hace poco probable esta interpretación, y yo creo que aquí se manifiesta un mal generalizado de estos diagramas de dilema orogénico-no orogénico, y es que incluyen dentro del campo orogénico buena cantidad de rocas toleíticas extruídas en áreas estables (véase también, a este respecto, lo discutido en el capítulo 6.)



Otro dato interesante, que confirma las interpretaciones señaladas, es la naturaleza de los piroxenos (véase figura 2.2).

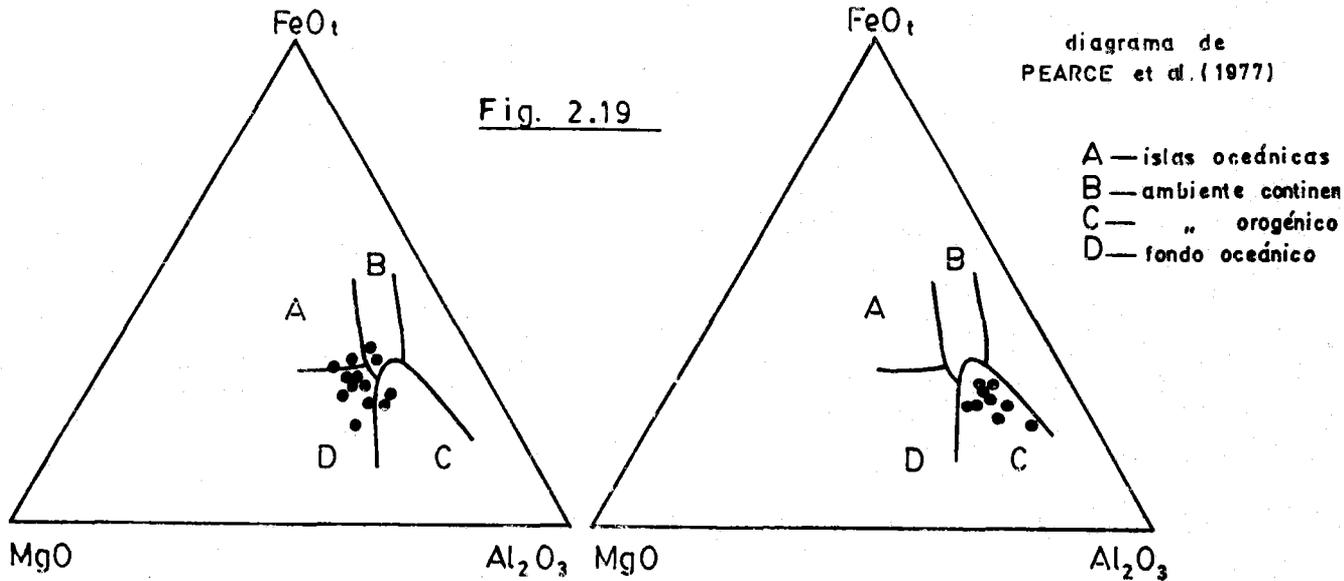
Es importante tratar también la cuestión de si el conjunto volcánico de la Faja Pirítica está formado por una serie de diferenciación (Routhier et al. 1977) o si lo constituye un magmatismo bimodal (Schermerhörn, 1971). Cuando se trabaja en el campo, existe la tendencia a hacer dos grupos esenciales de rocas, básico uno (basaltos) y ácido el otro (dacitas-riolitas), pero los datos químicos muestran una gradación completa (figs 2.8 y 2.9). Sin embargo, tanto si se consideran los 205 análisis químicos manejados en este trabajo (fig. 2.18), como si se hacen estimaciones de la superficie de afloramiento de las diferentes rocas volcánicas de la Faja, se concluye que la proporción de las rocas ácidas es muy elevada, haciendo difícil aceptar que deriven de un magma básico inicial, representado en los basaltos. Por otro lado, los datos isotópicos disponibles favorecen un origen cortical para las rocas ácidas: Sr 87/Sr 86 = 0,0708 (Hamet y Delcey, 1971), 0,7135 (Priem et al, 1978); al mismo tiempo, es adecuado consignar que estos valores son muy poco frecuentes en las rocas volcánicas de arcos de isla y bordes continentales activos (según los datos recopilados en Carmichael et al. 1974, Baker, 1978; y Hawkesworth, 1980). Si 0,708 es un resultado algo ambiguo, 0,7135 es prácticamente determinante de la génesis cortical, y esta variabilidad pudiera ser debida a procesos de contaminación entre magmas ácidos y básicos, explicación muy atractiva habida cuenta de la simultaneidad espacial y temporal de ambos tipos de roca. Se hace pues evidente la necesidad de nuevos datos isotópicos para estudiar adecuadamente estos problemas; además de datos adicionales de isótopos de estroncio, los estudios de isótopos de plomo y de neodimio pueden ser muy importantes para dilucidar la existencia o no de contaminación de magmas (véanse, por ejemplo, Moorbath y Welke, 1968, y Hawkesworth, op. cit.). En el momento, con la información disponible, parece más probable que el vulcanismo de esta región sea esencialmente bimodal, con un magmatismo básico y otro ácido, independientes entre sí.

Antes de finalizar, debe hacerse referencia al problema de las andesitas de la Faja Pirítica. Por desgracia, estas rocas son las menos conocidas y no es posible hacer una discusión adecuada sobre ellas.

Sin duda son más escasas que basaltos y rocas ácidas. Los pocos datos disponibles sugieren que son andesitas orogénicas: en el diagrama FeO_t-MgO-Al₂O₃ original de Pearce et al. (1977), válido para rocas con 51 < % SiO₂ < 60, he proyectado separadamente los basaltos andesíticos (51 < % SiO₂ < 53) y las andesitas (53 < % SiO₂ < 60) (fig. 2.19), resultando que, mientras los primeros se

basaltos andesíticos
 $51 \leq \text{SiO}_2 \leq 53$

andesitas
 $53 \leq \text{SiO}_2 \leq 60$



proyectan fuera del campo orogénico, las andesitas caen en él. A pesar de que este diagrama se fundamenta en elementos cuya inmovilidad ante las alteraciones está poco garantizada (particularmente MgO), el resultado parece suficientemente llamativo como para achacarlo a efectos secundarios; además, es consistente con la afinidad calcoalcalina que presentan unas pocas muestras de andesita estudiadas por Munhá (1979, fig. 4), a juzgar por sus cantidades de titanio y circonio.

Si se confirma el carácter calcoalcalino de las andesitas (o de una mayor parte de ellas) estas rocas parecerían más ligadas a las ácidas que los basaltos, según todo lo discutido previamente en este apartado. Sobre este tema, la disponibilidad de datos isotópicos es verdaderamente crucial.

CONCLUSIONES Y CUESTIONES FINALES

A pesar de la incertidumbre que todavía existe sobre numerosos aspectos del problema, la exposición precedente justifica, en mi opinión, las siguientes conclusiones:

1.- Las rocas volcánicas forman una gama completa, aunque desequilibrada, desde términos ácidos a términos básicos. Las rocas ácidas son, sin duda, mayoritarias en afloramiento.

2.- Las rocas ácidas y las básicas no están ligadas entre sí por diferenciación sino que forman grupos separados que indican magmas de diferente génesis. En otras palabras, el magmatismo de la Faja Pirítica parece esencialmente bimodal. En tales circunstancias (simultaneidad espacial y temporal del magmatismo ácido y básico), los procesos de contaminación son posibles.

3.- La población de rocas básicas no es homogénea: varios de los diagramas presentados (figs. 2.6, 2.8, 2.17) apoyan la existencia de dos grupos de basaltos, alcalinos unos y toleíticos otros.

4.- Las rocas ácidas presentan afinidad calcoalcalina, como se expresa en los diagramas de las figuras 2.6, 2.10, 2.11 y 2.12. Su génesis cortical parece difícilmente contestable, teniendo en cuenta la situación dominante que ocupan en el conjunto volcánico y los datos isotópicos publicados.

Aparte de estos hechos, que pueden considerarse relativamente bien establecidos, dos problemas me parecen de especial importancia:

1.- En primer lugar está el problema de las andesitas. Si se confirma su composición calcoalcalina generalizada, difícilmente pueden relacionarse por diferenciación magmática con los basaltos, ya que resulta quizás una explicación excepcional la sugerida por Miyashiro y Shido (1975), según los cuales, "si la diferencia entre las series TO y CA está controlada por la cristalización de magnetita, una pérdida casual de hidrógeno de un magma TO podría conducir el magma hacia derivados CA". Considero más adecuada la hipótesis de que las andesitas de la Faja Pirítica son el producto de la contaminación de magmas ácidos (de origen cortical) con magmas basálticos; éste es un proceso más normal (aunque sólo sea porque es uno de los clásicos en las hipótesis petrogenéticas) - pero desde luego no está sustentado por pruebas, las cuales deben venir en esencia del campo de los estudios isotópicos. En un reciente estudio general sobre las características de las andesitas orogénicas (Gill, 1981), se indica la posibilidad de que algunas de éstas pudieran resultar de fusión parcial o total de materiales de la corteza y/o contaminación de magma basáltico con material cortical.

Para aquellas andesitas con una importante contribución de material cortical se prevén las siguientes características: a) aparecerán en conjuntos volcánicos en los que las rocas básicas serán minoritarias o no tendrán relación con las ácidas; b) su composición isotópica reflejará la de la corteza inferior y, así, cabe esperar $Sr^{87}/Sr^{86} > 0,705$, Pb^{207}/Pb^{204} sobre la línea PUM¹, $\epsilon Nd < 0$, He^3/He^4 inferior al atmosférico, y $O^{18}/O^{16} > 8\%$ (Gill, 1981, p. 262).

2.- En segundo lugar, resulta un tanto insólita la asociación de basaltos toleíticos y alcalinos con abundantes rocas ácidas. En los ambientes geotectónicos distensivos, que es lo que sugieren los basaltos, lo más frecuente es que las rocas ácidas sean poco importantes y, en los casos en que son abundantes, suelen ser alcalinas y peralcalinas (Macdonald, 1974). Con todo, existen abundantes rocas ácidas subalcalinas en algunas regiones, tales como el noroeste de Gran Bretaña (resumen en Carmichael et al. 1974) y sectores del Macizo Central francés (Brousse, 1971, en Girod et al., 1978).

Respecto del ambiente geotectónico que este vulcanismo parece expresar, se han avanzado ya algunas ideas. Las rocas básicas son muy expresivas de un ambiente no orogénico (tensional) y ésta es la imagen general que resulta más aceptable. En mi opinión, difícilmente puede aceptarse una interpretación orogénica (existencia de subducción o al menos situación compresiva) para las aún poco conocidas andesitas, puesto que coexisten espacial y temporalmente con las demás rocas; sus características calcoalcalinas podrían venir determinadas por una importante contribución cortical, como ocurre con las rocas ácidas. No obstante, este es un problema pendiente.

Las interpretaciones ofrecidas en este capítulo son básicamente coincidentes con hipótesis petrogenéticas ya defendidas por Schermerhorn (1971, 1975) y ampliadas y matizadas por Munhá (especialmente, Munhá, 1979). Estas ideas concuerdan con otros datos geológico-regionales que serán integrados en una discusión final sobre la posible evolución geotectónica de la Zona Sudportuguesa.

¹ Línea a lo largo de la cual se sitúan los basaltos oceánicos en un diagrama Pb^{207}/Pb^{204} — Pb^{206}/Pb^{204}

EFECTOS Y CONDICIONES P-T DEL
METAMORFISMO REGIONAL

3.1 ANTECEDENTES

El metamorfismo regional de la Zona Sudportuguesa es de grado bajo o muy bajo (en el sentido de Winkler, 1975), dando lugar a asociaciones mineralógicas de difícil estudio.

La primera aportación importante sobre el tema es la de Van den Boogaard (1967), quien cita la siguiente asociación mineralógica (suma de paragénesis ígnea y metamórfica) en diabasas de la región de Pomarão, en Portugal: albita, piroxeno, clorita, esfena, leucoxeno, ilmenita, magnetita, sericita, cuarzo, carbonato, feld.K, mica verde y mica marrón (¿oxiclorita, estilpnomelana?), epidota, cinco variedades de anfíbol (una de ellas de color azul), prehnita y pumpellita. Existe, pues, un metamorfismo de facies prehnita - pumpellita.

Schermerhörn (1970) habla de la existencia de metamorfismo regional del grado de la clorita, y documenta asociaciones mineralógicas en espilitas y diabasas albiticas. Soler (1973), Arnold y Soler (1973) y Bernard y Soler (1974), por su parte, consideran que apenas se puede hablar de metamorfismo. En el primero de los trabajos se expresa la opinión de que sólomente tuvo lugar una recristalización muy débil en las rocas máficas, mientras que las rocas volcánicas félsicas y los sedimentos no experimentaron ninguna reconstitución metamórfica. En el segundo trabajo, se estudia la organización microcristalina de las mineralizaciones de pirita, encontrándose una evolución desde esférulas y paracrystales (e.g. La Zarza) hasta que ya no persisten más que reliquias de estructuras colidales (Aljustrel y Lousal); esta última etapa puede, según los autores citados, calificarse de premetamórfica, "... toute l' evolution ainsi envisagée s' etant effectuée á des températures inferieures á 300°C."

En respuesta a este tipo de opiniones, Schermerhörn (1975 a y b) presenta argumentos de que la reconstitución mineralógica debida al metamorfismo debe ser tenida en cuenta. Señala, por ejemplo, que en rocas con deformación penetrativa se pueden observar peciloblastos de actinolita y, sobre todo, clorita y mica blanca creciendo superpuestos a la esquistosidad; muestra con claridad que la matriz de las areniscas ha recristalizado, dando sobre todo sericita y clorita. Expone las asociaciones mineralógicas de diversos tipos de rocas y concluye que en la Faja Pirítica hay una banda septentrional metamorfizada en condiciones de la parte inferior de la facies esquistos verdes, y una banda meridional (Pomarão y su prolongación hacia España) con facies pumpellita; más al sur, el metamorfismo llega a desaparecer.

De otro lado, el anfíbol azul encontrado excepcionalmente en Pomarão por Van den Boogaard (1967) y que este autor denominó "tipo crossita" fué la base sobre la que Bard (1971) y Bard et al., (1973) sugirieron la existencia de metamorfismo de alta presión en la Zona Sudportuguesa. Tras una revisión de las dos muestras de Pomarão, Schermerhörn (1975) concluyó que el anfíbol en cuestión podría ser magnesioriebeckita, y que resultaba muy extraña su aparición tan excepcional; para él no existe metamorfismo de esquistos azules, conclusión que se ha visto confirmada por los estudios de Munhá (1979) y los del presente trabajo.

En 1976, Munhá, en una nota preliminar, describió en nuevas localidades asociaciones con prehnita, pumpellita y actinolita. Está de acuerdo con Schermerhörn sobre una zonación general en la que el metamorfismo decrece - de norte a sur, desde la facies esquistos verdes (falta de prehnita y pumpellita; presencia de clinzoisita), pasando por la facies pumpellita-actinolita, hasta la facies prehnita-pumpellita (no estudia sectores más al sur de la Faja Pirítica). Coincide igualmente en señalar que la recristalización metamórfica es sin y post- F_1 .

Un esquema bastante diferente es el que han defendido Lecolle y Roger (1976), para quienes en lugar de una zonación espacial existen dos fases de metamorfismo, de intensidad desigual, coincidentes con las fases primera y tercera de plegamiento. El primer metamorfismo (sin- F_1) sería de facies esquistos verdes: cuarzo, albita, moscovita, cloritas, epidota, clinzoisita, actinolita; el segundo metamorfismo (sin- F_3) estaría caracterizado por la cristalización de pumpellita. La separación de estas dos fases de metamorfismo y su caracterización en términos de intensidad no queda suficientemente acreditada, como los mismos autores reconocen; las razones que aducen para este esquema son: a) en algunos casos observan recristalización guiada por los planos S_3 ; b) detectan (raramente) pum

pellita en la parte sur de la Faja Pirítica, pero también en la parte norte; c) la epidota pobre en hierro parece incompatible con la pumpellita y sin embargo ambos minerales han sido determinados (aunque no indican que ambos se encuentran en una misma muestra).

El trabajo de Munhá (1979) presenta importantes aportaciones. Se insiste de nuevo en la distribución zonada del metamorfismo, decreciente de norte a sur. Se aborda con nuevos datos el problema del anfíbol azul encontrado en Pomarão: un anfíbol semejante es hallado en otras dos localidades (Grândola, en Portugal y el Cerro de Andévalo en España) y su estudio permite asegurar que se trata de riebeckita-arfvedsonita, cuyas condiciones de estabilidad son muy distintas de las de glaucofana y crossita. El estudio de la cantidad de crossita en el anfíbol cálcico (Brown 1977) lleva a Munhá a concluir que la presión no ha debido sobrepasar los 2,5Kb, por lo que sugiere un gradiente medio del orden de 40-50°C/Km. Finalmente se destaca el papel importante que procesos previos al metamorfismo regional han tenido en la formación de asociaciones minerales de grado muy bajo o bajo en las rocas volcánicas; concretamente, el citado autor plantea la hipótesis de una amplia interacción metamórfica y metasomática entre el agua del mar y las rocas volcánicas.

3.2. DIFICULTADES EN EL ESTABLECIMIENTO DE LAS ASOCIACIONES METAMORFICAS

En primer lugar, debe indicarse que los minerales característicos del metamorfismo que aquí aparece (esencialmente, prehnita, pumpellita, actinolita y clinozoisita) se encuentran de forma casi exclusiva en las rocas básicas e intermedias, y éstas, aun siendo abundantes, obligan a un muestreo disperso e incluso con amplias lagunas. Esto ha impedido la cartografía de isogradas.

Por otro lado, aun en las rocas favorables, faltan con frecuencia los minerales índice. Ello se debe a que:

a) La estabilidad de los silicatos alumínico-cálcicos es muy sensible a la concentración de CO_2 en la fase fluida; cuando X_{CO_2} aumenta por encima de un determinado valor (específico de cada mineral y de unas determinadas condiciones P-T) se forman, en lugar de silicatos alumínico-cálcicos, asociaciones con calcita (Thompson, 1971; Glassley, 1974; Plyusina e Ivanov, 1978). En las rocas básicas, la calcita es abundante, bastante más que la prehnita o la pumpellita, por lo cual hay que contar con tal mecanismo restrictivo.

b) Una parte de los procesos de transformación de las rocas volcánicas es previa al metamorfismo regional. Por ejemplo, es muy probable que la albitización de las plagioclasas sea fundamentalmente premetamórfica: en tal circunstancia, la pumpellita no podría formarse a partir de la plagioclasa (Munhá, 1979). De esta manera, se explica satisfactoriamente no sólo la falta de pumpellita en muchas rocas básicas e intermedias, sino también su total inexistencia en las grauwacas con plagioclasa (albita), como las que aparecen en la Formación Arroyo Quejigo o las del río Guadiamar.

c) Finalmente, es también destacable la dificultad que existe para distinguir con nitidez los minerales formados en las transformaciones hidrotermales submarinas de los debidos al metamorfismo regional. En efecto, las condiciones de temperatura de ambos procesos fueron probablemente semejantes, y las condiciones de presión, aun siendo bien diferentes, no determinan composiciones mineralógicas distintivas. Verdaderamente, no hay un sólo mineral que pueda adjudicarse con seguridad a uno u otro tipo de procesos; únicamente mediante el análisis textural, esto es, examinando las relaciones de los minerales con la esquistosidad, es posible hacer distinciones claras. Puesto que la esquistosidad se limita a pocos de los cuerpos volcánicos, la dificultad subsiste. Munhá y Kerrich (1980), basándose en trabajos como el de Aguirre et al. (1978), proponen que la generación previa de minerales hidrotermales puede haber producido una drástica disminución de la permeabilidad e impedido, en consecuencia, un posterior reequilibrio; sin embargo, donde la esquistosidad se ha desarrollado cabe imaginar que la deformación abrió nuevos caminos a los fluidos del metamorfismo regional y pudo permitir el establecimiento de un nuevo equilibrio.

3.3. ESTUDIO PETROGRAFICO

Se describen las asociaciones minerales metamórficas originadas sobre los tres grandes grupos composicionales de las rocas existentes.

3.3.1 LUTITAS, ARENISCAS Y TUFITAS

Puesto que estas rocas no se han formado por solidificación de una masa antes muy caliente, su reacción con el agua del mar (alteración premetamórfica) ha sido nula prácticamente.

Las asociaciones minerales son muy poco variadas:

- 1) cuarzo+clorita+mica blanca±oxiclorita o vermiculita ±ox.Fe
- 2) cuarzo+clorita+mica blanca+albita±oxiclorita o vermiculita ±ox.Fe ± estilpnomelana.

Además se encuentran mena , circón, turmalina y apatito, minerales indudablemente detríticos sin signos de transformación.

La asociación 1 domina en las pizarras, mientras que la 2 es general en tufitas y areniscas.

La clorita presenta caracteres ópticos constantes: refringencia media, elongación positiva, color de interferencia azul o violeta; probablemente es pennina.

La albita se presenta normalmente en la forma usual, esto es, con maclas polisintéticas regulares. Sin embargo, en las areniscas es frecuente que aparezca también albita en damero ("chess board albite"). Esta última se interpreta como transformación (albitización) de feldespato potásico (Starkey, 1959), proceso que tendría lugar probablemente antes de que los detritus pasasen a formar arenas.

La estilpnomelana ha sido observada en algunas areniscas, formando agregados desorientados de pequeños cristales en disposición radial. Su pleocroísmo es notable, entre el verde algo amarillento y el amarillo claro; la birrefringencia es más bien alta.

He identificado como oxiclorita un mineral que aparece en agregados semejantes a los de la estilpnomelana o bien en cristales fibrosos subparalelos a la esquistosidad principal. Sus caracteres ópticos son muy parecidos a los de la estilpnomelana, aunque en algún caso el pleocroísmo observado posee un tono marrón intenso como el de muchas biotitas. Es característica su presencia en dominios teñidos por óxidos de hierro; esto podría ser una expresión de que las oxicloritas se han formado por un proceso tardío (¿postmetamórfico?) de oxidación de cloritas normales. En una muestra se han podido concentrar las supuestas oxicloritas para examen por difracción de rayos X: los picos obtenidos están en el margen de las cloritas (Brown, 1961), y la alta razón de intensidades I_{002} / I_{003} , así como la anchura de los picos, indican que se trata de una clorita férrica. Tanto la localización de los picos como sus intensidades relativas son muy próximas a las dadas por Chatterjee (1966) para las oxicloritas por él estudiadas.

En ningún caso hay posibilidad de confusión entre estilpnomelana u oxiclorita y posible biotita: no sólo el grado de metamorfismo es incompatible, a priori, con la existencia de biotita estable, sino que hay evidencia de la ---

desestabilización de la biotita detrítica.

Ya se ha mencionado que la falta de pumpellita u otros silicatos de aluminio y calcio en areniscas con abundante plagioclasa (albita) debe explicarse suponiendo que la descalcificación fué anterior al metamorfismo regional, de forma que cuando los granos se integraron para formar la arena ya serían de composición albitica. Las asociaciones mineralógicas presentes en pizarras y areniscas corresponden a un amplio margen de condiciones P-T, pues pueden aparecer tanto en el grado muy bajo como en el grado bajo (Winkler, 1976). No obstante, como se verá más adelante, el estudio de la cristalinidad de la "illita" y la determinación de su periodo b_0 permiten una evaluación algo más estricta de las condiciones del metamorfismo sufrido por estas rocas.

Por lo que se refiere a cuestiones texturales, hay algunas notas interesantes que deben exponerse. La esquistosidad S_1 es generalmente penetrativa en estas rocas: en las de grano más fino se desarrolló esquistosidad pizarrosa ("slaty cleavage") o de crenulación sobre S_0 , muy poco espaciada, mientras que la esquistosidad de las areniscas suele ser de fractura. Puede observarse que los cristales de clorita y mica blanca tienen las siguientes relaciones geométricas con esta esquistosidad: cristales minúsculos dispuestos subparalelamente a S_1 ; agregados de cristales minúsculos desorientados; y cristales de tamaño superior, desorientados respecto de S_1 .

Las esquistosidades S_2 y S_3 son de crenulación o fractura, ambas posteriores a todos los minerales observados. No es raro advertir que agregados de clorita o mica blanca están crenulados por estas fases posteriores.

Otro hecho digno de mención es la frecuente aparición de venas de cuarzo anteriores a S_1 , ya que se encuentran plegadas y con los granos de cuarzo muy deformados.

3.3.2. LAVAS Y TOBAS ACIDAS

Se pueden distinguir las siguientes asociaciones de minerales:

1) cuarzo + feld. K + epidota + clorita + mica blanca \pm albita \pm estilpnomelana.

Esta asociación es característica de riolitas potasificadas. La potasificación, seguramente previa al metamorfismo, transforma la albita en feldespato potásico: en general se observan partes irregulares de éste sobre un fondo albitico, pero puede llegarse a la transformación total ¹. Este proceso metasomático

¹ Para una correcta observación de este fenómeno se han teñido varias láminas con una solución de cobaltinitrosódico, siguiendo la técnica que ya es convencional.

tico queda muy bien reflejado en los análisis químicos (capítulo 2).

2) cuarzo + albita + epidota + mica blanca + clorita ± pumpellita.

Esta asociación aparece en dacitas. Se diferencia de la anterior por la existencia ocasional de pumpellita ligada a la transformación de la plagioclasa cálcica; de hecho, es frecuente encontrar que la plagioclasa no es albita sino oligoclasa o andesina (reliquias inestables). Además, no se observa feldespato potásico.

3) cuarzo + albita + clinzoisita + mica blanca + clorita + vermiculita.

Asociación observada en algunas tobas dacíticas. La epidota pobre en hierro es lo que la caracteriza, debiéndose notar la ausencia de pumpellita.

Las cloritas mencionadas en estas asociaciones son de diferentes tipos. Las que aparecen en las riolitas son distintas de las demás: forman agregados de minúsculos cristales, con formas escamosas o radiales; tienen fuerte pleocroísmo, con un tono más intenso de color verde hierba; refringencia notable; elongación positiva; colores de interferencia normales, con máximo en el amarillo de rimer orden (bastante enmascarado por el color del propio mineral). Los datos parecen corresponder a ferro o leptocloritas. Por el contrario, en las dacitas y en todo tipo de tobas ácidas las cloritas tienen caracteres de tipo pennina y de clinocloro-ripidiolita, es decir, cloritas con menos hierro.

La pumpellita se encuentra formando haces divergentes o en agregados compactos de fibras muy finas. El pleocroísmo es bien visible: verde algo azulado (Y) a verde muy tenue, casi incoloro (X, Z); elongación de signo variable; relieve notable; máximo color de interferencia en el rojo de primer orden, con frecuentes colores anormales; el ángulo $2V_z$ estimado en un cristal de tamaño superior a lo habitual está entre 55° y 75° . En consecuencia, tanto por el color como por el ángulo $2V$, parece que es una pumpellita más bien rica en hierro.

La epidota férrica es, incluso en una misma muestra, de dos tipos: pistacita y alanita. Forman haces divergentes independientes o con núcleo de pistacita y borde de alanita.

La epidota pobre en hierro es abundante en algunas tobas dacíticas, encontrándose sobre todo ligada a la plagioclasa, a partir de cuya descomposición se forma. Aparece como granos redondeados o pequeños prismas cortos; incolora, relieve alto, color de interferencia azul anormal, $2V_z$ de unos 45° - 60° .

Se ha aludido ya en repetidas ocasiones a procesos metasomáticos sufridos por estas rocas, probablemente independientes del metamorfismo regional. De la potasificación, reflejada en la transformación total o parcial de la

albita a feldespato potásico, ya se ha hablado. Existe, además, silicificación, proceso que petrográficamente se expresa: a) por la parcial o total sustitución de diversos fenocristales por un agregado de granos de cuarzo; b) por recrecimientos de cuarzo sobre fenocristales de feldespatos y cuarzo volcánicos; c) Por la aparición de masas irregulares de cuarzo en la matriz de las rocas volcánicas. La potasificación es muy frecuente en riolitas (no dacitas) del sector de Aznalcóllar, mientras que la silicificación lo es en las rocas ácidas e intermedias de El Pimpollar.

Para finalizar, se indicará que en las lavas y, menos frecuentemente, en tobas son frecuentes las reliquias de las paragénesis ígneas. Así en las dacitas se suele encontrar oligoclasa-andesina en lugar de albita, y en algunas riolitas y tobas se observan fenocristales de ortosa micropertítica (no confundible con el feldespato potásico originado metasomáticamente).

3.3.3. ROCAS BASICAS E INTERMEDIAS

Estas rocas proporcionan las asociaciones de minerales más variadas y, sobre todo, de mayor interés al efecto de establecer las condiciones del metamorfismo. Apesar de las restricciones ya comentadas, debidas a una alta concentración de CO_2 en el fluido metamórfico o a la descalcificación temprana de muchas plagioclasas, es frecuente la aparición de minerales como prehnita, pumpellita, actinolita y clinzoisita. Las diversas asociaciones observadas -- pueden agruparse de la forma que a continuación se expone:

1) albita + clorita + calcita + pistacita + leucoxeno \pm mica blanca \pm cuarzo \pm óxidos

Es una asociación muy difundida pero banal.

2) albita + clorita + pistacita + actinolita₁ + leucoxeno \pm calcita \pm mica blanca \pm cuarzo \pm óxidos de hierro.

Al igual que la anterior, es banal. Denomino actinolita₁ a la formada a partir de minerales máficos ígneos (anfíboles, piroxenos), frente a la actinolita₂ que crece sobre la matriz sin relación aparente con tales máficos. Como se discutirá más adelante, esta diferenciación de dos tipos de actinolita parece significativa.

3) clorita + prehnita \pm albita \pm leucoxeno \pm calcita \pm cuarzo \pm pistacita \pm estilpnomelana \pm actinolita₁.

4) prehnita + pumpellita + clorita \pm albita \pm cuarzo.

5) clorita + pumpellita \pm albita \pm leucoxeno \pm cuarzo \pm mica blanca \pm estilpnomelana.

6) albita + clorita + actinolita₂ + pumpellita ± epidota ± calcita ± leucoxeno ± cuarzo ± mica blanca.

7) albita + clorita + pistacita + clinzoisita + pumpellita + actinolita₂ + leucoxeno + cuarzo.

Esta última corresponde a una sola muestra y, desde luego, no constituye una paragénesis estable. La clinzoisita es muy minoritaria frente a la pistacita; la actinolita es escasísima.

8) albita + clorita + calcita + zoisita o clinzoisita ± mica blanca ± leucoxeno ± óxidos de hierro.

9) clorita + pistacita + calcita + mica blanca + leucoxeno + cuarzo + anfíbol azul + anfíbol verde claro + granate.

La asociación 9 es excepcional. Se ha observado en una sola muestra, correspondiente a un sill básico de LaAulaga, y se caracteriza por poseer anfíboles sódicos y granate, minerales citados en muy contadas ocasiones en la Zona Sudpotuguesa. Es posible que no sea una paragénesis debida al metamorfismo regional. En esta roca, y en general en todas las muestras correspondientes a sills, así como en algunas lavas, son abundantes las reliquias ígneas: plagioclasa más o menos cálcica y augita.

Los fenocristales de las paragénesis ígneas están más o menos transformados, con frecuencia totalmente. Algunas de estas transformaciones, al menos en lo que se refiere a los productos observados "in situ", esto es, sobre el mismo cristal original, son:

Plagioclasa--- clorita + pistacita + calcita; mica blanca + pistacita; clinzoisita; pumpellita ± pistacita

Piroxenos y anfíboles--- pistacita + óxidos de hierro; clorita + actinolita ± pistacita ± cuarzo ± leucoxeno; prehnita ± actinolita ± mena ± clorita.

Biotita--- clorita + óxidos de hierro; vermiculita + óxidos de hierro ± leucoxeno.

Mena--- leucoxeno.

Las matrices, originalmente de grano muy fino e incluso vítreas, se observan ahora recristalizadas. Todos los minerales citados se han encontrado en las matrices, aunque algunos, como la pumpellita y la epidota pobre en hierro, están más característicamente relacionados con los cristales de plagioclasa.

Rellenando las vacuolas de las lavas se han observado los siguientes conjuntos de minerales; cuarzo + clorita; cuarzo + clorita + prehnita; clorita + calcita; pistacita + cuarzo.

Existen venas de calcita, anteriores a S₁, puesto que están plegadas, y venas consituídas por prehnita, pistacita y clorita que son posteriores a

S₁.

La clorita es el mineral más extendido, no faltando en ninguna muestra. Se encuentra en la matriz y también como producto esencial en la transformación del piroxeno y el anfíbol. Las especies comunes son pennina, clinocloro y/o ripidiolita: refringencia media, colores de interferencia anómalos y elongación variable (colores azulados y elongación positiva en la pennina; colores marrones-violetas y elongación negativa en clinocloro y/o ripidiolita). No son raras, sin embargo, las ferro o leptocloritas: refringencia más alta, color de interferencia gris.

La actinolita aparece ligada a la transformación de fenocristales máficos (actinolita₁) o bien como fibrillas muy escasas dispersas en la matriz (actinolita₂). El interés de esta distinción se discute más adelante.

Además de la epidota férrica, mineral muy extendido en estas rocas, aparece en ocasiones epidota pobre en hierro (clinozoisita), distinguible ópticamente por su birrefringencia baja, colores anómalos y signo óptico positivo. En un caso, coexisten unos pocos granos de ésta con una mayoría de pis tacita, en lo que sin duda es una asociación inestable.

La prehnita es bastante frecuente, si bien cuantitativamente escasa. Aparece en la matriz, sustituyendo al piroxeno, rellenando vacuolas o en pequeños filoncillos. Normalmente se dispone en pequeños haces fibroso-radiales y raramente constituye masas compactas de grano muy fino y color terroso. Sus caracteres ópticos son los siguientes: incoloro, relieve medio, elongación negativa respecto de las fibras o placas de los agregados radiales (gran desarrollo de las caras 001).

Variedad 1 (la más frecuente): $2V_z = 20-30^\circ$; $r \gg v$ ó $r \ll v$; alta birrefringencia con algunos colores de interferencia anómalos.

Variedad 2: $2V_z$ medio-alto (ha sido imposible su determinación exacta); $r > v$; birrefringencia moderada ($\sim 0,020-25$).

La variedad 2 es una prehnita común pobre en hierro; la variedad 1 es más férrica, anómala por su pequeño ángulo $2V$.

La pumpellita ha sido detectada sobre cristales de plagioclasa y sobre la matriz. En el primer caso, constituye normalmente pequeños haces fibrosos divergentes; cuando está en la matriz forma haces semejantes de mayor tamaño ó masas compactas de finísimas fibrillas. Se caracteriza ópticamente por: relieve notable; pleocroismo bien visible (Y: verde algo azulado; X, Z: verde muy suave, casi incoloro); elongación variable; $2V_z$ bastante grande (en dos ocasiones se ha podido estimar un valor cercano a 70°). Parece que se trata de pumpellita bastante férrica.

Al principio de este capítulo se ha citado el hallazgo de anfíbol azul en la región de Pomarão (van de Boogaard, 1967), hecho que sirvió de base para aventurar la existencia de metamorfismo de alta presión. Con posterioridad, Munhá (1979) lo ha encontrado en Grandola (Portugal) y el Cerro de Andévalo (España). A esta menguada lista hay que añadir la localidad de la Aulaga, aldea situada a unos 8 kilómetros al oeste de El Castillo de las Guardas: en una diaba sa que allí aflora he encontrado el "anfíbol azul" que se describe.

Forma minúsculas pajillas ($\approx 0,05\text{mm}$) aisladas o aparece en el extremo de pajitas constituidas mayoritariamente por otro anfíbol del que luego se darán detalles. Más que azul su color es azul verdoso muy intenso. La gran absorción y el pequeño tamaño de los cristalitas hacen difícil su estudio óptico; no obstante, se suelen observar bien los siguientes caracteres: pleocroismo directo entre el verde-azul intenso y el verde claro; elongación negativa; birrefringencia baja, con colores de interferencia enmascarados por el fuerte color del mineral, resultando un color anómalo marrón cobrizo; ángulo máximo de extinción (10 medidas) $X - \approx 25^\circ$. Según estos datos ópticos sería magnesio - arfvedsonita (fluotaramita). El anfíbol parece comparable al descrito por Munhá (1979), quien mediante microsonda determina una composición de riebeckita - arfvedsonita. Este autor propone que "... the riebeckite-arfvedsonite formed at early evolutionary stage of the general alteration process during which the relatively oxidized (... and sodium rich...) fluids were available... . Later readjustment... would lead to the commoner albitechlorite-stilpnomelane assemblage by consumption of the alkali-amphibole...".

La proposición parece razonable aunque faltan datos para considerarla bien establecida. Por mi parte, encuentro significativa la excepcional aparición del anfíbol, lo cual, unido al aspecto corroído que presenta parece indicar que en algún momento dejó de ser estable.

En el afloramiento de la Aulaga, el anfíbol sódico descrito se sitúa casi siempre en el extremo de cristalitas de otro anfíbol con los siguientes caracteres: color verde suave, pleocroismo débil; elongación positiva; máximo ángulo de extinción $Z - \approx 42^\circ$ (16 medidas); birrefringencia baja, sin llegarse a observar el rojo de primer orden. Probablemente es una eckermanita.

Con el mismo carácter excepcional, en la misma muestra en que aparece el anfíbol sódico, existe granate como granillos de formas irregulares dispersos por la lámina. De igual manera que para el anfíbol sódico, se sugiere para el granate una génesis anterior al metamorfismo regional. Por el momento, no se dispone de datos sobre la composición de este granate, del cual cabe espe

rar que se encuentre entre la andradita o andradita-grosularia (e.g. Coombs et al., 1977).

3.4. OTROS INDICADORES DEL METAMORFISMO

3.4.1. LA CRISTALINIDAD DE LA ILLITA

De acuerdo con Dunoyer (1969), la anchura de las rayas de difracción de un material cristalino depende de la talla de los cristales, si éstos son inferiores a 100 \AA , y de la regularidad de la red o cristalinidad. Como el tamaño de las illitas suele superar el límite señalado, sólo su cristalinidad influye en la mejor o peor definición de los picos.

El parámetro de cristalinidad que se viene utilizando es la anchura del pico de 10 \AA , medida a la mitad de su altura, y es fácil comprender que los valores obtenidos de esta forma dependen de las condiciones experimentales -- en que se efectúa la difracción; esto es causa de una notable ambigüedad. Por otro lado, Esquevin (1969) ha indicado que la anchura del pico depende también de la composición de la illita, y ha sugerido utilizar el cociente de intensidades $I(002) / I(001)$ para distinguir de forma aproximada entre las illitas aluminicas y las magnésicas: con las primeras $I(002) / I(001) > 0,3$ el índice señalado no presenta problemas, pero con las illitas magnésicas $I(002) / I(001) < 0,3$ puede ser delicado utilizar la anchura del pico de 10 \AA . En la figura 3.1 se muestran diversos tipos de relación entre la cristalinidad de la illita y el cociente $Al / Fe + Mg$.

El término illita sirve para designar el conjunto de los minerales arcillosos de 10 \AA . En la anquizona, y mucho más en la epizona, se debe utilizar el término mica para los filosilicatos de 10 \AA , conectados mediante -- transiciones graduales con las illitas (Dunoyer, 1969).

Puesto que las asociaciones mineralógicas de las rocas lutíticas -- en el metamorfismo de grado bajo y muy bajo son banales, en lo que se refiere a establecer las condiciones del metamorfismo, el método de la cristalinidad de la illita tiene un gran interés. Para el futuro es posible que lleguen a establecerse las relaciones entre las paragénesis con ceolitas y/o prehnita y/o pumpe llita, el índice de cristalinidad de la illita y el índice de carbonización (Kisch, 1969). Así, llegará a extraerse bastante más información sobre las condiciones del metamorfismo incipiente a partir de las rocas lutíticas. Por el momento,

los resultados no son muy precisos.

En el presente trabajo se ha estudiado la cristalinidad de la mica -- blanca potásica en un total de 16 muestras, correspondientes a pizarras y tufitas del Complejo vulcanosedimentario y pizarras de la F. Media Fanega. Los datos obtenidos y las condiciones en que se han realizado los difractogramas se exponen en la tabla siguiente.

TABLA 3.1

Medidas sobre los picos de 10 Å

<u>Muestra</u>	<u>mm</u>	<u>2θ</u>	$\frac{I(002)}{I(001)}$	<u>Procedencia</u>
HO-28	2,10	0,21	0,4	C. V. S.
HO-34	2,10	0,21	0,45	C. V. S.
AZ-CG1	2,25	0,22	0,43	F. Media Fanega.
PD-77	2.35	0,23	0,45	F. M. F.
PD-79	2.65	0,26	0,5	F. M. F.
3a	2,10	0,21	0,36	C. V. S.
3b	3.20	0,32	0,38	C. V. S.
2b	2,95	0,29	0,5	F. M. F.
2a	3,35	0,33	0,38	F. M. F.
1d	3,25	0,32	0,4	F. M. F.
1c	3,15	0,31	0,5	F. M. F.
1b	2,7	0,27	0,43	F. M. F.
1a	3,4	0,34	0,43	F. M. F.
HO-3	3,00	0,30	0,52	C. V. S.
DH-40	3,05	0,30	0,47	C. V. S.
DH-13	2,50	0,25	0,32	C. V. S.
BC-58	2,00	0,20	0,45	Pizarra moteada zona clorita.
MOSC.	1,95	0,19	0,42	Micasquisto Sierra Nevada.

Condiciones de realización de los difractogramas: radiación Cu K α ; filtro de Ni; 0,1 de rendija de ventana 36 Kv; 24 mA; sensibilidad 4x10². Diagramas de agregado orientado, con fracción < 20 μ

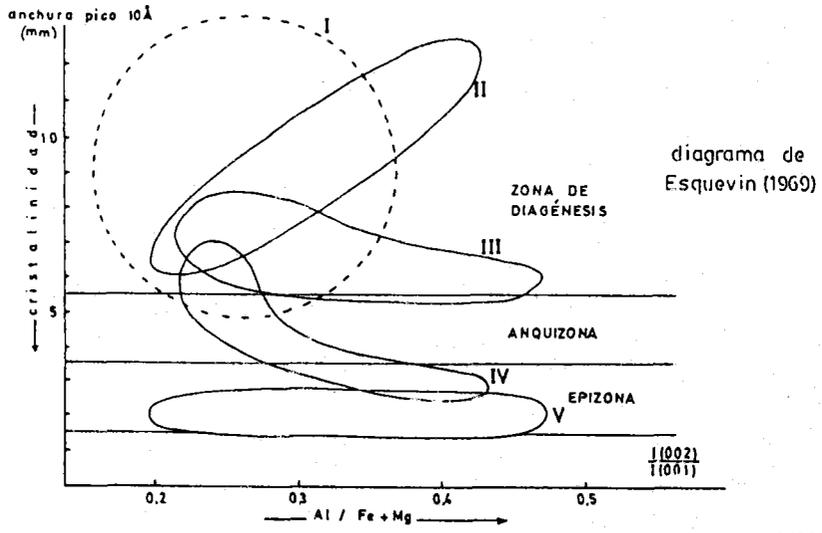


FIG. 3.1 Diferentes relaciones entre cristalinidad de la illita y su cociente $\frac{I(002)}{I(001)}$

I — DIAGÉNESIS NULA O DÉBIL
 II " " DÉBIL O MEDIA
 III " " FUERTE
 IV PASÓ AL METAMORFISMO: ANQUIZONA
 V RECRISTALIZACIÓN METAMÓRFICA

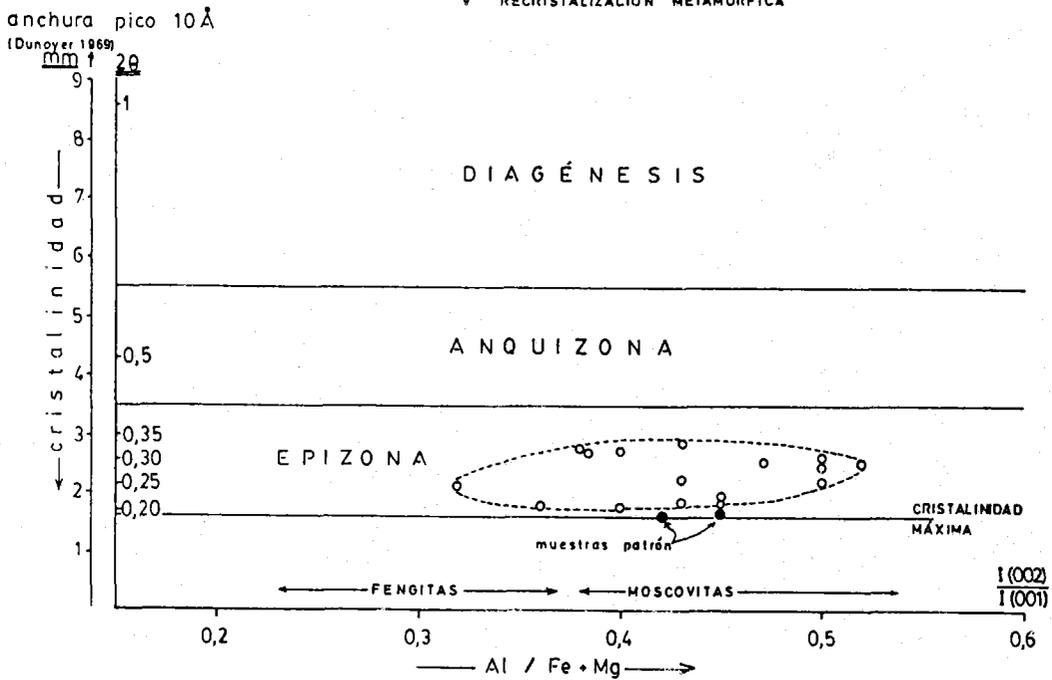


FIG. 3.2 Proyección en el diagrama de Esquevin (1969) de las muestras estudiadas (tabla 3.1)

Mejor que en milímetros, conviene expresar la anchura del pico en intervalos 2Θ , puesto que así se evita la influencia de algunas de las condiciones de experimentación. Las escalas de cristalinidad poseen valores numéricos diferentes en función de estas condiciones; yo he adoptado una escala de intervalos 2Θ cuya correlación con la escala milimétrica de Dunoyer (1969) ha sido establecida por Weber et al. (1976). En cualquier caso, la escala se ha calibrado por lo bajo (la máxima cristalinidad) al ser determinada en idénticas condiciones de experimentación la anchura de los picos de las moscovitas de un micasquisto clorítico - moscovítico de Sierra Nevada (Cordillera Bética) y de una filita con metamorfismo de contacto de la misma región de esta Tesis. En efecto, las illitas pasan progresivamente a micas blancas y en la epizona alcanzan rápidamente una cristalinidad máxima que en la escala de Dunoyer se sitúa alrededor de 1,5 mm; las micas de las dos muestras mencionadas poseen sin duda una máxima cristalinidad o están muy cerca de ella.

Los datos se han representado en la figura 3.2, pudiéndose observar que todas las muestras se proyectan netamente en la epizona, es decir, el metamorfismo franco. Existe una dispersión no superior a la que cabe esperar con este método, y el valor medio indica que las micas blancas examinadas tienen una cristalinidad alta. Por otro lado, las micas son claramente aluminicas, a juzgar por $I(002) / I(001)$; en el apartado siguiente se verá que el periodo b_0 es una expresión preferible de grado de fengitización, y confirma el carácter aluminico de las micas estudiadas. Estos resultados son comparables con los obtenidos por Lecolle y Roger (1976), y coherentes con lo que se puede deducir a partir del estudio de las paragénesis de las rocas.

3.4.2 EL PERIODO b_0 DE LA MICA BLANCA POTASICA

El periodo b_0 es un indicador fiable y de fácil medida del contenido fengítico de las micas. Por otro lado, el porcentaje fengítico varía con la presión (Cipriani et al., 1971). En consecuencia, se ha sugerido que el parámetro b_0 es útil para obtener información sobre la presión del metamorfismo (Sassi, 1972; Sassi y Scolari, 1974; Guidotti y Sassi, 1976). En realidad, la composición de las micas varía no sólo con P sino con T y con la composición global. Sobre la influencia de este último factor hay que indicar que la presencia de feldespatos potásicos, así como la abundancia de clorita o cuarzo, aumentan el valor de b_0 , mientras que la abundancia de carbonato lo disminuye. La temperatura influye de forma que al aumentar hace disminuir

el valor de b_0 , y este efecto es tanto más marcado cuanto más alta es la presión; en series de facies de baja presión, el grado de fengitización es mínimo desde las temperaturas más bajas y, por tanto, b_0 es independiente de T (Guidotti y Sassi, 1976). De cuanto se ha dicho se desprende que las comparaciones de b_0 a efectos de geobarometría han de hacerse entre rocas metamórficas aproximadamente isoquímicas e isotermas. Por ello, el método debe aplicarse exclusivamente a lutitas metamórficas de grado bajo o muy bajo y que no tengan feldespato potásico ni abundante cuarzo, clorita o calcita.

En este trabajo se han medido los espaciados b_0 de un total de 51 muestras correspondientes a pizarras de la F. Media Fanega y pizarras del Complejo vulcanosedimentario. El método operativo ha sido el descrito por Sassi y Scolari (1974)¹, y un avance del resultado ha sido ya publicado por Gómez Puganaire et al. (1981). Los datos definitivos, incluyendo la totalidad de las 51 muestras, son los siguientes: el b_0 medio es de 8,981 Å, con una dispersión pequeña ($S=0,003$). Todas las muestras se ajustaban adecuadamente a las restricciones que sobre la composición global han sido mencionadas anteriormente.

El valor medio obtenido es francamente bajo, encontrándose fuera del intervalo de valores que Sassi y Scolari (1974) consideran en su escala empírica provisional, en la que los valores inferiores ($\approx 8,990$) se han calibrado con rocas del área de Bosost (Pirineos). Así mismo, es algo inferior al valor medio determinado por Fettes et al. (1976) en rocas del área de metamorfismo tipo Buchan ($\bar{X}b_0 = 8,992$, $S = 0,007$). A partir de los datos considerados actualmente más fiables, se ha estimado para el metamorfismo de esta última región un gradiente geotérmico entre 45 y 60°C / Km (Turner, 1981, pp 451-454). Por lo tanto, en una interpretación rígida de los datos obtenidos en el área de esta Tesis, debería sugerirse que el gradiente geotérmico aquí desarrollado es superior al de Bosost y al del área de Buchan; sin embargo, considero poco probable esta interpretación porque existen otros argumentos que indican un metamorfismo de baja presión, eso es indudable, pero no tanto como el b_0 implicaría. La discusión completa del gradiente geotérmico de esta región queda pospuesta hasta la sección 3.5.2. Sin duda, son necesarias más determinaciones del b_0 en la Zona Sudportuguesa; por el momento, puede asegurarse simplemente que el valor obtenido indica metamorfismo de baja presión.

¹ La determinación de los valores de b_0 ha sido llevada a cabo en el Instituto de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Padua (Italia), gracias a la generosidad del profesor F. P. Sassi.

3.5. LAS CONDICIONES P-T DEL METAMORFISMO

3.5.1 EQUILIBRIOS QUIMICOS CALIBRADOS UTILIZABLES EN EL PRESENTE ESTUDIO

En la figura 3.3 se han proyectado diversas reacciones de interés para el conocimiento de las condiciones P-T en que tuvo lugar el metamorfismo de la Zona Sudportuguesa. Puede resultar interesante discutir brevemente sobre la aplicabilidad de estas curvas, resultantes de experimentos de laboratorio o de cálculos termodinámicos, al metamorfismo real.

En general deben evitarse interpretaciones excesivamente rígidas sobre el campo P-T de una determinada paragénesis metamórfica, según se podría deducir de gráficos como el de la figura 3.3. Una serie de razones justifican esta actitud; destacan entre ellas:

1) Los minerales tienen composiciones complejas y variables, frente a las composiciones más sencillas de las fases que participan en los experimentos

2) Es difícil asegurar que determinadas reacciones investigadas en el laboratorio hayan tenido lugar en la naturaleza. En el metamorfismo de grado muy bajo este problema es especialmente agudo (e.g., Bishop, 1972).

3) La composición del fluido tiene notable importancia en el metamorfismo de grado muy bajo. Se ha aludido ya a la influencia de X_{CO_2} sobre la estabilidad de los silicatos de Ca y Al, pero el problema no queda ahí. Por ejemplo, Surdam (1973) ha encontrado, al estudiar el metamorfismo de las tobas del Grupo Karmutsen, en la isla de Vancouver, que "...low grade metamorphism.. has resulted in the development of laumontite, prehnite, pumpellyite, epidote, analcime and albite... . The observed mineralogical differences are explained in terms of minor variations in the activities of ionic species in the aqueous phase, rather than large changes in pressure and temperature. However, the gross regional pattern is explained in terms of the thermal stability of the hydrous calcium aluminosilicate minerals". De forma similar, Boles y Coombs (1975), en rocas con paragénesis ceolíticas de Hokonui Hills, Nueva Zelanda, observaron que no hay correlación entre las diferentes asociaciones y la profundidad; tampoco existe una eliminación final de las diversas ceolitas en favor de la laumontita. Por ello, los autores citados interpretan las variadas paragénesis como un conjunto de equilibrios locales que reflejan la influencia combinada de la composición de la roca inicial y de aguas circulantes tampona

Equilibrios calibrados que son de aplicación al metamorfismo de la Zona Sudportuguesa

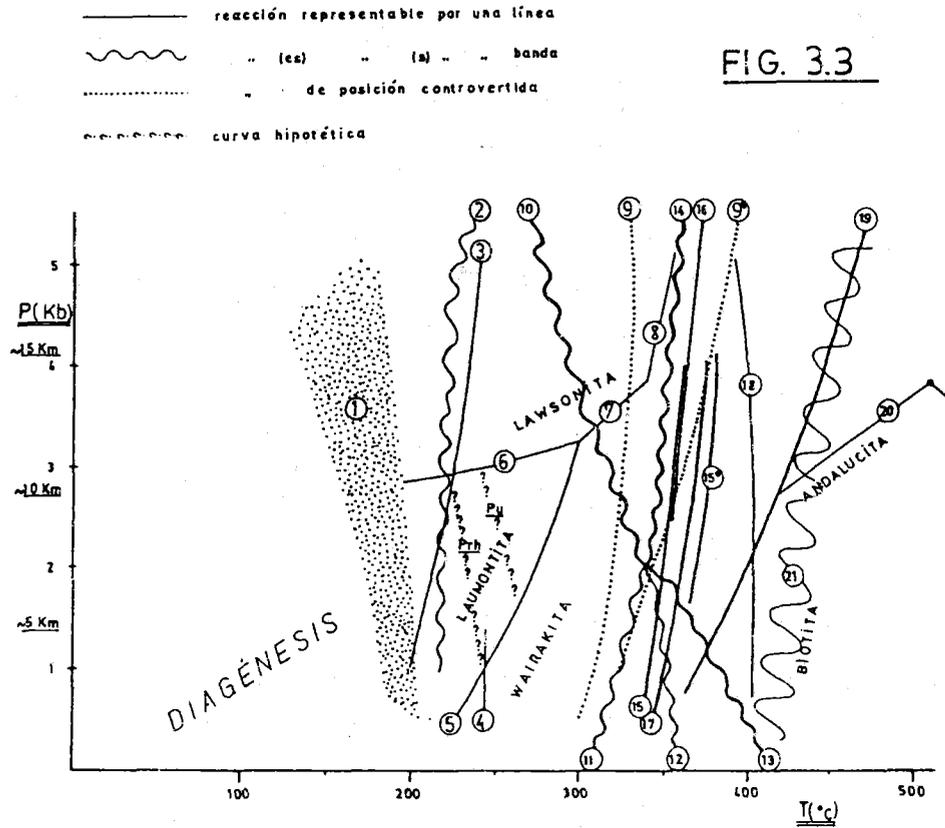


FIG. 3.3

- 1 Analcima+Qz = Ab+H₂O (Liou,1971)
 - 2 Límite inferior epidota(Seki,1972;Tomasson y Kristmannsdottir,1972)
 - 3 Pump(Fe) = Epid.+H₂O(Schiffman y Liou,1977, en Liou,1979)
 - 4 Laum.+Calcita = Preh.+Qz (Ivanov y Gurevich, 1973, en Plyusina e Ivanov,1978)
 - 5 Laum. = Wairak.+H₂O (Liou,1971)
 - 6 Laum = Laws.+Qz+H₂O (Nitsch,1968;Thompson, 1970;Liou,1971;en Winkler,1976)
 - 7 Wairak. = Laws.+Qz (Liou,1971)
 - 8 Límite superior lawsonita(Winkler,1976)
 - 9 Kaol.+Qz = Pirof.+H₂O(Helgeson et al.,1978)
 - 9* " " " " (Thompson,1970,Haas y Holdaway,1973)
 - 10 Preh.+Clorita+Qz = Pump.+Actin.+Qz
 - 11 Pump.+Qz = Preh.+Clinoz.+Clorita
 - 12 Preh.+Clorita+Qz = Diops.+Actin.
 - 13 Preh.+Clorita = Pump.+Clinoz.+Actin.
 - 14 Pump.+Clorita+Qz = Clinoz.+Actin.+Qz
 - 15 Pump.(Fe)+Qz+CO₂ = Epid.+Actin.+Calc.+H₂O } Plyusina e
 - 15* Pump.(Mg)+Qz+CO₂ = Zoi.+Trem.+Calc.+H₂O } Ivanov (1978)
 - 16 Pump.(Mg) = Clinoz.+Clorita+Gr+Qz+H₂O (Schiffman y Liou, 1977;en Liou,1979)
 - 17 Preh.+CO₂ = Zoi.+Qz+H₂O (Ivanov et al.,1975;en Plyusina e Ivanov,1978)
 - 18 Preh. = Zoi.+Gr+Qz+H₂O (Liou,1971)
 - 19 Pirof. = Al₂SiO₅+Qz+H₂O (Helgeson et al.,1978)
 - 20 And. = Dist. (Holdaway,1971)
 - 21 Entrada biotita (Winkler,1976)
- Prh Entrada prehnita } Turner(1981)
Pu Entrada pumpellita }

das externamente, factores que llegan a influir más intensamente que P y T.

Tras estas consideraciones generales, comentemos algunas de las curvas de la figura 3.3.

No se conocen las reacciones que dan entrada a la prehnita y a la pumpellita, aunque es imaginable que participan en ellas laumontita, clorita y calcita. Algunas reacciones posibles son:

laumontita + prehnita + clorita = pumpellita + cuarzo + H₂O (Coombs 1961, en Winkler, 1976)

laumontita + saponita = prehnita + pumpellita + clorita + cuarzo + H₂O (Seki et al., 1969, en Winkler, 1976).

laumontita + calcita = prehnita + cuarzo (Plysinina e Ivanov, 1978).

Sólo la última ha sido estudiada experimentalmente (nº 4 en la fig 3.3). Turner (1981) ha aventurado (utilizo su propia palabra) el trazado de las isogradas de entrada de la prehnita y de la pumpellita (Prh y Pu, en la fig. 3.3).

La formación de pirofilita tiene lugar de acuerdo con

caolinita + cuarzo = pirofilita + H₂O

La reacción ha sido estudiada experimentalmente por diversos autores, con resultados variables. Los datos de Thompson (1970) han sido muy aceptados en los últimos años; sin embargo, recientes cálculos termodinámicos de Helgeson et al. (1978) son notablemente discrepantes (curvas 9 y 9* en la fig. 3.3). Por el contrario, la destrucción de la pirofilita

pirofilita = Al₂SiO₅ + cuarzo + H₂O

parece ser uno de los equilibrios mejor calibrados: la curva proyectada (nº 19) es la calculada por Helgeson et al. (1978), que se ajusta muy bien con los puntos de equilibrio determinados experimentalmente por Kerrick (1968) y Hemley (1977).

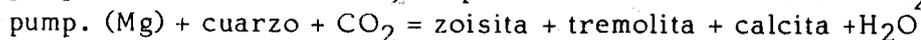
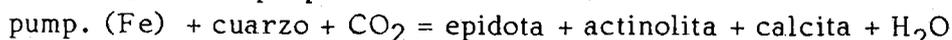
Nitsch (1971) estudió experimentalmente una serie de reacciones en que intervienen prehnita, pumpellita, clorita, clinozoisita, actinolita y cuarzo (reacciones 10, 11, 12, 13 y 14, en la fig. 3.3). Algunas de ellas tienen gran interés, como se discutirá más adelante; otras, por el contrario, no parecen ser reacciones naturales: la 11 implica la formación de prehnita a expensas de la pumpellita, lo que no está de acuerdo con las secuencias mineralógicas observadas comúnmente, y la formación de diópsido (curva 12) no parece ser un hecho frecuente; la reacción 13 tiene una proyección incompatible con la del límite superior de estabilidad de la pumpellita (16). De otra parte, las composiciones utilizadas carecían de Fe (sistema CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂),

elemento importante en los minerales naturales, y por tal causa la representación adecuada, al efecto de comparar con el metamorfismo real, sería la de bandas en lugar de líneas. Finalmente, debe indicarse que el "punto" invariante en el que se encuentran las reacciones 10-14 no tiene una situación bien definida, habiéndose tomado para la figura 2.3 el elegido por Winkler (1976).

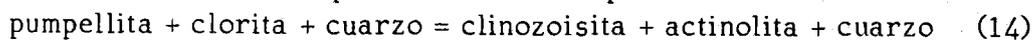
Las condiciones máximas de estabilidad de la pumpellita han sido estudiadas por Schiffman y Liou (1977) (en Liou, 1979). Hay una gran diferencia entre la pumpellita férrica

pum. (Fe) = epidota + H₂O; con fO₂ del tampón HM; (nº 3 en la fig. 3.3.4) y la pumpellita magnésica

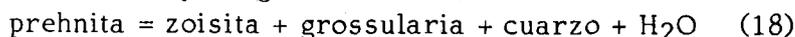
pum. (Mg) = clinozoisita + clorita + grossularia + cuarzo + H₂O; (nº16) siendo de mayor interés este último equilibrio. No obstante, no es común encontrar en metabasitas paragénesis con grossularia, por lo que la destrucción de la pumpellita debe estar gobernada normalmente por otras reacciones. Plyusina e Ivanov (1978) han propuesto las reacciones



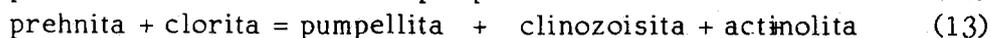
que se proyectan en las curvas 15 y 15* (nótese que la reacción 15* se proyecta ligeramente a la derecha de la estabilidad máxima absoluta, según Schiffman y Liou (1977). Otra reacción importante a este respecto es



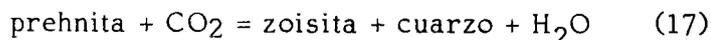
Las condiciones máximas de estabilidad de la prehnita han sido estudiadas por Liou (1971) y Helgeson et al. (1978):



pero tanto la secuencia mineralógica general observada en las metabasitas, en que la prehnita suele desaparecer antes que la pumpellita, como la rareza de grossularia, indican que la prehnita se destruye mediante otra reacción o reacciones; entre ellas pueden estar:



Ivanov et al. (1975) (en Plyusina e Ivanov, 1978) creen que la reacción más probable es



3.5.2 CONDICIONES P-T

A partir de las descripciones dadas en 3.3 se puede establecer la siguiente composición mineralógica global (excluidos los minerales de las paragénesis ígneas), en los tres grupos fundamentales de rocas:

a) Lutitas, areniscas y tufitas. - Cuarzo + mica blanca + clorita ± albita ± vermiculita ± oxiclorigita ± óxidos de hierro.

b) Vulcanitas ácidas. - cuarzo + albita ± feld. K, ± pistacita ± alanita ± clinzoisita ± mica blanca ± cloritas ± vermiculita ± estilpnomelana ± calcita ± leucoxeno ± óxidos de hierro ± pumpellita.

c) Vulcanitas básicas e intermedias. - Albita + clorita + sericita + leucoxeno ± cuarzo ± calcita ± pistacita ± clinzoisita ± actinolita ± vermiculita ± prehnita ± pumpellita ± anfíbol sódico ± granate.

Sin embargo, en la investigación de las condiciones P-T lo principal es atender a determinadas asociaciones, más reducidas en número pero constituidas por minerales críticos y paragéneticos. Con este criterio, cabe señalar las siguientes asociaciones, seguramente paragéneticas:

- 1- Prehnita + clorita(+ cuarzo)
- 2- Prehnita + pumpellita + clorita (+ cuarzo)
- 3- Pumpellita + clorita (+ cuarzo)
- 4- Actinolita₂ + pumpellita
- 5- Clinzoisita (sin prehnita ni pumpellita).

Estas asociaciones sirven de base a la discusión que sigue.

En primer lugar, puede delimitarse una franja de temperaturas teniendo en cuenta, por un lado, la existencia de prehnita y pumpellita así como la falta absoluta de ceolitas, y, por el otro, la general desestabilización de la biotita detrítica junto con la falta de andalucita. Queda de esta forma una banda comprendida entre $T \approx 250^\circ\text{C}$ y $T \approx 400^\circ\text{C}$. En cuanto a la presión, puede limitarse por arriba teniendo en cuenta que ni en este estudio ni en investigaciones previas se ha encontrado la wsonita ($P < 3\text{Kb}$) (fig. 3.3).

Más en detalle, teniendo en cuenta las asociaciones críticas descritas antes, pueden dibujarse dentro del campo P-T áreas pequeñas en las que, de acuerdo con el entramado de reacciones de la figura 3.3, las citadas asociaciones serían estables (fig. 3.4). En efecto, las reacciones 10, 12, 13 u otras semejantes (Bishop, 1972) controlan probablemente la desaparición de la prehnita, y reacciones como 14 o 15-15* deben dar cuenta de la destrucción de la pumpellita, momento a partir del cual se inicia, de acuerdo con diversos inves

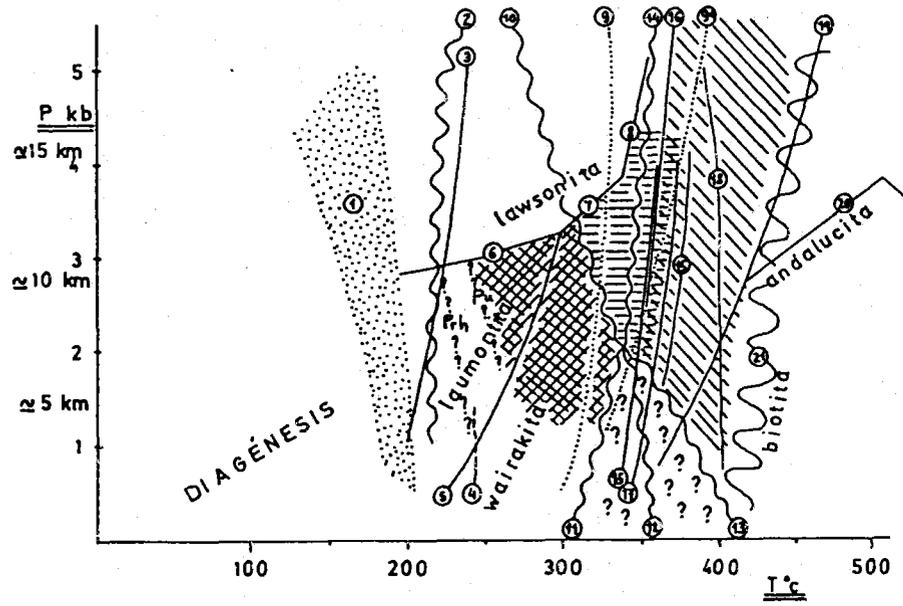


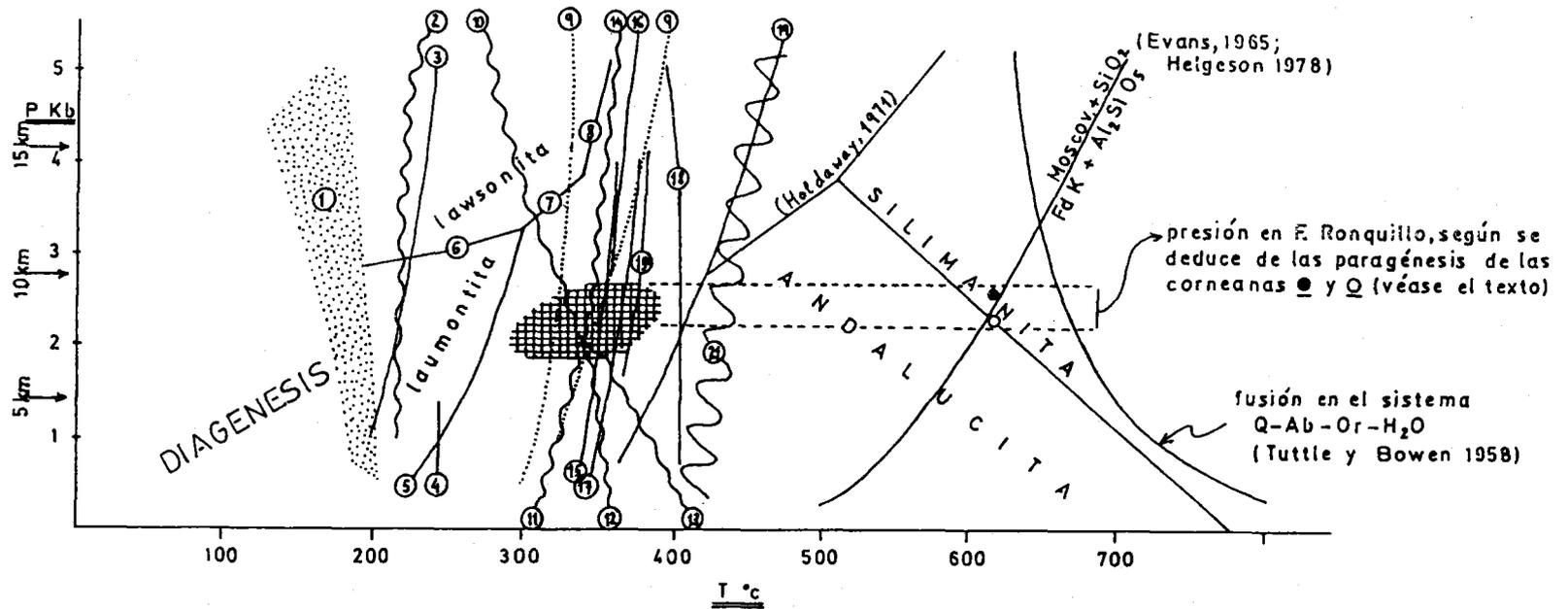
FIG. 3.4 Delimitación aproximada del campo P-T de algunas facies metamórficas de grado muy bajo y bajo.

Las reacciones representadas están descritas en la figura 3.3.

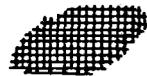
- 
 facies prenita-pumpellita (prenita y/o pumpellita + clorita ± cuarzo ± calcita ± pistacita ± actinolita₍₄₎.....)
- 
 .. pumpellita-actinolita (pumpellita + actinolita₍₂₎ + clorita ± cuarzo ± calcita ± pistacita.....)
- 
 .. esquistos verdes, zona de la clorita (clorita + clinozoisita ± cuarzo ± calcita ± actinolita.....)
- 
 campo de facies incierta (es dudoso que las reacciones 11, 12 y 13 sean importantes en el metamorfismo real)

Fig. 3.5

CONDICIONES P-T DEL METAMORFISMO REGIONAL



— las reacciones representadas (1-15) están descritas en la fig. 3.3



CAMPO P-T DEL METAMORFISMO REGIONAL

tigadores, la facies de los esquistos verdes, con la asociación clinozoisita (o pistacita si hay suficiente Fe) + actinolita + clorita en la que, además de la falta de pumpellita y prehnita, lo característico es encontrar epidota pobre en Fe (Miyashiro y Seki, 1958; Winkler, 1976; Nakajima et al., 1976). Respecto de la actinolita, se puede decir, siguiendo a Hashimoto (1972), que se forma por dos vías distintas: a) sustitución de piroxeno o anfíbol (es la que aquí se ha denominado actinolita₁); b) descomposición de pumpellita o de prehnita (actinolita₂). La actinolita₁ no tiene especial valor, pero la actinolita₂, la no observada ligada a cristales máficos, parece indicar que por lo menos se ha destruido la prehnita. Esto está de acuerdo con las observaciones realizadas en las rocas investigadas, puesto que la actinolita₂ no se ha visto nunca coexistiendo con prehnita (aunque es cierto que se ha encontrado en reducidos casos). En suma, de las cinco asociaciones críticas enunciadas antes, las numeradas 1, 2 y probablemente 3 corresponden a la facies prehnita-pumpellita; la 4 parece señalar la facies pumpellita - actinolita; la existencia de clinozoisita (sin prehnita ni pumpellita) es indicio característico de la facies esquistos verdes (asociación 5). Los probables campos de estabilidad respectivos se han señalado en la figura 3.4.

Así pues, se han identificado condiciones P-T variables desde la facies prehnita-pumpellita hasta la facies esquistos verdes, pudiendo sugerirse una variación máxima en la temperatura entre 250° y 400°C. En realidad, la variación de temperatura pudo ser bastante menor, puesto que en la figura 3.4 se observa que, en las cercanías del punto invariante en que se cortan las reacciones 10-14, los cambios mineralógicos deben sucederse con rapidez. Se verá enseguida que los datos que sobre barometría existen apoyan la idea de que las condiciones P-T del metamorfismo tuvieron lugar - alrededor de dicho punto invariante, y ello puede explicar satisfactoriamente la proximidad geográfica de muestras con facies prehnita-pumpellita y muestras de facies esquistos verdes.

Sobre la presión del metamorfismo existen datos de procedencia variada que resultan aceptablemente concordantes. La idea de metamorfismo de alta presión en la Zona Sudportuguesa (Bard et al., 1973), basada en el anfíbol azul hallado en Pomarão (van den Boogaard, 1967), está ahora deshechada (Schermerhorn, 1975; Munhá, 1979). Por el contrario, el metamorfismo ha resultado ser de baja presión, según se demuestra por:

- a) Falta de lawsonita
- b) Cantidad de crossita en el anfíbol cálcico. De acuerdo con este criterio, la presión máxima posible sería de unos 2,5Kb (Munhá, 1979).

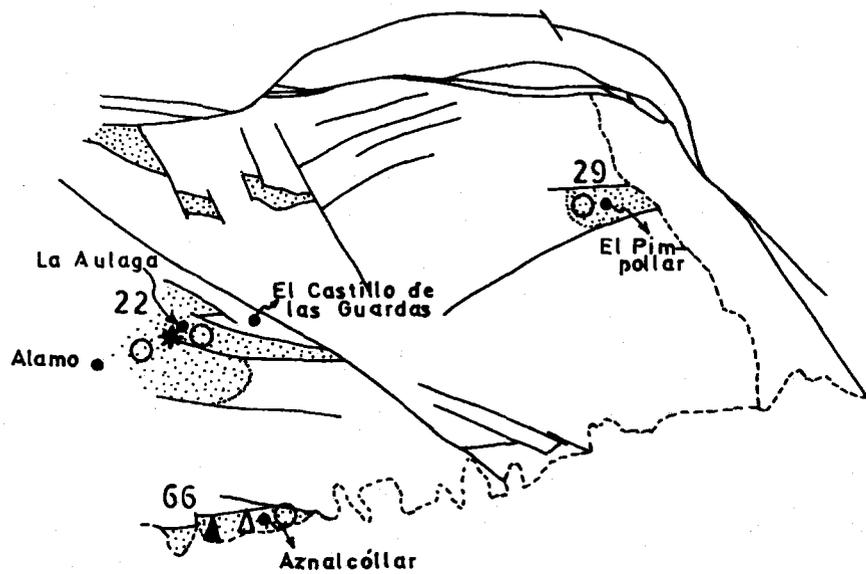


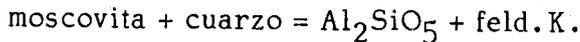
FIG. 3.6

Facies de metamorfismo detectadas en el estudio de muestras de los afloramientos volcánicos de El Pimpollar, Aznalcóllar y El Alamo-La Aulaga-El Castillo de las Guardas

- rocas volcánicas
- 66,29,22 número de muestras estudiadas
- facies prehnita-pumpellyita
- △ " pumpellyita-actinolita
- ▲ " esquistos verdes, zona de clorita
- * asociación con anfíbol sódico y granate

c) El valor b_0 de la mica blanca potásica indica también metamorfismo de baja presión .

d) En el metamorfismo de contacto producido por las intrusiones de rocas básicas que aparecen en la región investigada, se encuentran a veces, en asociación paragénetica, sillimanita y moscovita, mientras que en otros casos hay evidencias de que la moscovita era inestable cuando apareció la sillimanita. Las intrusiones y el metamorfismo de contacto tuvieron lugar al mismo tiempo que el metamorfismo regional, de ahí que la presión haya sido la misma en uno y otro caso. Teniendo en cuenta la curva muy bien calibrada de la reacción



y la curva que separa los campos de estabilidad de la andalucita y la sillimanita (según Holdaway, 1971), se puede sugerir una presión de unos 2,2Kb al nivel de la F. El Ronquillo (véase la fig.3.5 y el apartado 4.1.4.).

El carácter de baja presión del metamorfismo regional queda así demostrado. La temperatura se situaría probablemente entre 300 y 375°C, y la presión sería del orden de 2 a 2.5 Kb. Resulta un gradiente medio de unos 35-50°C/Km. En la figura 3.5 se ha indicado el área P-T que se considera representa las condiciones en que se desarrolló el metamorfismo regional de la Faja Pirítica.

3.6 DISTRIBUCION ESPACIAL Y TEMPORAL

3.6.1. SOBRE LA ZONACION ESPACIAL DEL METAMORFISMO

Las diferencias de opinión existentes sobre este tema fueron ya mencionadas en el apartado introductorio de este capítulo. Schermerhörn (1975 a y b) y Munhá (1976, 1979) opinan que el metamorfismo es monofásico y de intensidad decreciente desde el norte de la Zona Sudportuguesa hacia el sur. Concretamente, Munhá (1976) incluye la gran mayoría de la Faja Pirítica, al menos en la parte portuguesa, dentro de la facies prehnita-pumpellita; sólo en el norte de la Faja, según este autor, aparecen paragénesis de pumpellita-actinolita y, más al norte aún (Pulo do Lobo), esquistos verdes. Lecolle y Roger (1976), por el contrario, sugieren un metamorfismo bifásico en el que la primera fase sería de facies esquistos verdes y la segunda de

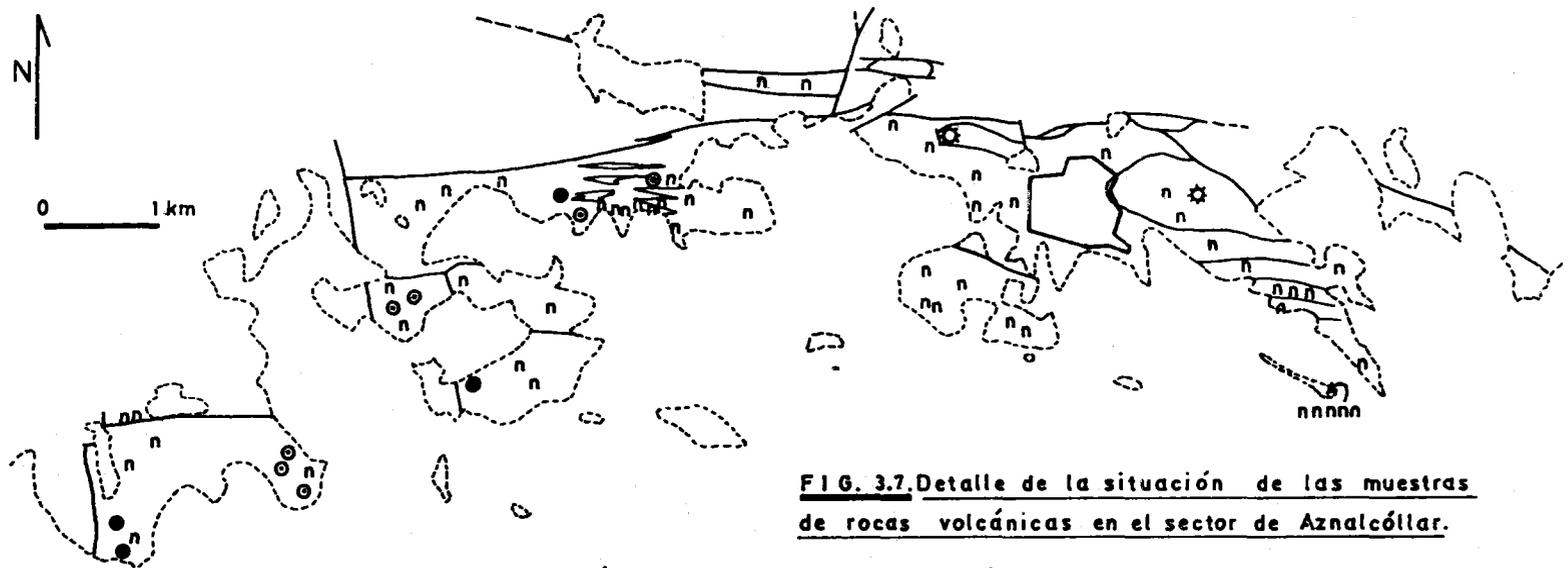


FIG. 3.7. Detalle de la situación de las muestras de rocas volcánicas en el sector de Aznalcóllar.

- | | | |
|---|----|---|
| n | — | asociación mineralógica no característica |
| ⊙ | .. | de la facies prehnita-pumpellita |
| ⊙ | .. | " " " pumpellita-actinolita |
| ● | .. | " " " esquistos verdes, zona de clorita |

facies prehnita-pumpellita, no aceptando la existencia de zonación regular dentro de la Faja Pirítica.

En este trabajo se ha podido reconocer la existencia de facies prehnita-pumpellita en los afloramientos de El Pimpollar, Aznalcóllar y área Alamo-Castillo de las Guardas. En El Pimpollar el número de muestras es suficiente para afirmar que no existe más que la citada facies de metamorfismo; por el contrario, en la zona Alamo-Castillo de las Guardas el muestreo ha sido únicamente indicativo, claramente insuficiente. En Aznalcóllar se ha identificado también la facies pumpellita-actinolita y esquistos verdes zona de la clorita (figs. 3.6 y 3.7); en su gran mayoría las muestras estudiadas presentan paragénesis metamórficas banales, pero podría sugerirse a partir de la figura 3.7 que en el sector de Aznalcóllar el metamorfismo aumenta de este a oeste. En todo caso, dos cuestiones pueden considerarse seguras: a) en la Faja Pirítica, incluso en sectores meridionales como Aznalcóllar, hay facies de esquistos verdes, aunque parece confirmarse que en general domina la facies prehnita-pumpellita; b) la transición de una a otra facies es rápida. Por lo tanto, no se encuentra aquí el decrecimiento regular de norte a sur en la intensidad del metamorfismo que otros autores han observado en Portugal. Realmente, la presión del metamorfismo es tal que el campo P-T correspondiente debe situarse muy cerca del punto invariante determinado por Nitsch (1971) (fig. 3.3), y en consecuencia no resulta difícil comprender cambios bruscos e irregulares desde la facies prehnita-pumpellita hasta la de esquistos verdes, sin que medie una facies pumpellita-actinolita bien desarrollada: en efecto, cerca del mencionado punto invariante pequeños incrementos de temperatura dan lugar a notables cambios mineralógicos. Frente a la tesis sugerida por Lecolle y Roger, no he observado jamás evidencias de dos fases de metamorfismo, sino que todo se incluye en una misma, de acuerdo con lo que se expone en el siguiente apartado.

3.6.2. RELACION TEMPORAL METAMORFISMO-DEFORMACION

La esquistosidad debida a la primera fase de plegamiento es penetrativa en pizarras, areniscas, tufitas y tobas, además de algunas lavas; por lo tanto, es posible observar en muchos casos las relaciones texturales de los cristales metamórficos con la esquistosidad S_1 . El desarrollo de las esquistosidades S_2 y S_3 está restringido a determinados sectores, pero es suficientemente abundante para el propósito de conocer si en relación con ellos existió

o no recristalización metamórfica.

La orientación general de minúsculas pajillas de mica blanca y de clorita es lo que, en esencia, define la S_1 en las pizarras. Son además muy abundantes los indicios de recristalización post - S_1 : pequeños fenoblastos de mica blanca y de clorita dispuestos transversalmente a S_1 ; agregados de mica blanca, clorita, vermiculita o estilpnomelana, con disposición fibroso-radial; cristales radiales de epidota; etc. En consecuencia, debe concluirse que hay recristalización metamórfica sin- y, sobre todo, post- S_1 , en un proceso continuo que constituye una misma fase de metamorfismo. En cambio, nunca se ha observado cristalización ligada a los planos S_2 o S_3 , siendo frecuente encontrar que estos planos afectan a los agregados de cristales post- S_1 . En suma, el metamorfismo regional tuvo lugar en una sola fase que se inició cuando se desarrollaba S_1 y continuó después, aunque concluyó antes de que se generaran otras esquistosidades.

C A P I T U L O 4

EL PLUTONISMO SINCINEMATICO TARDIO

Las abundantes rocas plutónicas que afloran en la región estudiada han sido divididas en dos grandes grupos: por un lado, rocas básicas y un tipo de granito (granito de Castilblanco) que va ligado espacial y temporalmente a ellas; por el otro, un variado conjunto de granitoides, más tardíos, de composición granodiorítica dominante.

Los gabros y el granito de Castilblanco son sin- post cinemáticos respecto de la primera fase de plegamiento (F_1), y anteriores a F_2 y F_3 . Todos los granitoides del segundo grupo son postcinemáticos, al menos respecto de F_1 , pero mientras que la mayoría son anteriores a la fase principal de la tectónica tardiherciniana de fractura, algunos son posteriores a ella. Todas estas relaciones serán documentadas más adelante.

En este capítulo se estudiará el plutonismo del primer grupo, al que calificamos como plutonismo sincinemático tardío.

4.1 EFECTOS SOBRE LA ROCA ENCAJANTE: EL METAMORFISMO DE CONTACTO.

En la región objeto de estudio, aparecen con amplitud rocas metamórficas que llegan a alcanzar el grado medio y, excepcionalmente, el grado alto (en el sentido de Winkler, 1976). Se sitúan muy cerca de rocas que poseen metamorfismo de grado muy bajo y, además, se relacionan claramente con algunas de las intrusiones plutónicas; por todo ello, no hay duda de que han sido originadas mediante un metamorfismo de contacto. El fenómeno merece ser estudiado con detenimiento, no sólo por el interés que en sí mismo tienen los cambios mineralógicos y texturales sino también porque permite obtener información sobre temperatura de los cuerpos ígneos y su profundidad de emplazamiento. En el presente caso, el interés es aún mayor, ya que la coincidencia temporal entre el metamorfismo regional y el de contacto permite aplicar al primero las conclusiones que sobre la presión se deducen de algunas paragénesis originadas en el segundo tipo de metamorfismo.

Las rocas metamorquizadas pertenecen casi exclusivamente a la F. El Ronquillo; en cualquier caso, el metamorfismo más intenso afecta únicamente a materiales de dicha formación. La causa de este hecho puede adelantarse ya, aun cuando su justificación vendrá en páginas posteriores: el metamorfismo está producido esencialmente por los cuerpos básicos y, en menor medida, por el granito de Castilblanco de los Arroyos, y éstas son intrusiones "precoces" en la región, que no ascendieron por encima de la F. El Ronquillo; los granitoides postectónicos, que se instalaron en niveles superiores, apenas produjeron metamorfismo a su alrededor.

4.1.1 PETROGRAFIA

La progresión metamórfica existente ha sido ordenada de acuerdo con la aparición de diversos minerales significativos cuya isogradas han podido ser cartografiadas. De esta manera, se han distinguido las siguientes zonas: clorita, biotita, andalucita, sillimanita. La descripción petrográfica que a continuación sigue, se ajusta a esta división del metamorfismo creciente.

4.1.1.1 ZONA DE LA CLORITA

Mediante criterios observables en el campo, principalmente el brillo de las superficies de esquistosidad y estratificación así como la existencia de motas (las filitas moteadas- "spotted slates"- son muy características del metamorfismo de contacto), es posible trazar en la cartografía el límite del metamorfismo causado por las intrusiones ígneas; más allá, las rocas sólo están afectadas por el metamorfismo regional, muy débil. El límite superior de la zona de la clorita está marcado por la isograda de la biotita, cuya definición no es muy satisfactoria debido a las dificultades para identificar correctamente como biotita o como vermiculita, u otro mineral afín, las minúsculas pajillas que aparecen en muchas rocas de bajo grado. Ópticamente la diferenciación segura es muy difícil, y unos pocos análisis de difracción de rayos X no han sido resolutivos. Si las pajillas en cuestión fuesen verdaderas biotitas, la zona de la biotita dibujada en la figura 4.1 debería ampliarse a costa de la zona de la clorita.

Las paragénesis en esta zona son:

1) cuarzo + moscovita + clorita ± vermiculita ± albita ± clinozoisita o pistacita.

2) moscovita + clorita + albita + epidota.

La segunda paragénesis es excepcional y corresponde a una intercalación margosa entre las pizarras y areniscas. Accesorios comunes son turmalina férrica, mena, circón, apatito y leucóxeno, si bien estos minerales son detríticos aunque aparentemente estables.

Las rocas dominantes son filitas moteadas. Las motas nunca están bien definidas mineralógicamente; por el contrario su constitución se debe casi siempre a una concentración de óxidos de hierro, sin que por lo demás puedan vislumbrarse diferencias con otras partes de la roca. El grano es siempre muy fino.

4.1.1.2 ZONA DE LA BIOTITA

También aquí dominan las filitas moteadas. El límite inferior de la zona (isograda de la biotita) es incierto por la causa comentada antes. La zona queda definida por la paragénesis

cuarzo + moscovita + biotita + clorita

Los accesorios son los mismos de rocas de la zona de la clorita, pero

no siempre es detrítico su origen. En el afloramiento aislado del Cerro del Agraza, hacia el noroeste del área cartografiada, se desarrolla una turmalina verde de intenso hábito peciloblástico (forma ameboide), que es evidentemente metamórfica.

4.1.1.3 ZONA DE LA ANDALUCITA

Aunque en casos excepcionales parece que las isogradas de la biotita y de la andalucita son casi coincidentes, el hecho general en la región es que esta última cristalice después que la primera, según se asciende en la intensidad del metamorfismo. La zona se caracteriza por la paragénesis

cuarzo + moscovita + biotita + andalucita + clorita (?)

con turmalina férrica, mena, circón, apatito y grafito entre los accesorios (parte detríticos y parte metamórficos).

Es difícil decidir si existe o no clorita primaria en estas rocas. En cualquier caso, es claro que si existe está en proporción muy inferior a la que tenía en la zona de la clorita; es decir, ha debido intervenir decisivamente en las reacciones de formación de biotita y andalucita.

En esta zona, el tamaño de grano suele ser superior al de las precedentes, y el estudio óptico de los minerales es más fácil. Se han determinado algunos ángulos $2V$ de la mica blanca, con valores entre 44° y 41° , propios de moscovita muy poco o nada fengítica.

La andalucita aparece en prismas macizos o algo esqueléticos; con poca frecuencia, forma nódulos subsféricos. No es raro observar en el interior de los cristales pleocroísmo rosa salmón - incoloro, lo que sugiere la existencia de un núcleo ligeramente férrico.

El mayor tamaño de grano desdibuja en parte las estructuras planares S_0 y S_1 . No obstante, a la escala macroscópica es más frecuente un cierto realce de dichas estructuras: la esquistosidad, originalmente de tipo pizarroso ("slaty cleavage" o crenulación fina) puede adquirir el aspecto de una esquistosidad metamórfica ("schistosity").

4.1.1.4 ZONA DE LA CORDIERITA.

En rocas lutíticas la aparición de cordierita se ha observado siempre precedida por la de andalucita. En areniscas, por el contrario, y a causa se-

guramente de su menor cantidad de Al_2O_3 , la cordierita puede existir sin andalucita. Las paragénesis de esta zona son:

- 1) cuarzo + moscovita + biotita + andalucita + cordierita \pm plagioclasa
- 2) cuarzo + moscovita + biotita + cordierita \pm plagioclasa

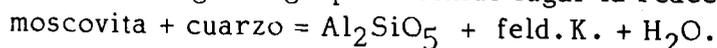
La cordierita suele encontrarse muy alterada, originando "pinnita" o un producto no determinado de color amarillento o marrón rojizo. En algún caso, se han observado nódulos de serpentina, que probablemente son también el resultado de la transformación de porfidoblastos de cordierita. Son frecuentes, sobre todo en cristales grandes, las inclusiones de grafito, mena y cuarzo, que llegan a conferir a la cordierita un hábito peciloblástico; las inclusiones conservan una estructura planar (S_1), previa al clímax metamórfico. En los cristales frescos se observan maclas polisintéticas de bordes irregulares.

Se han efectuado diversas determinaciones de ángulo $2V$ en la mica blanca y en la cordierita, con los siguientes resultados: $2V_x$ (moscov.) = $41^\circ - 44^\circ$, y $2V_x$ (cord.) = $72^\circ - 83^\circ$.

La textura de las rocas lutíticas de esta zona es granoblástica en la práctica totalidad de los casos.

4.1.1.5 ZONA DE LA SILLIMANITA

En esta zona pueden distinguirse dos grupos de rocas metalutíticas. En uno de ellos, la moscovita sigue siendo el mineral mayoritario y coexiste paragenéticamente con la sillimanita. En el otro grupo de rocas, la moscovita es mucho menos frecuente y existe feld.K., mineral exclusivamente detectado aquí. Sin duda, en este segundo grupo ha tenido lugar la reacción



Aun siendo adecuada la distinción entre los dos grupos mencionados, hay que hacer notar la existencia de términos transicionales entre ambos, es decir, rocas en que la moscovita es aún abundante pero muestra signos de haber empezado a descomponerse.

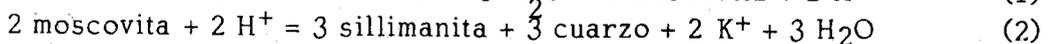
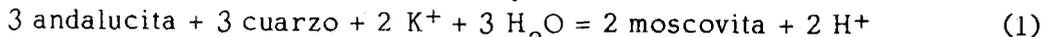
CORNEANAS CON SILLIMANITA Y MOSCOVITA PARAGENÉTICAS.

Estas corneanas aparecen desde el sur del embalse del Cala hasta Castilblanco de los Arroyos (fig. 4.1). La asociación mineralógica observada es cuarzo + moscovita + biotita + andalucita + cordierita + sillimanita \pm plagioclasa.

y entre los accesorios se han encontrado mena, apatito, circón, turmalina y rutilo. Excepcionalmente ha aparecido corindón, cuyo significado se discutirá un poco más adelante.

La andalucita está siempre en cantidad notablemente inferior a la normal en las zonas de la andalucita y la cordierita; además, es tanto más escasa cuanto más abundante es la sillimanita (tabla 4.1). Se presenta en porfidoblastos más menos esqueléticos y de contornos irregulares, lo que sugiere corrosión. Sin duda es un mineral reliquia de un estado previo por el que pasaron las rocas antes de alcanzar el campo de estabilidad de la sillimanita.

La sillimanita se presenta en agujas o en prismillas muy delgadas, en haces y comúnmente con disposición groseramente subparalela. No suele estar relacionada texturalmente con las reliquias de andalucita, por lo que la transformación andalucita - sillimanita debe haberse verificado mediante un mecanismo indirecto como el propuesto por Carmichael (1969), que implica la participación a modo de catalizadores de moscovita y cuarzo:

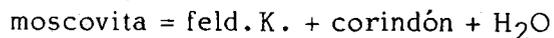


La moscovita, muy abundante, está como grandes placas desorientadas ($2V_x = 42^\circ$); a veces, sus contornos algo irregulares y un cierto deshilachado característico, sugieren un estado inicial de descomposición.

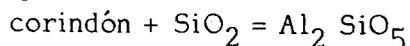
Biotita y cordierita raramente se han visto frescas, a causa de procesos tardíos de alteración.

Hay albita en cantidad muy escasa. En estas condiciones de metamorfismo podría haber plagioclasa cálcica, y si no ocurre tal cosa es simplemente por falta de calcio en la composición de las rocas.

En una muestra existe corindón, en forma de granillos irregulares muy pequeños y escasos (relieve muy alto; hábito de gran desarrollo de las caras 001; color gris de interferencia; casi uniáxico; de signo negativo). Parece espacialmente asociado con moscovita y sillimanita, de forma que suele encontrarse en el interior de placas del primer mineral y cerca de (o incluso, raras veces, como una corona de) sillimanita. Quizás significa que se han alcanzado apenas las condiciones en que la moscovita sola se destruye según la reacción



De hecho, la cantidad de cuarzo es pequeña en esta muestra, y ello parece haber impedido el buen desarrollo de la reacción



Esta reacción se manifiesta en la corona de sillimanita que en algún caso se observa alrededor de granillos de corindón.

CORNEANAS DE CORDIERITA Y FELDESPATO POTÁSICO

Este tipo de corneana está restringido a un área situada al norte de Guillena (fig. 4.1). En el campo se presentan como rocas muy compactas, atravesadas por venas de cuarzo y con grandes porfidoblastos de andalucita y cordierita. Poseen la siguiente asociación mineralógica:

cuarzo + moscovita + biotita + andalucita + cordierita + sillimanita + feld, K. + plagioclasa + mena; con apatito, turmalina y circón como accesorios.

Su textura es granoblástica y de grano grueso, con porfidoblastos de andalucita y cordierita de gran tamaño, en el interior de los cuales se observa la esquistosidad S_1 dibujada por minúsculos granillos de mena.

Por otra parte, hay evidencias tales como microplegamiento kink en las micas y aparición de extinción ondulante en el cuarzo, que indican deformación postmetamórfica. Sin duda, se trata de los efectos de la segunda fase de plegamiento, que se desarrolla con intensidad por el área de Guillena.

Lo más destacable de estas rocas es el brusco descenso de su porcentaje de moscovita en relación con el de las restantes corneanas (tabla 4.1); además, este mineral muestra signos inequívocos de corrosión. Por otro lado, aparece feld. K., formando granos anhédricos que presentan en ocasiones macla de rejilla; a partir de esta observación y del valor del ángulo de los ejes ópticos ($2V = 58^\circ$), se deduce que es microclina de baja triclinicidad. No hay duda de que se verificó ampliamente la reacción de descomposición de la moscovita en presencia de cuarzo.

La andalucita es abundante y posee una morfología muy característica: son frecuentes los porfidoblastos de buen tamaño, y en ellos hay una zona interna maciza y un borde que primero es esquelético y, en la parte más externa, acicular. Las agujas parecen, por su morfología, fibrolita pero suele existir continuidad óptica entre ellas y el resto del cristal, además de que la elongación suele ser negativa; son pues, casi siempre, fibras de andalucita. Auténtica fibrolita aparece, aunque muy escasa, incluida en biotita y en otros minerales. De estos hechos parece correcto inferir que apenas se ha sobrepasado el campo de estabilidad de la andalucita: en efecto, dada la escasísima proporción de sillimanita es necesario pensar que en la reacción de descomposición de moscovita se ha debido originar sobre todo andalucita; la andalucita así for-

mada es la que constituye la orla acicular externa de los porfidoblastos del mismo mineral.

La biotita forma placas de buen tamaño; tiene un fuerte color marrón rojizo y un intenso pleocroismo. Sólo en este tipo de corneana se da la circunstancia de que la biotita es más abundante que la moscovita (del orden del doble o más). Existen indicios de una incipiente desestabilización de la biotita, cuyos bordes aparecen ligeramente corroidos. Aunque la biotita es un mineral que suele encontrarse incluso en la facies de las granulitas, los datos experimentales de Yoder y Eugster (1954), Eugster y Wones (1962) y Wones y Eugster (1965) (en Turner, 1968 pp. 123-125) muestran que los términos más ricos en Fe pueden descomponerse con temperaturas del metamorfismo de grado medio-alto, dependiendo en gran medida de fO_2 (véase también Helgeson et al. 1978, fig. 111). En la aureola de Comrie, en Escocia, Tilley (1924) describió la destrucción de biotita dando asociaciones con cordierita, cordierita + hiperstena, o espinela + magnetita + cordierita (en Turner, 1968 pp. 228-229). Los productos resultantes de la posible, en todo caso incipiente, desestabilización de la biotita en las corneanas de Guillena no han podido ser determinados, dada su escasez.

La plagioclasa es escasa y siempre está en granos xenomorfos. Se presenta de dos formas: a) con maclas polisintéticas de la ley de la albita; -- b) como mirmequitas con morfología de coliflor. En el primer tipo, se ha determinado una composición An 25 ($2Vx \sim 81^\circ$; $X' \wedge 010$, en sección $\perp 100 = + 8^\circ$); en el segundo tipo, originado por reacción de la plagioclasa An 25 con el feld, K., no se han podido efectuar medidas ópticas.

Para concluir con el apartado de petrografía, se ofrece una serie de estimaciones de porcentajes de los distintos minerales característicos, en las diversas zonas del metamorfismo (tabla 4.1).

Tabla 4.1

Cantidades relativas de minerales en las distintas zonas metamórficas.

	← Zonas metamórficas →																				
	clorita	biotita	andalucita				cordierita				sillimanita			feld. K + cordierita							
clorita	ab.	es. ?	15	?	?	?	?														
moscovita	ab.	ab.	60	45	70	65	60	55	65	45	55	45	60	45	55	30	35	30	5	10	10
biotita		ab.	40	40	30	15	15	35	15	20	20	15	20	25	30	5	30	20	15	20	20
andalucita						20	25	10	20	25	20	30	10	15	10	m.e.	10	10	40	30	30
cordierita										10	5	10	10	15	5	45	20	10	30	30	35
sillimanita																20	10	10	m.e.	m.e.	m.e.
feld. K																			10	10	5

ab. = abundante; es. = escasa; m.e. = muy escasa.

4.1.2 EVOLUCION TEXTURAL Y MINERALOGICA

CUESTIONES TEXTURALES

La textura de las rocas lutíticas con metamorfismo de contacto es variable desde la fábrica perfectamente esquistosa hasta la totalmente granoblástica. Aunque la evolución es gradual y algo irregular, la aparición de fábricas granoblásticas se puede hacer coincidir aproximadamente con la cristalización de cordierita. En un principio, las micas cristalizan miméticamente, realzando incluso las estructuras planares existentes (S_1 y S_0); después, -- aumentan de tamaño y se disponen desorientadas, lo que unido a la cristalización abundante de cordierita y andalucita borra la estructura esquistosa. La pérdida de moscovita, la aparición de feld. K y el gran desarrollo de cordierita y andalucita dan a las corneanas de alto grado del área de Guillena un aspecto más compacto.

En las rocas que fueron originalmente areniscas, aparece una textura poligonal bien configurada desde la zona de la biotita.

A partir de la zona de la andalucita, aproximadamente, se observa el desarrollo de un bandeado metamórfico, con separación de micas y cuarzo en dominios de fábrica.

Existen diversos tipos de moteado. El más común consiste en manchas de composición mineralógica no discernible por ser el grano muy fino, aunque no parece distinta de la del resto de la roca; el color oscuro de las motas se debe al aumento en la concentración de óxido de hierro. Las rocas en cuestión son las típicas filitas moteadas de la parte más externa de las aureolas de metamorfismo de contacto; por lo general, este tipo de motas desaparece cuando cristaliza la andalucita. Con frecuencia mucho menor, se forman porfidoblastos de biotita o andalucita que constituyen motas macroscópicas. Muy raramente, la cordierita también forma nódulos.

SOBRE LA EVOLUCION MINERALOGICA (REACCIONES PROBABLES)

Las transformaciones mineralógicas se pueden sintetizar en los siguientes puntos:

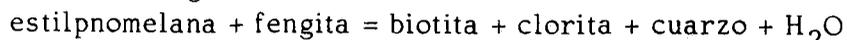
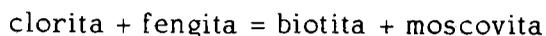
- 1) Se desarrolla una zona de la clorita en la que la biotita no es

aún estable

2) A pesar de la dificultad para señalar con exactitud la aparición de la biotita, puede asegurarse que se encuentra más alejada del foco ígneo que la andalucita.

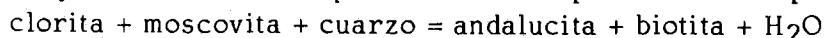
3) Aunque coexisten clorita y biotita, es evidente la disminución del porcentaje del primer mineral cuando se desarrolla el segundo.

4) La formación de la biotita debe haber tenido lugar por reacciones del tipo



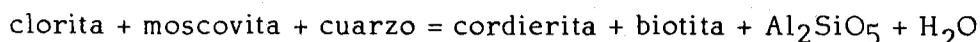
La estilpnomelana no ha sido identificada con seguridad, pero podría estar entre las minúsculas pajillas coloreadas y de fuerte birrefringencia cuya precisa identificación no ha sido siempre posible. En todo caso, una reacción como la primera es más probable, puesto que la aparición de biotita va acompañada de una caída sensible del porcentaje de clorita.

5) Por lo que se refiere a la formación de andalucita, no se conoce la reacción o reacciones que pudieran haber tenido lugar. Entre las varias sugeridas por Miyashiro (1973), la que en este caso parece más aceptable es



ya que, sobre ser comunes los minerales reactantes, la cantidad de clorita se ve disminuir al entrar en la zona de la andalucita. La formación de andalucita a partir de pirofilita es mucho más rara, si es que llega a tener lugar, a causa de la rareza de la pirofilita en las rocas estudiadas.

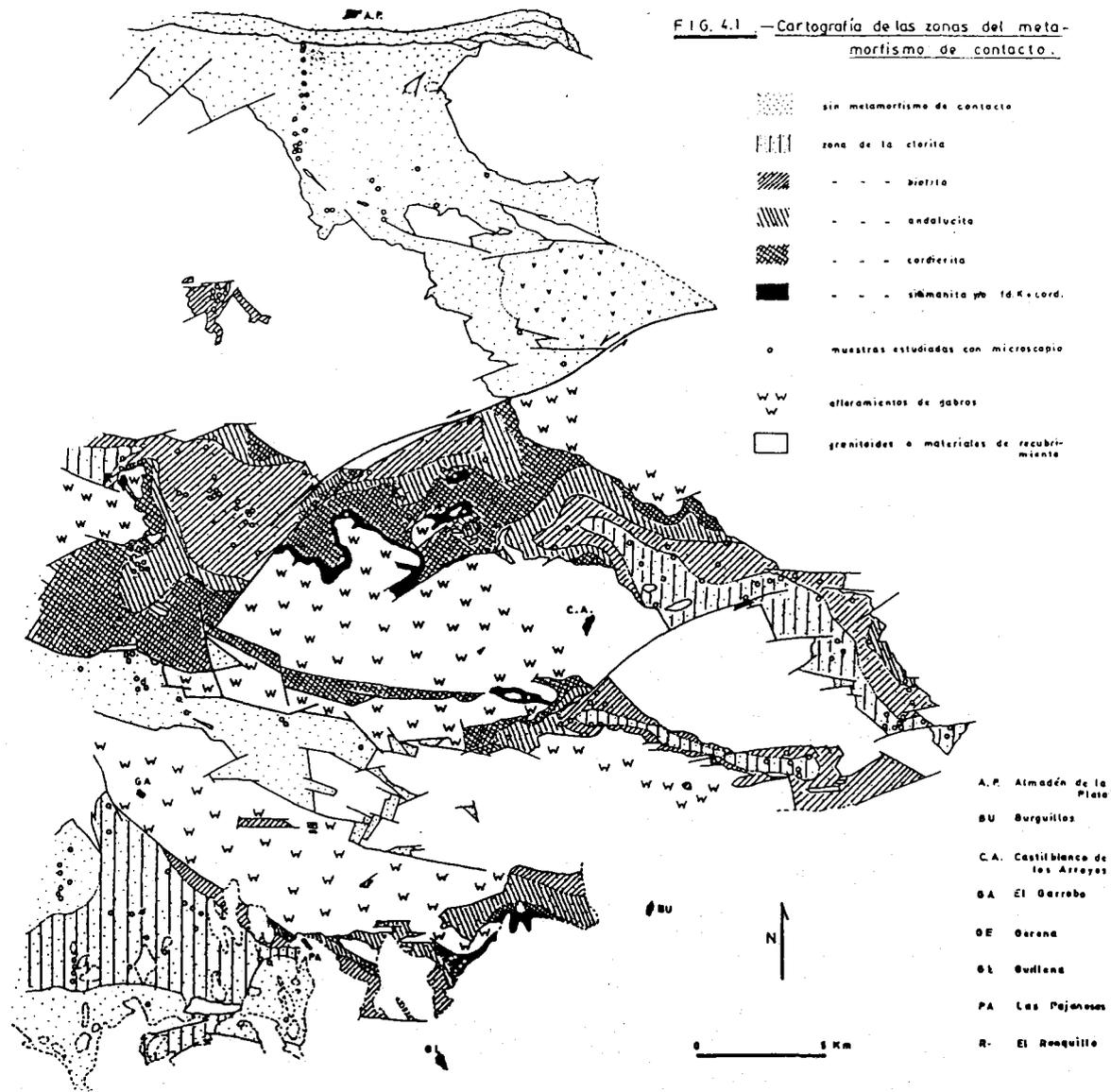
6) La cordierita aparece después de la andalucita, mediante una reacción o reacciones no conocidas. Según Winkler (1976), una de las reacciones más comunes es



7) La cristalización de la sillimanita parece haber sido debida a dos tipos de reacción. En la mayor parte de los casos, la sillimanita procede de la simple transformación de andalucita, como demuestra la relación inversa de abundancias entre ambos polimorfos. En menor proporción, se debe a la reacción



desarrollada ampliamente en las corneanas de Guillena. En este último caso el polimorfo de Al_2SiO_5 formado es mayoritariamente andalucita.



4.1.3 ZONACION METAMORFICA Y SU RELACION CON LOS CUERPOS IGNEOS.

El resultado de cartografiar las isogradas de clorita, biotita, andalucita, cordierita y sillimanita se presenta en la fig 4.1. La posición general de las isogradas está bien definida, pero el trazado de detalle es con gran frecuencia aproximado.

La superposición espacial de distintas intrusiones ígneas, unida a la intensa fracturación tardiherciniana, han modificado la disposición geométrica original de las zonas de metamorfismo y enmascarado las relaciones entre ellas y los focos caloríficos. A pesar de esta dificultad, es posible reconocer que en lo esencial el metamorfismo de contacto se debe a las intrusiones básicas. En efecto, es evidente la relación que existe entre las zonas de metamorfismo intenso de la banda que se dispone desde el Ronquillo a Castilblanco con el macizo básico del área de la Serrezuela; por el sur, este macizo básico limita con lutitas y areniscas sin metamorfismo de contacto, pero es evidente que el límite se debe a importantes fallas tardihercinianas. También pueden relacionarse con rocas básicas las corneanas del área de Guillena; este último macizo básico tiene hacia el noroeste insignificantes efectos metamórficos, pero de nuevo median contactos tectónicos. Por lo tanto, las relaciones espaciales indican que por lo menos todo el metamorfismo de grado medio y alto está causado por los gabros y dioritas.

De otro lado, el granito de Castilblanco de los Arroyos ha debido contribuir también al metamorfismo de contacto, aunque produciendo temperaturas más bajas. En las rocas de su encajante ni siquiera llega a encontrarse cordierita, pero en enclaves de dimensiones centimétricas, que deben haber alcanzado temperaturas próximas a la del fundido granítico, se observa sillimanita. Al igual que en las corneanas del borde del macizo básico de la Serrezuela, la sillimanita de estos enclaves coexiste con moscovita. El granito de Gerena también produce efectos metamórficos débiles.

Los plutones postcinemáticos apenas causaron efecto metamórfico notable. En el Cerro del Agraza, hacia el noroeste del área cartografiada, existe metamorfismo con biotita pero sin andalucita; el afloramiento es un resto del techo ("roof pendant") sobre granitoides posttectónicos. De igual forma, el metamorfismo con clorita y biotita del área suroriental parece que puede atribuirse en parte a estos granitos tardíos. En el área norte, en las cercanías de El Pimpollar, El Berrocal y al sur de Almadén de la Plata, donde no existe

el más mínimo indicio de rocas plutónicas básicas, no se observa metamorfismo de contacto.

4.1.4 RELACIONES TEMPORALES CON LA DEFORMACION

La figura 4.2 reúne lo esencial de la argumentación. Se observa cómo el crecimiento de los porfidoblastos es posterior a la primera y principal esquistosidad. Se observa también que los plegamientos F_2 y F_3 son posteriores al metamorfismo. Por otro lado, ligadas a las corneanas aparecen venas de cuarzo características: el cuarzo presenta un color azul grisáceo, a veces intenso, y las venas son tanto más abundantes cuanto más fuerte es el metamorfismo; con frecuencia, se encuentran formando pliegues cuyo plano axial es la esquistosidad S_1 (fig. 4.2), lo que debe interpretarse en el sentido de que el metamorfismo se inició cuando aún no había terminado la primera fase de plegamiento.

En resumen, el metamorfismo de contacto empezó cuando aún actuaba la primera fase de plegamiento, y continuó algo después de que ésta concluyera. Los plegamientos F_2 y F_3 son posteriores al metamorfismo. El metamorfismo regional también fue sincinemático de F_1 e intercinemático de F_1 - F_2 , es decir, metamorfismo regional y metamorfismo de contacto coincidieron en el tiempo.

4.1.5 CONDICIONES P-T

Como la litología de los términos es poco variada y la presión puede considerarse casi constante, los límites entre zonas metamórficas representan con bastante aproximación isotermas. Por tanto, sería interesante determinar la temperatura de aparición de cada uno de los minerales índice en el área de estudio. Desgraciadamente esto no puede hacerse con exactitud.

La aparición de la biotita queda algo indefinida. En primer lugar, por la difícil distinción óptica entre este mineral y otros como vermiculita o afines, y también por el conocimiento impreciso de la reacción o reacciones que la han originado.

Algunos datos indirectos permiten, sin embargo, establecer límites razonables de temperatura. Así, teniendo en cuenta que se desarrolla una zona de la clorita y que en el metamorfismo regional se alcanzan temperaturas de 300-

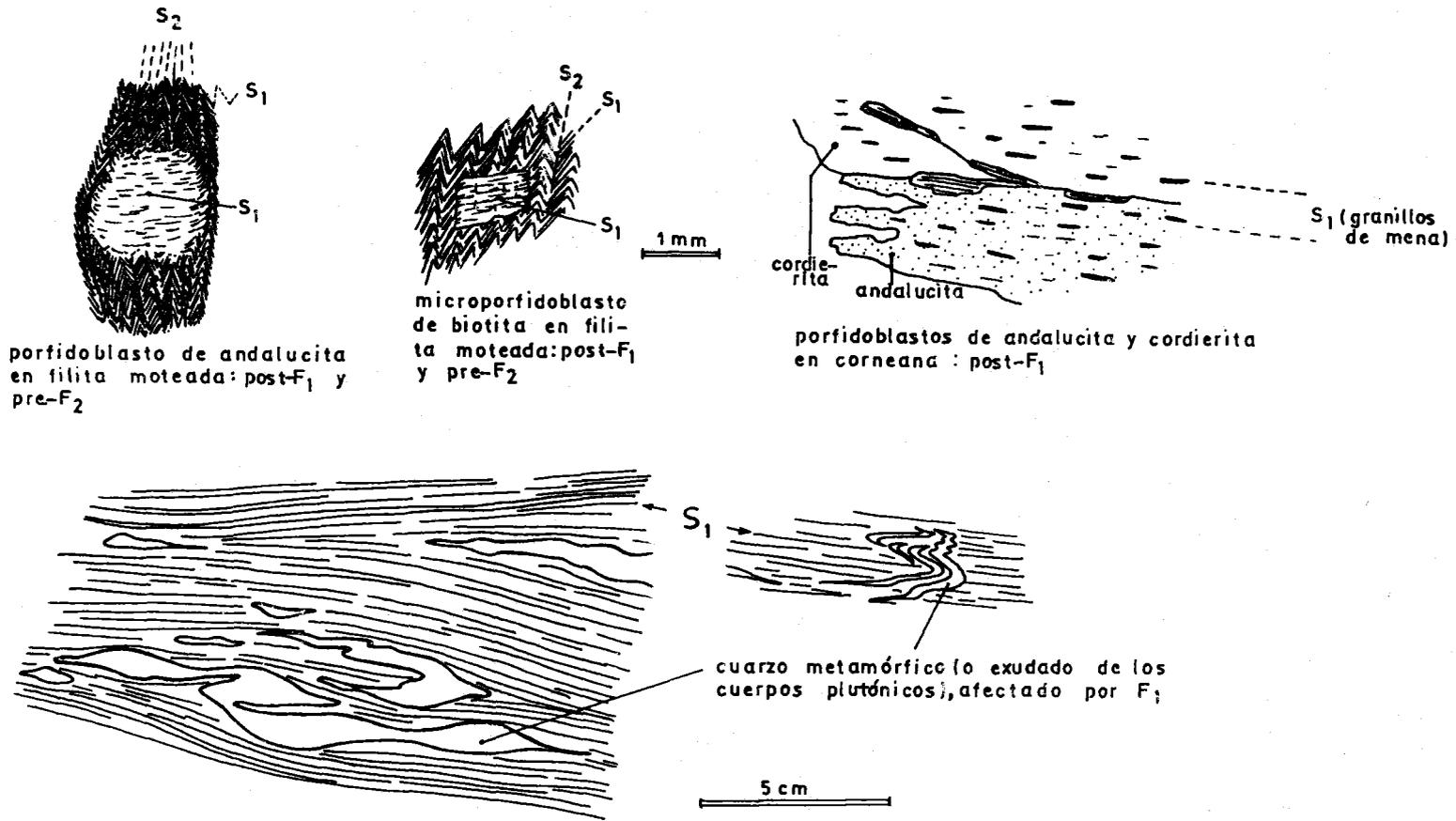
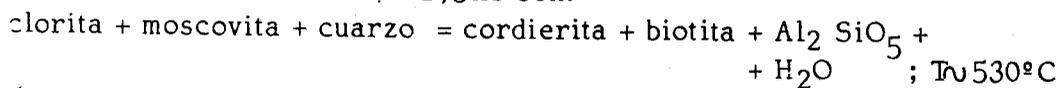


FIG. 4.2 - Criterios de relación temporal entre metamorfismo de contacto y fases de plegamiento

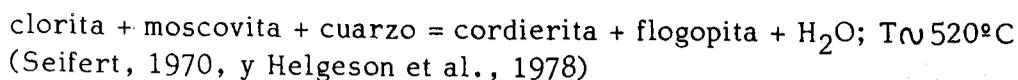
350°C (véase el capítulo anterior), una $T > 375^\circ$ o 400°C parece razonable. Por otro lado, la biotita precede a la andalucita, y ello significa quizás que $T < 450^\circ\text{C}$. En suma, es adecuado imaginar un intervalo entre 400° y 425°C para la aparición de la biotita en estas rocas.

La aparición de la andalucita tiene un límite inferior en la reacción de descomposición de la pirofilita. La reacción ha sido estudiada por diversos autores, y es opinión común que los datos de Hemley (1967) y Kerrick (1968) son datos de equilibrio (véase también Helgeson et al., 1978). Con $P=2-2,5\text{Kb}$, T mínima de andalucita = $405-415^\circ\text{C}$. La formación de andalucita en estas rocas ha debido tener lugar con temperaturas algo más altas, dado que la pirofilita no es un mineral común en ellas. Una temperatura alrededor de 450° es verosímil.

Para la formación de cordierita se han propuesto reacciones a partir de clorita, moscovita y cuarzo, que parecen posibles en las rocas estudiadas. Los datos de T , cuando $P = 2,2-2,5\text{Kb}$ son:



(Hirschberg y Winkler, 1968, en Winkler, 1976)



Según Winkler (1976), la sustitución Fe-Mg apenas tiene influencia sobre la temperatura, considerando la presión de $2,2-2,5\text{Kb}$. En consecuencia, puede admitirse una temperatura alrededor de 525°C para la entrada de la cordierita.

La sillimanita se ha formado en su gran mayoría por transformación de la andalucita. A pesar de la controversia existente sobre la estabilidad de los polimorfos de Al_2SiO_5 , en los últimos tiempos se suelen aceptar los resultados de Holdaway (1971), que han sido apoyados por los cálculos termodinámicos de Helgeson et al., (1978). Con estos datos, y una presión de $2,2-2,5\text{Kb}$, la temperatura de aparición de la sillimanita es de unos 600°C .

A efectos de determinar la presión de metamorfismo, es un hecho de gran interés haber observado en la parte más interna de la aureola metamórfica rocas con las características siguientes:

Tipo 1: sillimanita que puede llegar a ser abundante, y moscovita que ha reaccionado poco o nada con el cuarzo.

Tipo 2: sillimanita muy escasa (abundante andalucita) y moscovita

Claramente en reacción con el cuarzo, produciendo feldespato potásico.

Estos caracteres permiten situar de forma precisa las condiciones metamórficas de estas rocas en un diagrama P-T. En efecto, el tipo 2 indica condiciones P-T dentro del límite de coexistencia de andalucita y sillimanita; además, se ha traspasado ligeramente el campo de estabilidad de moscovita + cuarzo. Por lo tanto, las rocas tipo 2 (corneanas de alto grado de Guillena) se proyectan casi en la misma intersección de los dos equilibrios implicados (fig. 4.3). Una presión levemente mayor es apropiada para las corneanas con abundante moscovita y sillimanita (tipo 1), como se muestra en la misma figura.

Esto permite deducir que $P \approx 2,4 \text{ Kb}$; las ligeras variaciones de P, probablemente no superiores a $\pm 0,2 \text{ Kb}$ pueden explicarse por una pequeña variabilidad en el nivel estratigráfico de encajamiento, aunque siempre se esté dentro de la F. Ronquillo, y un mayor o menor engrosamiento debido a la acción de la primera fase de deformación.

La aparición de granate en el granito de Castilblanco no está en contradicción con las condiciones de presión deducidas, a causa de su alta razón Fe/Mg y su notable cantidad de espesartina (Hsu y Burnham, 1969; Green, 1977).

La máxima temperatura alcanzada por las rocas con metamorfismo de contacto viene indicada por lo que parece ser la descomposición (apenas alcanzada) de la moscovita sin intervención de cuarzo, es decir, formándose corindón. De acuerdo con los datos de Evans (1965) y Velde (1966) (en Turner, 1981) esto implica una temperatura de unos 685°C cuando $P = 2,4 \text{ Kb}$ (fig. 4.3). Hay una concordancia aceptable entre lo que predice el modelo de Jaeger (1957, 1959) (en Turner, 1981) y los datos deducibles del estudio mineralógico. Por lo que respecta a T máxima producida por los gabros hay que tener en cuenta:

a) T intrusión gabros $\approx 950-1000^\circ \text{C}$; la estimación se basa en que T intrusión sería algo mayor que T solidificación, y esta última se cifraría en unos 900°C según Holloway y Brunham (1971) ($P_{\text{total}} > P_{\text{H}_2\text{O}}$).

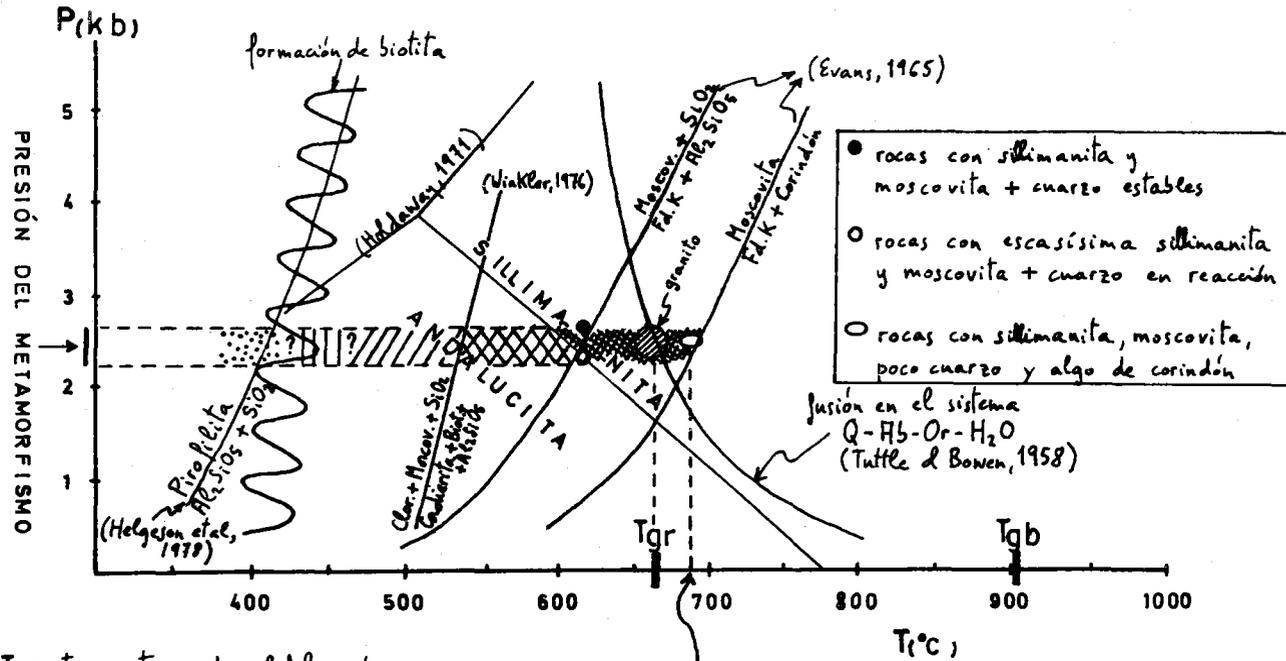
b) T roca encajante $\approx 300^\circ \text{C}$, a causa del metamorfismo regional.

c) $\sigma \approx 1$, siendo $\sigma = K_1 \cdot k_0^{1/2} / K_0 \cdot k_1^{1/2}$, en donde K_0 y K_1 son las conductividades respectivas del encajante y del cuerpo intrusivo solidificado, y k_0 y k_1 las difusividades respectivas. $\sigma = 1$ es el valor aproximado en el caso de una intrusión granítica en rocas pizarrosas y areniscosas alteradas.

d) Calor de cristalización magmática $\approx 80-100 \text{ cal./gr}$.

Con estos datos, Jaeger predice T máxima $\approx 750^\circ \text{C}$, temperatura

CONDICIONES P-T DEL METAMORFISMO DE CONTACTO



T_{gr} temperatura de solidificación del granito de Castilblanco

TEMPERATURA MÁXIMA DE METAMORFISMO

T_{gb} temperatura de solidificación de los gabros (de Hollaway & Burnham, 1971)

- zona de la clorita
- " " " biotita
- " " " andalusita
- " " " cordierita
- " " " sillimanita

Fig. 4.3

que puede ser rebajada ligeramente (unos 30°C) suponiendo la existencia de agua en el encajante. Además, T máxima en el metamorfismo es, por razón de cinética de las reacciones, ligeramente inferior a T máxima absoluta, ya que ésta se mantiene poco tiempo ¹.

Para calcular T máxima producida por el granito de Castilblanco hay que introducir en los datos anteriores la modificación de que T intrusión granito $\approx 665^{\circ}\text{C}$ (fig. 4.3). Así, T máxima teórica resulta $\approx 580^{\circ}\text{C}$, insuficiente para producir sillimanita en el encajante. Otra cosa es la temperatura que alcanzarían los enclaves centimétricos de este granito, ya que al estar inmersos en el magma se acercan mucho más a la temperatura de éste: a juzgar por la formación de sillimanita, es posible deducir que superaron los 600°C (fig 4.3).

¹ La diferencia entre T máxima absoluta y T máxima efectiva viene condicionada sobre todo por el tamaño del cuerpo calorífico en la dirección perpendicular al contacto. Con valores de 10Km o superiores, T máxima absoluta es prácticamente igual a T máxima efectiva (véase la fig. 1.6 de Turner, 1981).

4,2 LAS ROCAS PLUTONICAS BASICAS

4.2.1 RASGOS GENERALES

En la cartografía, las rocas plutónicas básicas forman esencialmente dos bandas cuyos límites están muy controlados por la tectónica tardiherciniana de fractura. La banda más meridional arranca de Burguillos y continúa hacia el sur de El Castillo de las Guardas. La otra banda, más ancha, situada ligeramente al norte y separada por un estrecho corredor de rocas sedimentarias y granitoides postectónicos, surge al norte de Villaverde del Rio, y, pasando por Castilblanco y el Ronquillo, continúa hacia Campofrío. Con una escala cartográfica mayor, puede considerarse una sola banda que se extiende con dirección N120E. En la figura 7.22 se observa cómo esta unidad plutónica básica se inserta en el interior de una estructura anticlinorial de gran escala, lo que sugiere un cierto control del plegamiento de primera fase en la intrusión de estas rocas.

Las rocas encajantes son exclusivamente las lutitas y areniscas de la F. El Ronquillo. El metamorfismo de contacto sufrido por las rocas de caja se ha descrito en 4.1 y, de acuerdo con lo allí expuesto, el emplazamiento de las rocas plutónicas básicas tuvo lugar en un nivel de mediana profundidad, a unos 8-9 Km.

Por lo que se refiere a la edad de colocación, los datos existentes indican que tendría lugar durante e inmediatamente después de la primera fase de plegamiento en la región (fig. 4.2). De acuerdo con la edad de las deformaciones en la Zona Sudportuguesa, los gabros de Castilblanco de los Arroyos - Campofrío son del Westfaliense medio.

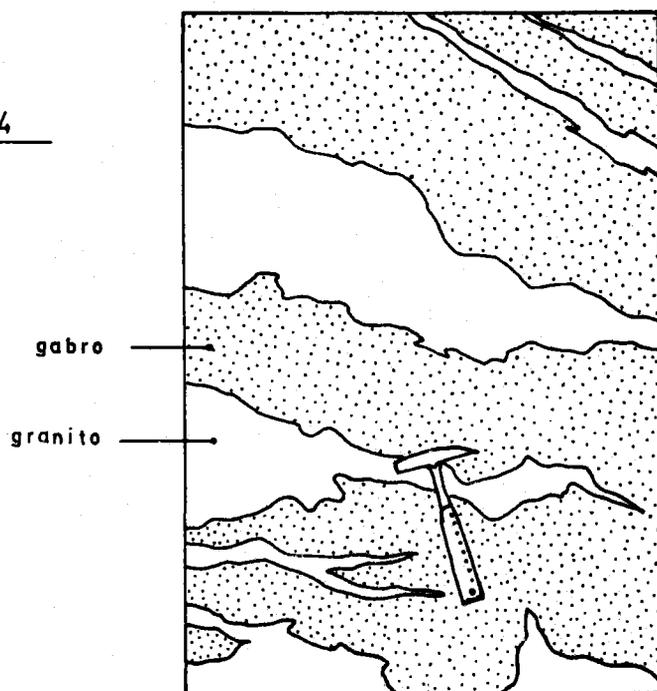
Los macizos básicos están constituidos principalmente por gabros hornbléndicos y gabros hornbléndico - piroxénicos ¹, con afloramientos menores de dioritas, gabro/noritas olivínicas, leuco y mela gabro /noritas, e incluso rocas ultrabásicas. Cartográficamente he podido diferenciar dos conjuntos: a) Unidad del Moro, así llamada por tener su mejor afloramiento en el cerro del Moro, al norte de Burguillos; b) Unidad de la Serrezuela, nombre del paraje situado al sur del embalse del Cala. En el primer conjunto afloran ampliamente los gabros /noritas olivínicas, sin faltar los ricos en hornblenda; esta unidad se caracteriza además por presentar un bandeo más o menos notable. En el conjunto de la Serrezuela, que constituye afloramientos mucho

¹ La nomenclatura utilizada es la de la Subcomisión I.U.G.S. para la sistemática de las rocas ígneas (1973), N. Jahrb. Mineral. Monatsh, 149-164.

más extensos, el bandeado falta casi absolutamente; las rocas tienen siempre mucho anfíbol y son más monótonas mineralógicamente.

En el afloramiento que se extiende desde más allá de El Garrobo hasta la Rivera de Huelva, existe una extraordinaria cantidad de rocas granitoides intruidas en el interior de la masa gabroide, al punto de que en el sector de la Dehesa del Marqués y en otros parajes menos extensos, se hace necesario cartografiar con entidad individual una masa compuesta por ambos tipos de roca. Otro tanto debe decirse de los afloramientos de la casa de Matute y cerro Tejoneras, unos kilómetros al norte de Castilblanco. La figura 4.4 da una idea de las relaciones entre los gabros y los granitoides en estos lugares.

Fig. 4.4



Gabro intruido por granito postectónico. Esta profunda mezcla de rocas es general en la zona de El Garrobo.

4.2.2 UNIDAD DEL MORO. PETROGRAFIA

Los dos únicos afloramientos cartografiables de esta unidad son el que se extiende entre los cerros del Moro y del Algarrobito, al norte de Burguillos, y el que se dispone junto a la Rivera del Cala, al norte de Castilblanco. Muy cerca de este segundo afloramiento aparece algún otro no cartografiable y de límites mal definidos. El rasgo más característico de estas rocas es el bandeo, que se describirá en el apartado siguiente.

4.2.2.1 ESTRUCTURA BANDEADA Y TIPOS DE GABRO.

Dos son los tipos de bandeo que pueden reconocerse en el campo. El primero consiste en una alternancia de bandas claras y oscuras, leuco y melagabros respectivamente; el espesor de cada una de estas franjas es del orden de 10-50 cm. Se trata del "rhythmic layering" de los autores anglosajones (Wager, 1968). En el interior de las bandas se reconoce una laminación paralela, definida por la orientación de los minerales y por un microbandeo composicional de pobre desarrollo. El bandeo rítmico aparece únicamente en los alrededores del cerro del Moro. Más abundantes son los afloramientos del segundo tipo de bandeo, asimilable al "cross-bedded type of layering". En efecto, su geometría es comparable con la estratificación cruzada de rocas areniscosas. Las rocas con este bandeo se sitúan sobre las que poseen bandeo rítmico; a su vez, los gabros masivos están por encima de los que poseen bandeo con estratificación cruzada: tales son las relaciones que aparecen en un corte por los cerros de El Moro y de El Algarrobito (fig. 4.5). Los tránsitos son graduales, especialmente el paso entre uno y otro tipo de bandeo. En el afloramiento que queda al oeste de Castilblanco las relaciones están muy poco claras. El origen de las estructuras bandeadas se trata en el apartado 4.2.5.1

Como se ha indicado ya, la petrografía de la Unidad del Moro es

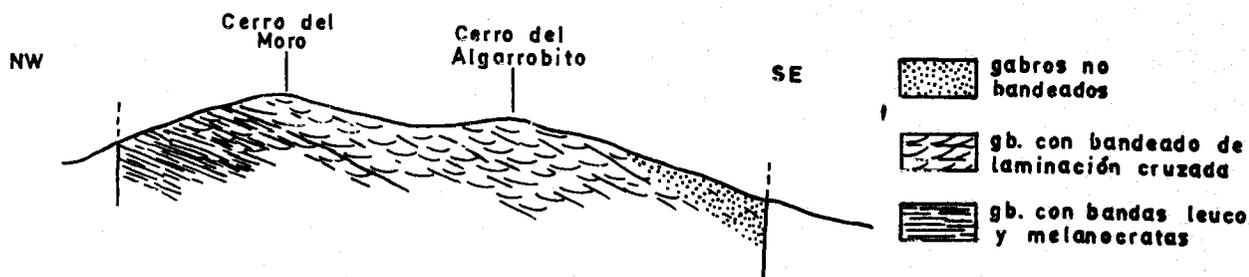


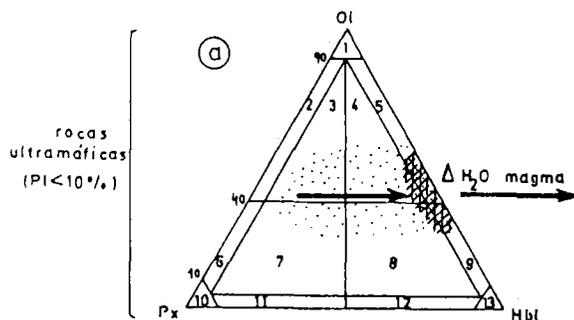
FIG. 4.5 . La Unidad del Moro en el afloramiento de los cerros Moro y Algarrobito.

más variada que la de la Unidad de la Serrezuela. Ello se debe, en esencia, a dos diferencias en la cristalización: a) en los gabros del Moro concurren los procesos causantes del bandeado, y esta estructura (especialmente el bandeado rítmico) implica la formación de diversos tipos de roca, especialmente variedades leucocratas y melanocratas; b) en la Unidad de la Serrezuela hubo siempre una cantidad importante de agua en el magma, lo que se tradujo en el dominio absoluto de los gabros hornbléndicos.

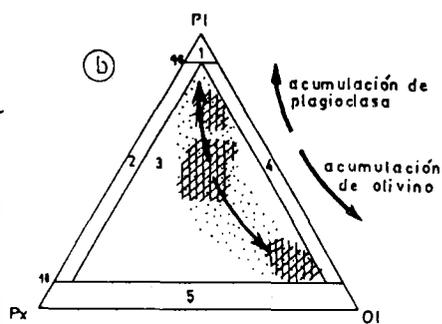
La figura 4.6 es una expresión de la variedad petrográfica en el conjunto del Moro. Se han señalado con doble rayado las composiciones modales observadas y con punteado las composiciones intermedias posibles, suponiendo que la dispersión se debe fundamentalmente a los dos grandes procesos avanzados: la cristalización en condiciones variablemente hidratadas y el fenómeno de la acumulación. La descripción petrográfica que se expone a continuación está ordenada sobre la base de la importancia de los procesos de acumulación.

FIG. 4.6

Composición modal de las rocas de la Unidad del Moro

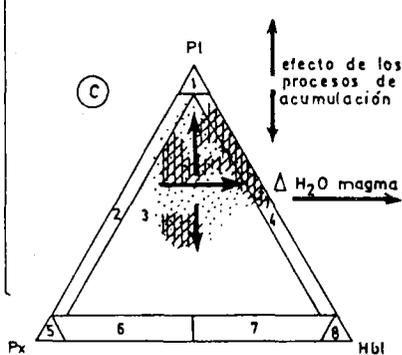


- 1 dunita
- 2 peridotitas piroxénicas
- 3 } " hornbléndico-piroxénicas
- 4 } " hornbléndicas
- 5 " hornbléndicas
- 6 piroxenitas olivínicas
- 7 " hornbléndico-olivínicas
- 8 hornblenditas piroxénico-olivínicas
- 9 " olivínicas
- 10 piroxenitas
- 11 " hornbléndicas
- 12 hornblenditas piroxénicas
- 13 "



- 1 anortosita (plagioclasita)
- 2 gabro/norita
- 3 " / " , olivínica/a
- 4 troctolita
- 5 rocas ultramáficas con plagioclasa

rocas gabroides



- 1 anortosita (plagioclasita)
- 2 gabro/norita
- 3 " / " de piroxeno y hornblenda
- 4 gabro hornbléndico
- 5 piroxenitas con plagioclasa
- 6 " hornbléndicas con plag.
- 7 hornblenditas piroxénicas con plag.
- 8 " con plag.

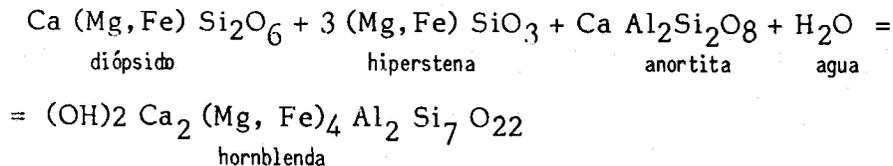


composiciones modales de las muestras estudiadas

posible variación modal absoluta

4.2.2.2 GABROS SIN TEXTURA DE ACUMULADO

En las rocas no diferenciadas por procesos de acumulación, la tendencia de variación esencial es la sustitución de los piroxenos y el olivino por el anfíbol. La ecuación general que representa la transformación de los piroxenos en hornblenda es del tipo:



GABROS NO HORNBLÉNDICOS

Se incluyen en este epígrafe los gabros no acumulados en que el anfíbol es comparativamente escaso; no es un tipo de roca frecuente.

La composición mineralógica esencial que presentan es la siguiente (los porcentajes se dan siempre en volumen): plagioclasa (55-60%), olivino (5-18%), piroxeno cálcico (20-28%), ortopiroxeno (2-10%). El anfíbol ígneo puede estar en cantidad inferior al 1% o bien llegar hasta el 20%, que es el límite superior impuesto a este grupo. Las abundancias de ortopiroxeno y de olivino están en relación inversa, lo cual debe ser reflejo de la relación de reacción que debe existir entre ambos minerales.

Las relaciones texturales indican con claridad la cristalización precoz del olivino, que forma granos subredondeados a los cuales se adaptan los demás minerales. La plagioclasa, que rodea al olivino al igual que lo hace el piroxeno cálcico, cristalizaría sin embargo poco tiempo después. Un examen cuidadoso permite establecer las relaciones entre plagioclasa y piroxeno cálcico: las zonas externas de las plagioclasas están intercrecidas con el piroxeno augítico pero nunca penetra éste hasta los núcleos de aquéllas. El piroxeno ortorrómbico empezó a cristalizar ligeramente después que su pareja cálcica; rodea al olivino y es poiquilítico y /o intersticial respecto de la plagioclasa y el piroxeno augítico. Las rocas poseen una textura más o menos orientada, siendo la plagioclasa el mineral que permite visualizar los planos de flujo.

A continuación se ofrecen datos ópticos de los minerales, a fin de

Algunas de las transformaciones mineralógicas hidrotermales comunes en estas rocas deben ligarse probablemente a una etapa inmediatamente posterior al fin de la consolidación magmática, caracterizada por fluidos hidrotermales calientes muy corrosivos. En ese momento, se originaría el anfíbol que se presenta en pajillas desordenadas, incoloras, y que sustituye a la hornblenda ígnea y/o al piroxeno. Las determinaciones ópticas de este mineral son difíciles, dado el pequeño tamaño de los cristales; en una ocasión, los datos obtenidos han sido los siguientes: $2V_z = 71^\circ$; ángulo $Z-c = 17^\circ$; $\Delta n = 0,019$; indicando una composición pargasítica, es decir, algo enriquecida en Na en relación con la hornblenda común.

A través de sus abundantes fracturas, el olivino está variablemente serpentinizado. El ortopiroxeno (bronzita) se presenta a veces en transformación a un agregado de grano muy fino en el que dominan lo que pueden ser pequeñísimas pajillas de talco. La escasa biotita que pueda existir se halla más o menos cloritizada (ripidiolita)

GABROS HORNBLENDICOS

Estas rocas son microscópicamente iguales a los gabros hornbléndicos de la Unidad de la Serrezuela, siendo la única diferencia entre ambos la estructura de bandeado tipo laminación cruzada que aparece en los que aquí tratamos (Unidad del Moro).

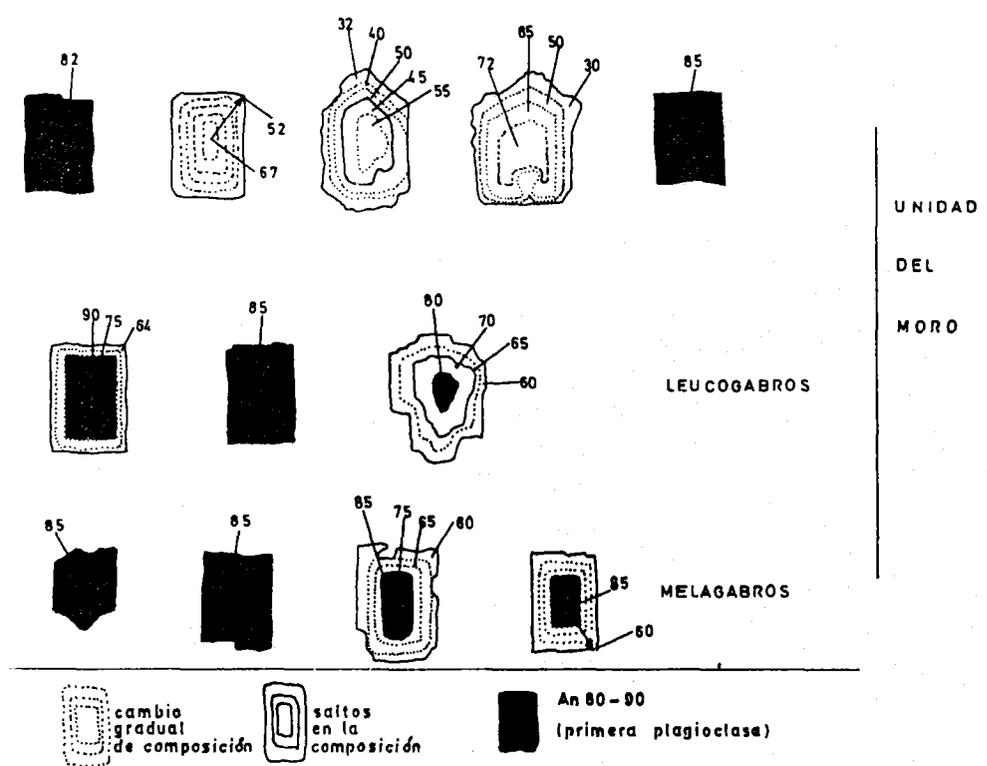
En lo esencial, la composición mineralógica es plagioclasa (50-65%) y anfíbol (45-25%), salvo en los términos de transición a gabros no hornbléndicos. Accesoriamente, aparecen mena (< 3%), biotita (< 3%), esfena (< 2%), apatito (< 1%), turmalina verde (<< 1%) y circón (<< 1%).

La textura está dominada por un entramado de plagioclasa + anfíbol, en el que las formas más regulares corresponden siempre a la plagioclasa. Tanto el piroxeno como, aún más claramente, el anfíbol, cristalizaron después que los núcleos de plagioclasa; el piroxeno cristalizó al tiempo que lo hicieron las orlas intermedias o externas de la plagioclasa zonada (anortita 65-50, aproximadamente), y la hornblenda se formó simultáneamente con las orlas más externas (anortita < 55); esto es lo que sugieren las relaciones texturales de estos cristales.

La transformación del piroxeno en anfíbol puede estar más o menos avanzada. Otros aspectos texturales dignos de mención son :

FIG. 4.7

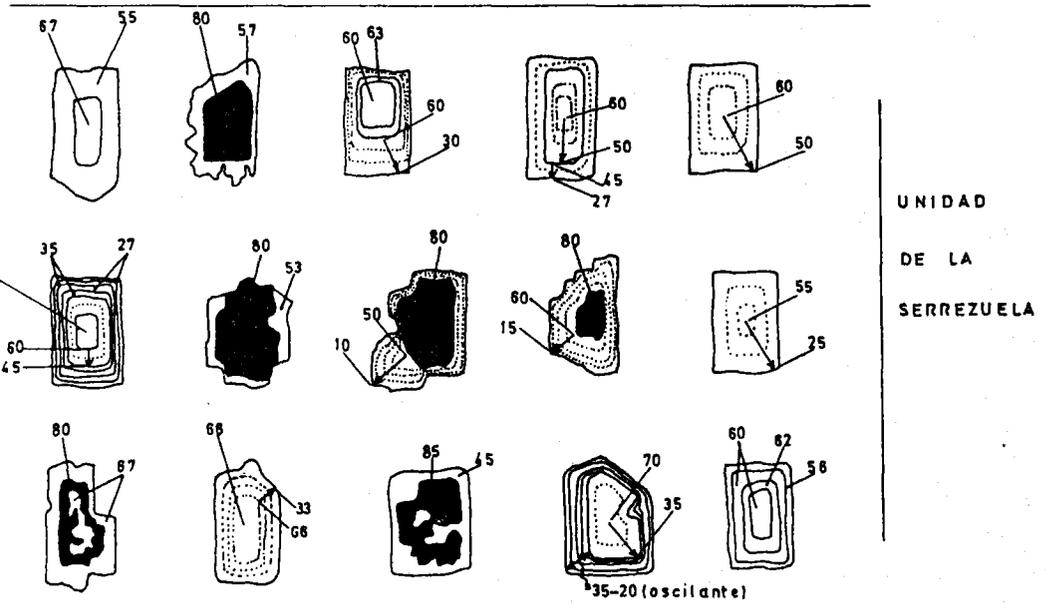
— PLAGIOCLASAS DE LOS GABROS —



LEUCOGABROS

MELAGABROS

UNIDAD
DEL
MORO



UNIDAD
DE LA
SERREZUELA

la existencia de gabros pegmatoides; la relación anfíbol- mena-biotita, que sugiere una reacción del tipo anfíbol + mena = biotita; y el hábito de prismas cortos del apatito, conforme con su génesis plutónica (Wyllie et al., 1962).

La plagioclasa, subidiomorfa, intensamente maclada, presenta zonación normal. En la figura 4.7 se muestran tipos de plagioclasa hallados en estas rocas.

El piroxeno que ha sido determinado es augítico (ángulo $Z-c = 46^\circ$; $2Vz = 48^\circ$), no obstante ser probable la existencia adicional, subordinada, de piroxeno ortorrómbico. Suele aparecer como zonas irregulares, reliquias de granos mayores, incluidas en hornblenda

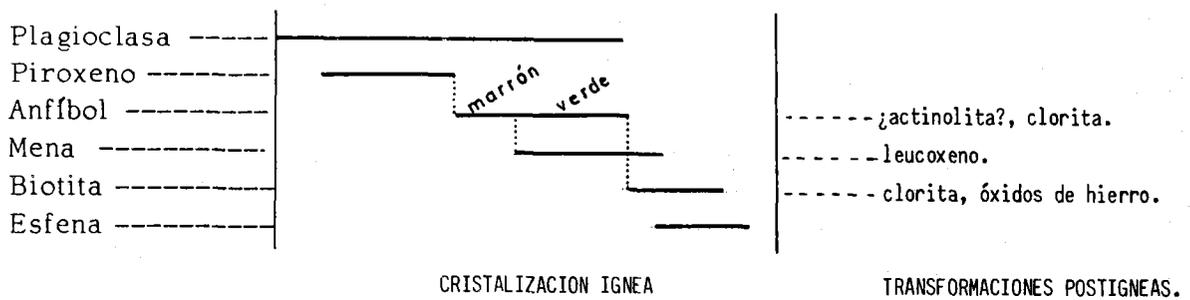
Se han distinguido dos tipos de anfíbol entre los que hay, al menos en sus propiedades ópticas, gradación: anfíbol marrón amarillento y anfíbol verdoso. Es posible encontrar sólo anfíbol verdoso, pero es más frecuente observar una zonación en la que el de color marrón se sitúa en partes internas, aureolado por hornblenda verde, e incluso puede llegar a aparecer una corona final delgada de color verde azulado.

El anfíbol marrón se caracteriza por: pleocroismo Z, Y marrón amarillento, X amarillo claro; ángulo $Z-c = 14-19^\circ$; $2Vx = 75-85^\circ$; estos datos sugieren que se trata de kaersutita; los ángulos de extinción relativamente altos pueden significar bajas razones Fe^{3+} / Fe^{2+} (Deer et al., 1963) y/o composiciones transicionales a hornblenda común.

El anfíbol verdoso (hornblenda) se caracteriza por: pleocroismo Z, Y verde, X verde amarillento muy suave; ángulo $Z-c = 16-18^\circ$; $2Vx = 72-84^\circ$.

La existencia de gabros pegmatoides se ha señalado antes. Aparecen en venas que tienen un espesor de varios centímetros o incluso algunos decímetros, y que atraviesan discordantemente las estructuras de flujo de los gabros habituales. Petrográficamente, salvo en el tamaño de los cristales, estas rocas son idénticas a los gabros hornbléndicos de grano medio, siendo reseñable únicamente el hecho de que nunca se encuentra rastro de piroxeno, es decir, la transformación piroxeno-anfíbol es siempre completa en los gabros pegmatoides.

La secuencia de cristalización de los gabros hornbléndicos se puede sintetizar en un cuadro como el siguiente:



Las alteraciones consisten en la formación de anfíbol incoloro en pajillas (¿actinolita?), reemplazando al anfíbol ígneo, la transformación parcial de la mena en leucoxeno, y la cloritización de la biotita y a veces del anfíbol.

4.2.2.3 GABROS CON TEXTURAS DE ACUMULADO

En estas rocas se superponen dos tendencias de variación, a saber, la sustitución de olivino y piroxeno por anfíbol, y la que es debida a los procesos de acumulación (fig. 4.6).

Las texturas corresponden a los ortoacumulados y mesoacumulados de Wager (1968) y sólo son acumulados ("cumulus") los dos minerales que primero cristalizaron: plagioclasa y olivino. Una cierta orientación de flujo suele ser visible en los cristales de plagioclasa.

LEUCOGABROS (ACUMULADOS DE PLAGIOCLASA)

Están dominados por la plagioclasa, que constituye entre un 65 y un 85% del total (en volumen). El resto son minerales máficos en posición de interacumulados, salvo algunos casos en que existe una pequeña cantidad de olivino; entonces, el olivino es claramente de cristalización precoz respecto de piroxenos y anfíboles, y se debe concluir que ha habido acumulación de plagioclasa sin una perfecta segregación de olivino. Sólo los núcleos de plagioclasa se acumularon; las zonas que los rodean, generalmente poco desarrolladas, cristalizaron al tiempo que los minerales que aparecen en posición de interacumulados. En efecto, tanto la interpenetración de tales zonas externas de los cristales de plagioclasa con piroxenos y anfíboles, como el hecho de que en los casos de plagiocla

sa no zonada (textura de ortoacumulado) la composición de ésta se corresponda con la de los núcleos, inducen a dicha interpretación. Prácticamente no se encuentra piroxeno ortorrómbico, lo que parece debido a la separación precoz y muy efectiva del olivino. El cociente piroxeno cálcico/anfíboles es muy variable, distinguiéndose leucogabros y leucogabros hornbléndicos. La mena es un constituyente accesorio, así como escasísima turmalina.

La plagioclasa es casi idiomorfa, si no está zonada; en caso contrario, su borde externo es más o menos irregular. Abundantemente maclada, su composición se determina fácilmente: los resultados aparecen reflejados en la figura 4.7. La plagioclasa acumulada es bitownita cálcica (An 80-90). En algunos casos, la falta de un amplio núcleo sin zonar y las composiciones menos cálcicas hacen pensar en una importante reacción con el líquido intercumulus.

El olivino, raro y escaso, se presenta en granos redondeados subidiomorfos. Por su ángulo axial ($2V=90^\circ$) se deduce la composición Fo85.

El piroxeno es incoloro y totalmente xenomorfo. $2Vz=58-62^\circ$.

Como ya se ha visto y se desarrollará más extensamente al tratar de los gabros de la Serrezuela, el anfíbol varía entre el de pleocroismo marrón amarillento y el de color verdoso. Los datos ópticos obtenidos corresponden a este último tipo, netamente dominante: ángulo Z-c = $14-17^\circ$; $2Vx=74-81^\circ$.

MELAGABROS Y ROCAS ULTRABÁSICAS (ACUMULADOS DE OLIVINO)

La cantidad de plagioclasa de las rocas de este grupo es variable entre 0 y 30%, lo que naturalmente implica grandes porcentajes de minerales máficos, con un incremento especialmente acusado en el % de olivino. Aunque hay ejemplos con enorme cantidad de olivino (hasta un 75%), lo frecuente es observar concentraciones más moderadas de este mineral. Si los minerales acumulados (concentrados o segregados) son sólo, como parece, los núcleos de plagioclasa y el olivino, la cantidad de líquido que habría entre ellos debió ser aquí superior a la que habría en los leucogabros. Si ese líquido magmático tuviese una composición de magma gabroide normal, la cantidad de plagioclasa que se habría formado tras la acumulación sería mucho mayor de lo que se observa; por lo tanto, el líquido debía tener una composición residual.

Otros minerales ígneos son piroxenos, anfíboles y, como accesorios, mena, biotita-flogopita, espinela verde.

La textura común es poiquilítica, con piroxeno y/o anfíbol englobando cristales subidiomorfos de olivino y , en ocasiones, plagioclasa. Otras veces, la plagioclasa misma está englobando también granos de olivino y, puesto que la composición de esta plagioclasa es la de los núcleos acumulados, esta disposición corresponde a la denominada textura de heteroadacumulado (Wager, 1968). La observación detallada permite obtener criterios sobre las relaciones temporales de la plagioclasa con piroxenos y anfíboles; así, las relaciones geométricas sugieren: 1ª) cristalización de plagioclasa An 85 (y de olivino); 2ª) piroxenos; 3ª) plagioclasa An 85-62.

Atendiendo a la nomenclatura petrográfica, en este grupo se encuentran los siguientes tipos de rocas: melagabros y melagabronoritas hornbléndico-piroxénicos y olivínicos; hornblenditas olivínicas con y sin piroxeno; y peridotitas hornbléndicas con y sin piroxeno.

La plagioclasa presenta núcleos de An 85 y, cuando está zonada, bordes progresivamente más sódicos (fig. 4.7).

El olivino , $2Vx = 86-92^\circ$, es Fo 25-10.

El piroxeno cálcico es una augita: $2Vz = 50-53^\circ$.

El piroxeno ortorrómbico es bronzita, con un 25% de componente ensatita ($2Vx = 70^\circ$).

También en estas rocas pueden observarse a veces dos generaciones de anfíbol ígneo , cuya relación es la ya indicada antes: anfíbol marrón en las zonas internas y verdoso en las externas.

El anfíbol marrón posee pleocroismo intenso entre el marrón rojizo (Z, Y) y el marrón amarillento claro (X); $2Vx = 88^\circ$; ángulo Z-c = $5-9^\circ$; corresponde claramente a kaersutita con una razón Fe^{3+} / Fe^{2+} alta.

Hay anfíbol marrón con un pleocroismo menos intenso y mayores ángulos de extinción, que parece corresponder a términos intermedios entre kaersutita y hornblenda verde.

El anfíbol verdoso tiene pleocroismo de intensidad media o débil, con el tono más fuerte según Z e Y; $2Vx = 80^\circ$; ángulo Z-c = $17^\circ \Delta \sim 0,018-20$. Es hornblenda verde, con $Fe^{2+} + Mn / Mg \sim 2,3$ (Tröger et al., 1971, fig. 187-2).

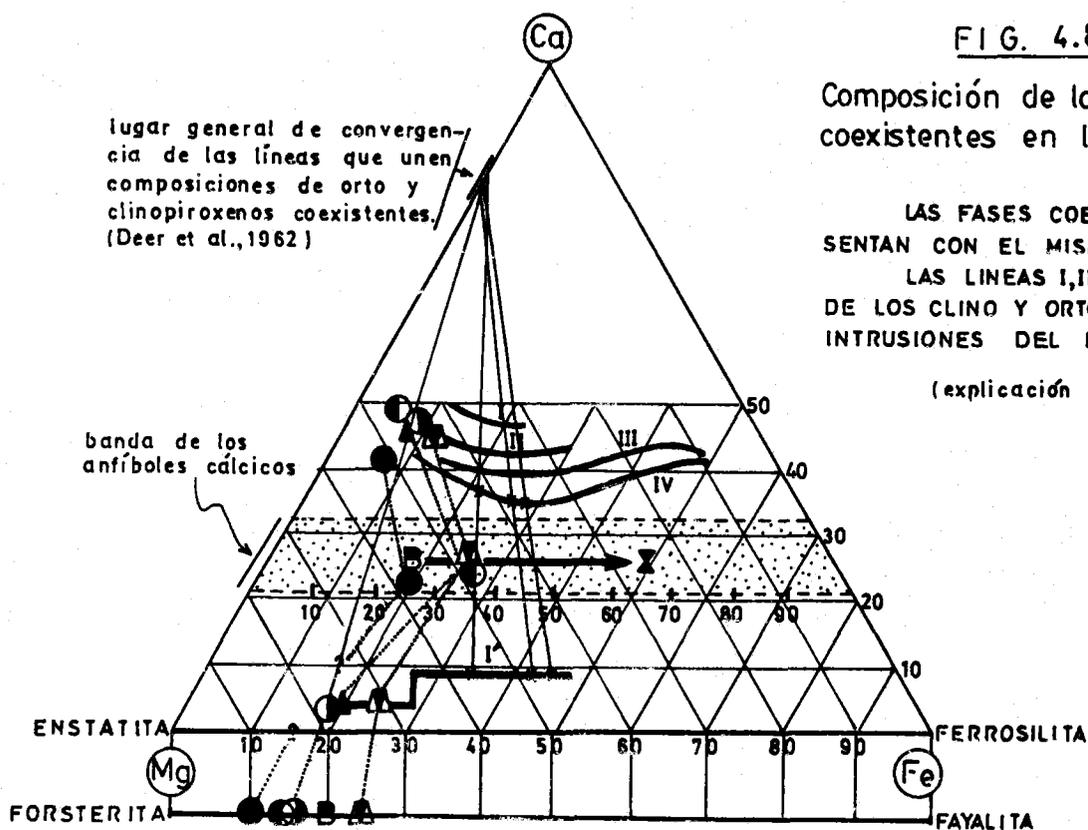
Sin embargo, en rocas ultramáficas existe, en lugar de éstos, un anfíbol verdoso ópticamente positivo: $2Vz = 86^\circ$; ángulo Z-c = 18° . Es pargasita (aproximadamente, 20% Mg^{2+} y 80% Fe^{2+} ; Tröger et al., 1971, fig. 186-2).

Tal vez, la explicación de esta mayor cantidad de sodio en el anfíbol (pargasítico) sea que la separación absoluta o casi absoluta de núcleos muy cálcicos de plagioclasa aumentó fuertemente la razón Na/Ca del líquido

restante.

El anfíbol sustituye normalmente al piroxeno, pero puede observarse también formando una corona alrededor del olivino.

La secuencia de cristalización en los gabros con texturas de acumulación es idéntica a la que presentan los gabros no acumulados.



lugar general de convergencia de las líneas que unen composiciones de orto y clinopiroxenos coexistentes. (Deer et al., 1962)

banda de los anfíboles cálcicos

FIG. 4.8

Composición de los ferromagnesianos coexistentes en los gabros.

LAS FASES COEXISTENTES SE REPRESENTAN CON EL MISMO SIMBOLO.

LAS LINEAS I, II, III, IV y I' SON EVOLUCION DE LOS CLINO Y ORTOPIROXENOS EN OTRAS INTRUSIONES DEL MUNDO.

(explicación en el texto)

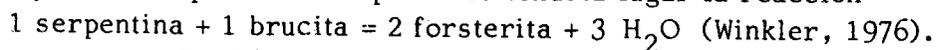
En el triángulo Ca - Fe - Mg (fig. 4,8), se han representado composiciones de piroxenos, hornblenda y olivino que aparecen asociados en una misma muestra. Estas composiciones se han deducido a partir de las medidas ópticas, por lo que no son muy rigurosas. En el caso de los piroxenos monoclinicos, la posición en el diagrama se ha elegido teniendo en cuenta el ángulo $2V$ y que las líneas que unen las parejas clinopiroxeno-ortopiroxeno (éstos últimos mejor determinados) suelen ir a para muy cerca del punto 75% Ca en el lado Mg-Ca del triángulo; en consecuencia, su posición en el diagrama es sólo aproximada. Por otro lado, la relación entre el $2V$ de la hornblenda y su razón Fe^{2+} / Mg parece suficientemente buena, pero como la cantidad de Fe^{3+} no es conocida con exactitud, de la misma manera que se desconoce el cociente exacto $Ca / Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg$, la posición de los anfíboles en el diagrama sólo puede establecerse de forma aproximada: en este caso, se señala una franja paralela al lado Mg - Fe, dentro de la cual se sitúan normalmente las composiciones de los anfíboles cálcicos (Deer et al., 1963), y la posición hacia el Mg o el Fe queda más o menos determinada con el ángulo $2V$. A pesar de estas inexactitudes, la figura permite hacer algunos comentarios.

Es claro que Fe total / Mg es siempre notoriamente mayor en el anfíbol que en piroxenos y olivinos que con él coexistan. Significa esto que en la formación de anfíbol ígneo a partir de los otros minerales el líquido magmático ha de aportar Fe o, dicho de otra manera, la formación de anfíbol - hace que el líquido magmático residual adquiera un cociente Fe / Mg inferior al que tendría si sólo cristalizasen olivino y piroxenos. También se observa que en la transformación del piroxeno augítico en hornblenda hay liberación de Ca , mientras que hay necesidad de Ca para pasar la bronzita o el olivino a hornblenda; se comprende así por qué esta última transformación es mucho más imperfecta generalmente que la del piroxeno cálcico. Finalmente, puede notarse que el cociente Fe / Mg es prácticamente igual en el olivino y la bronzita coexistentes.

Las alteraciones están bien desarrolladas en los minerales ferromagnesianos, especialmente olivino y anfíbol. El olivino se encuentra siempre en avanzado estado de transformación, originando los agregados mineralógicos siguientes:

Serpentina (especialmente crisotilo) + mena
 " " " + brucita + mena
 Clorofeita + mena.

La presencia de serpentina señala que X_{CO_2} en las soluciones hidrotermales fué muy baja (Winkler, 1976, p. 153). El fuerte aumento de volumen que implica la serpentización ($\sim 37\%$; Page, 1976) se refleja en las grietas radiales que aparecen en los minerales que rodean al olivino serpentizado. En algunas rocas, la serpentina y la brucita, esta última en placas de aspecto micáceo que alcanzan notable tamaño (extinción recta, elongación negativa, birrefringencia media - baja, uniaxial positiva), constituyen un porcentaje importante; este par mineralógico determina una temperatura máxima del orden de 400° , ya que con temperaturas superiores tendría lugar la reacción



A expensas del anfíbol ígneo y del piroxeno se forman pajillas desordenadas de anfíbol cuyas características ópticas son: $2V_x = 81^\circ$; ángulo $Z-c = 17^\circ$; color verde suavísimo.

Como se justificará al tratar de los gabros de la Serrezuela, este último tipo de transformación se verificaría con una temperatura elevada, no inferior a 500° C .

4.2.3 UNIDAD DE LA SERREZUELA. PETROGRAFIA

Ocupa una extensión muy superior a la de la Unidad del Moro, y es extremadamente monótona. Está constituida por gabros hornbléndicos, gabros hornbléndico-piroxénicos, dioritas y, en cantidad insignificante, cuarzodioritas y tonalitas. Salvo en puntos muy concretos, su estructura es masiva, carente de cualquier bandeo, y donde éste existe su continuidad lateral parece mínima y su génesis debe ser distinta de la del bandeo de la Unidad del Moro. Por el contrario, es frecuente, aunque volumétricamente muy poco importante, la aparición de venas y parches pegmatoides. También hay cuerpecillos de tamaño centimétrico, subsféricos, constituidos por cuarzo y albita.

La suma de las cantidades de plagioclasa y anfíbol (más, en ocasiones, reliquias de piroxeno) oscila entre el 90 y el 98% del volumen total de la roca, siendo siempre algo más abundante la plagioclasa: $65/35 > \text{plag./anfíbol}$. $> 50/50$. El accesorio que nunca falta es la mena (1 a 2%), y son frecuentes apatito y esfena; no son raros minúsculos granillos de circón. Consideración aparte merecen la biotita y el cuarzo: con frecuencia faltan pero, en rocas dioríticas, alcanzan porcentajes significativos tales como un máximo de 10% de cuarzo o de 5% de biotita. En las escasísimas cuarzodioritas, la cantidad

de máficos es menor y el cuarzo puede llegar al 20%.

La textura dominante es un entramado más o menos equidimensional de plagioclasa y anfíbol, con dominio de las formas subidiomorfas en los cristales de plagioclasa, y subidiomorfas o xenomorfas en los anfíboles. En el detalle se observa que el anfíbol puede estar intercrecido con las zonas externas de las plagioclasas, pero nunca con los núcleos. En otras ocasiones, el anfíbol se presenta netamente poiquilítico, englobando cristales de plagioclasa.

Las venas, zonas o parches pegmatoides son un rasgo llamativo. Quizás es significativa la observación de que en estos gabros de la Unidad de la Serrezuela los cuerpecillos pegmatoides suelen tener tránsitos graduales con la roca de grano normal, mientras que en los gabros del Moro aparecen en general como venas tortuosas que cortan una masa ya consolidada.

Relativamente frecuentes son unos cuerpecillos centimétricos constituidos por cuarzo y albita, que están rodeados por una estrecha banda oscura en la que se concentra el anfíbol. Su forma más común es subesférica, pero también son alargados. Su composición cuarzoalbitica sugiere que han intervenido en su formación soluciones residuales.

La plagioclasa es subidiomorfa, maclada, y generalmente zonada. La zonación es conjunto normal, pero no son raras las oscilaciones (fig. 4.7).

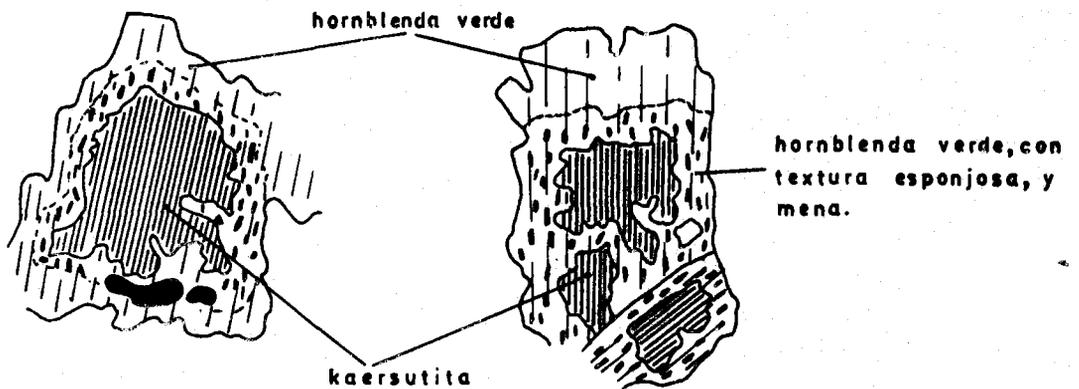
De la misma forma que en rocas de la Unidad del Moro, hay dos clases de anfíbol: anfíbol marrón y anfíbol verdoso. Las relaciones entre ellos ya han sido expuestas: color marrón en los núcleos y verdoso en los bordes, con pasos unas veces graduales y otras bruscos. En los casos en que hay anfíbol fuertemente marrón rojizo (kaersutita), puede observarse cómo se desestabilizó en favor del de color verdoso: en efecto, los núcleos rojizos aparecen corroidos y rodeados por anfíbol verdoso de textura esponjosa, que está plagado de diminutos granillos de mena orientados miméticamente siguiendo las líneas de exfoliación del anfíbol en el que están incluidos (fig. 4.9). Rodeando al anfíbol esponjoso aparece anfíbol verdoso normal. Parece clara la siguiente secuencia de acontecimientos: 1) cristalización del anfíbol marrón rojizo (kaersutita). 2) kaersutita = hornblenda verde + mena (probablemente ilmenita). 3) cristalización de hornblenda verde.

De acuerdo con la discusión que se hará en el apartado de petrogénesis, parece que lo que determina la aparición de uno u otro tipo de anfíbol es que se haya iniciado o no la cristalización de la mena, es decir, la mayor o menor disponibilidad que del Ti del magma puede tener el anfíbol. En los casos en que previamente se había formado un anfíbol muy rico en Ti (kaersutita

de fuerte color marrón rojizo), la inestabilidad de éste en las nuevas condiciones químicas impuestas por la cristalización de mena puede llevarle a sufrir la intensa corrosión descrita hace un momento.

Fig. 4.9

DESESTABILIZACIÓN DEL ANFÍBOL TITANÍFERO



Los valores de los ángulos Z-c y 2V de los anfíboles marrones están representados en la fig. 4.10, en la que se han distinguido los cristales marrones con algún tinte verdoso de los de fuerte color marrón rojizo. Estos últimos tienen ángulos de extinción más pequeños y pueden considerarse kaersutitas típicas; los ángulos de extinción de los primeros, más altos, pueden significar un cociente Fe^{3+} / Fe^{2+} más pequeño o una menor cantidad de Ti, es decir, un tránsito de kaersutitas a hornblendas comunes.

También se han determinado ángulos 2V y Z-c de anfíboles verdes, junto con estimaciones de la birrefringencia que no eran posibles en los anfíboles

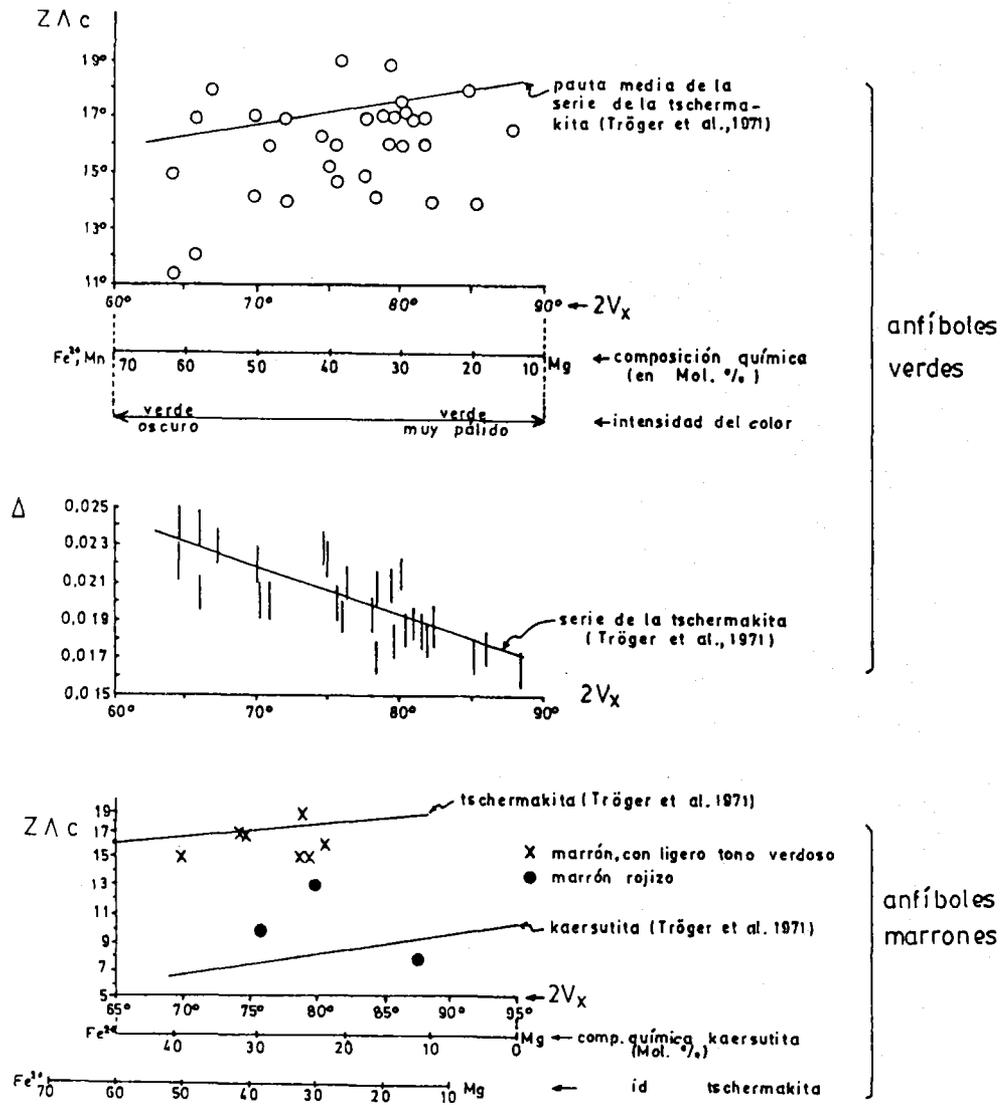


FIG. 4.10

Caracteres ópticos de los anfíboles de la Unidad la Serrezuela

marrones, dada su fuerte absorción; estos datos se ofrecen en la figura 4.10, y se observa en ella que es aceptable el ajuste con las pautas de variación propias de hornblenda (Tröger et al., 1971; Deer et al., 1963). El ángulo 2V muestra una buena correlación con la sustitución $Fe^{2+} + Mn \rightarrow Mg$, según los datos ofrecidos por los autores citados; de acuerdo con ellos, en las rocas estudiadas hay una amplia gama de hornblendas desde Mg 90-(Fe^{2+} , Mn) 10 hasta Mg 40-(Fe^{2+} , Mn) 60, aproximadamente, estando las hornblendas más magnésicas en las rocas más básicas, y las más férricas en las rocas cuarzodioríticas.

El piroxeno es raro y escaso; las reliquias observadas corresponden a augita.

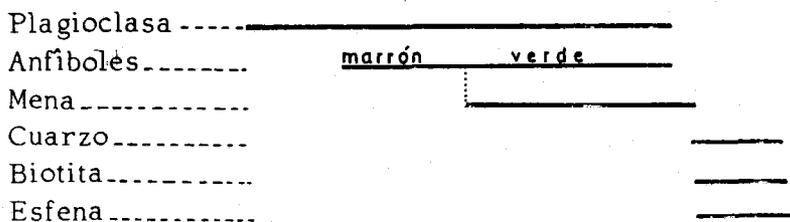
La biotita, cuando aparece, lo hace en plaquitas pequeñas que con frecuencia guardan una estrecha relación con la mena y el anfíbol, de forma que se sugiere la reacción anfíbol + mena = biotita.

El cuarzo es siempre intersticial, lo que evidencia su tardía cristalización.

La mena no aparece nunca incluida en las plagioclasas, salvo en el borde de los cristales; tampoco está nunca dentro del anfíbol marrón y sí en el anfíbol verdoso. En consecuencia, cristalizó al mismo tiempo que lo hacía la hornblenda. La mena forma granos generalmente irregulares y muchas veces esqueléticos.

La esfena es siempre intersticial respecto de la hornblenda y, por lo tanto, posterior también a la cristalización de la mena.

La secuencia de cristalización no difiere de la de otros gabros ya descritos:



Las alteraciones encontradas son, en esencia, las ya descritas en casos anteriores. La hornblenda presenta dos tipos de alteración: a) clorita, óxidos de hierro, pistacita; b) agregado de pajillas desordenadas de anfíbol verde muy pálido. La plagioclasa está más o menos sericitizada. La biotita pasa a clorita y óxidos de hierro. Otros minerales de alteración, que no aparecen

texturalmente ligados a un mineral ígneo son, clinozoisita, prehnita ($2Vz = 65^\circ$; elongación negativa respecto de la exfoliación; relieve notable; fuerte birrefringencia) y calcita. Es interesante hacer notar que, cuando existe alteración de anfíbol ígneo a anfíbol en pajillas, pueden verse sin alteración alguna otros minerales y, al contrario, aunque la plagioclasa esté muy sericitizada, la biotita cloritizada y exista epidota, el anfíbol puede estar muy fresco. En consecuencia, podemos ver que hay al menos dos clases de alteraciones, ligadas a procesos probablemente separados en el tiempo y de diferentes condiciones físico-químicas. Puesto que la formación de hornblenda a partir de actinolita tiene lugar, de acuerdo con las observaciones en las rocas metamórficas y de algunos datos experimentales (Liou et al., 1974), hacia los 500°C , y dado que los datos ópticos sugieren que el anfíbol de alteración es más próximo a hornblenda que a actinolita, una temperatura de ese orden debió presidir este proceso de transformación. Por el contrario, la desestabilización de biotita en favor de clorita implica temperaturas más bajas, del orden de $350-400^\circ\text{C}$.

4.2.4 DATOS QUÍMICOS

Los once análisis químicos de roca total que sobre las plutonitas básicas se presentan en este trabajo son insuficientes para un completo estudio, pero permiten distinguir los rasgos químicos esenciales. En la tabla 4.2 se ofrecen los análisis químicos y las normas C.I.P.W. correspondientes, y a continuación se expone una sucinta descripción petrográfica de las muestras analizadas, con el fin de poder comparar las composiciones química y mineralógica. Nótese que en la norma C.I.P.W. no hay anfíbol.

RO-1

Plg. (49%), anf. (43%), cuarzo (5%), biotita + mena + apatito (3%)

Plagioclasa: zonación gradual y normal entre An60 (núcleo) y An 50 (borde)

Anfíbol: hornblenda verde con fuerte color; $2Vx = 64$

PD-26

Plag. (49%), anf. (30%), pirox. cálcico (19%), cuarzo + mena (2%)

Plagioclasa: principalmente An 75, y delgada orla An 58 - 55

Anfíboles: a) hornblenda kaersutítica ($2Vx = 75$); b) hornblenda verde, color pálido, $2Vx = 81$.

PD-27

Plag. (49%), anf. (48%), mena + esfena + apatito (3%)

Plag: amplio núcleo An 60 y orla An 40-37

Anf.: hornblenda verde, 2Vx = 75

PD-29

Plag. (46%), anf. (45%), cuarzo (6%), biotita + esfena + mena (3%)

Plag.: indeterminada (alterada)

Anf.: hornblenda verde, 2Vx = 78

PD-30

Plag. (55%), anf. (35%), biotita (6%), cuarzo (3%), apatito + mena (1%)

Plag: An 66-56

Anf.: hornblenda verde, 2Vx = 78

PD-31

Plag. (44%), anf. (44%), cuarzo (8%), biotita (2%), mena + esfena + apatito (2%)

Plag: esencialmente An 70; orla An 35-30

Anf.: hornblenda verde, 2Vx = 75

U-4

Plag. (70%), anf. (30%),

Plag: An 83

Anf.: hornblenda verde de color muy pálido; 2Vx = 89

PD-35

Plag. (85%), anf. (15%),

Plag: núcleo An 75-70 y borde An 65-60

PD-36

Semejante a PD-35; faltan datos ópticos detallados.

BC-102

Plag. (35-40%), olivino + pirox. + anf. (60-65%), mena (1%)

Plag: An 85-62

Anf.: a) Karsutita, 2Vx=88; b) hornblenda verde pálida, 2Vx = 80

Pirox.: a) cálcico, 2Vz = 53; b) ortorrómbico, 2Vx = 70 (bronzita)

AZ-R08

Plag (58%), pirox. cálcico (24%), olivino (14%), orto pirox. (4%)

Plag: An 77-68

Pirox.: a) 2Vz = 57; b) 2Vx = 78

Oliv.: 2V = 90

Tabla 4.2

Análisis químicos y normas C.I.P.W. de las rocas plutónicas básicas.

	RO-1	PD-26	PD-27	PD-29	PD-30	PD-31	U-4
SiO ₂	50,32	50,48	49,82	52,38	49,86	54,12	46,40
TiO ₂	2,18	0,70	1,46	1,18	1,63	0,98	0,25
Al ₂ O ₃	16,51	17,00	16,09	16,43	16,64	16,14	23,61
Fe ₂ O ₃	1,20	0,82	1,76	0,47	1,11	0,47	0,02
FeO	10,63	6,25	7,31	7,63	8,52	6,43	4,22
MnO	0,22	0,15	0,17	0,19	0,18	0,14	0,09
MgO	3,59	7,30	6,80	5,36	6,51	6,08	6,61
CaO	8,68	12,71	10,63	9,07	10,29	9,68	13,50
Na ₂ O	2,93	2,23	2,97	3,11	2,54	2,63	0,87
K ₂ O	0,76	0,42	0,46	1,05	0,56	0,82	1,00
P ₂ O ₅	0,42	0,10	0,20	0,17	0,27	0,17	0,04
H ₂ O	2,08	1,85	1,94	2,75	1,94	2,07	3,36
Suma	99,52	100,01	99,61	99,79	100,05	99,73	99,97
Q	2,91	0,0	0,0	1,32	0,0	5,46	0,0
C	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Or	4,49	2,48	2,71	6,20	3,30	4,84	5,90
Ab	24,79	18,86	25,13	26,31	21,49	22,25	7,36
An	29,65	35,13	29,21	27,77	32,35	29,81	57,56
Wo/Di	4,45	11,38	9,27	6,72	7,07	7,14	3,81
En/Di	1,66	6,95	5,55	3,45	3,86	4,09	2,45
Fs/Di	2,86	3,79	3,23	3,10	2,95	2,72	1,11
En/Hy	7,27	9,89	8,45	9,89	12,28	11,04	7,57
Fs/Hy	12,47	5,40	4,92	8,91	9,37	7,33	3,44
Fo/Ol	0,0	0,93	2,05	0,0	0,03	0,0	4,50
Fa/Ol	0,0	0,56	1,31	0,0	0,03	0,0	2,25
Mt	1,73	1,18	2,55	0,68	1,60	0,68	0,02
Il	4,14	1,32	2,77	2,24	3,09	1,86	0,47
Ap	0,99	0,23	0,47	0,40	0,63	0,40	0,09

Los análisis, excepto Az-R08, han sido realizados en el Instituto de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Padua (Italia), gracias a la mediación de la Dra. Gómez Pugnaire y del Prof. Sassi, en el marco del I.G.C.P. nº 5.

Tabla 4.2 (cont.)

	PD-35	PD-36	BC-102	AZ-R08
SiO ₂	47,06	47,54	46,96	40,39
TiO ₂	0,49	0,23	0,96	0,27
Al ₂ O ₃	25,58	23,57	17,80	17,86
Fe ₂ O ₃	0,22	0,42	0,95	0,82
FeO	3,54	3,85	7,34	4,74
MnO	0,08	0,09	0,16	0,11
MgO	4,18	5,25	9,70	11,72
CaO	14,31	14,39	11,30	13,64
Na ₂ O	2,36	1,89	1,88	1,98
K ₂ O	0,07	0,35	0,16	0,16
P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,13	
H ₂ O	1,82	2,25	2,40	7,66
Suma	99,79	99,88	99,74	99,35
Q	0,0	0,0	0,0	
C	0,0	0,0	0,0	
Or	0,41	2,06	0,94	
Ab	18,78	15,99	15,90	
An	59,00	54,79	39,65	
Ne	0,63	0,0	0,0	
Wo/Di	4,78	6,79	6,49	
En/Di	2,92	4,25	4,12	
Fs/Di	1,59	2,11	1,94	
En/Hy	0,0	2,11	8,40	
Fs/Hy	0,0	1,05	3,96	
Fo/Ol	5,24	4,69	8,14	
Fa/Ol	3,14	2,57	4,23	
Mt	0,31	0,60	1,37	
Il	0,93	0,43	1,82	
Ap	0,18	0,11	0,30	

Como puede verse a partir de la descripción petrográfica, Az-RO8 es un gabro no hornbléndico, mientras que PD-26, 27, 29, 30 y 31 son rocas muy semejantes entre sí y representativas del tipo dominante: gabros hornbléndicos u hornbléndico-piroxénicos. El ejemplar RO-1 se diferencia esencialmente en la naturaleza de su anfíbol, que es férrico respecto del de otras muestras. Por otro lado, U-4, PD-35, 36, son leucogabros, mientras que BC-102 es un melagabro.

La muestra Az-RO8 tenía en principio gran interés al ser la única analizada correspondiente a un gabro no anfibólico y sin rasgos de acumulación. Desgraciadamente, la inesperada composición química obtenida parece revelar la intervención de componentes extraños al cuerpo puramente ígneo: el fuerte porcentaje de material perdido por calentamiento a 1100°C ($H_2O + CO_2$) y los elevados porcentajes de Mg y Ca parecen indicar notable contenido en minerales postígneos como calcita y/o dolomita y brucita. El análisis ha sido desechado para una utilización cuantitativa.

Veamos, en primer lugar, si estamos en presencia de rocas alcalinas o subalcalinas; a tal fin, utilizamos los siguientes diagramas:

Silice frente a alcalis (fig. 4.11).— Las muestras se proyectan con claridad en el campo subalcalino (Irvine y Baragar, 1971).

Diagrama de La Roche y Leterrier (1974) (fig. 4.12).— Las muestras quedan por debajo de la línea que representa el plano crítico de subsaturación en el tetraedro de Yoder y Tilley (1962), fuera del campo alcalino. Los puntos más próximos a la línea crítica son los correspondientes a acumulados, dado que los minerales "cumulus" (plagioclasa y olivino) se sitúan exactamente en dicha línea.

También las normas indican con claridad el carácter no alcalino de estos gabros (véase la tabla 4.2): no hay nefelina normativa y sí (salvo en PD-35) hiperstena. Los gabros no afectados por procesos de acumulación son rocas saturadas o, en algún caso, ligeramente sobresaturadas (cuarzo normativo)

En segundo lugar, examinaremos cual de las dos evoluciones subalcalinas, toleítica o calcoalcalina, han seguido estas rocas. El examen está dificultado por la escasísima proporción existente de rocas evolucionadas, tales como ferrogabros dioritas y cuarzdioritas.

El parámetro $FeO(t) / MgO$ es un índice de fraccionamiento que en una gran parte de los casos expresa correctamente el grado de evolución de las rocas de una serie que haya evolucionado mediante cristalización fraccionada. Esto es así porque todos los minerales ferromagnesianos que cristalizan

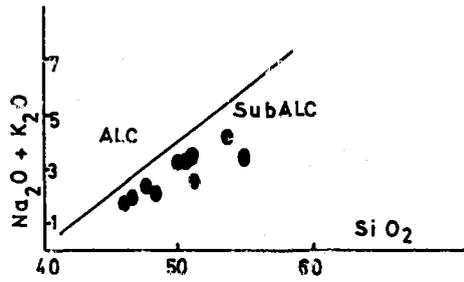


fig. 4.11

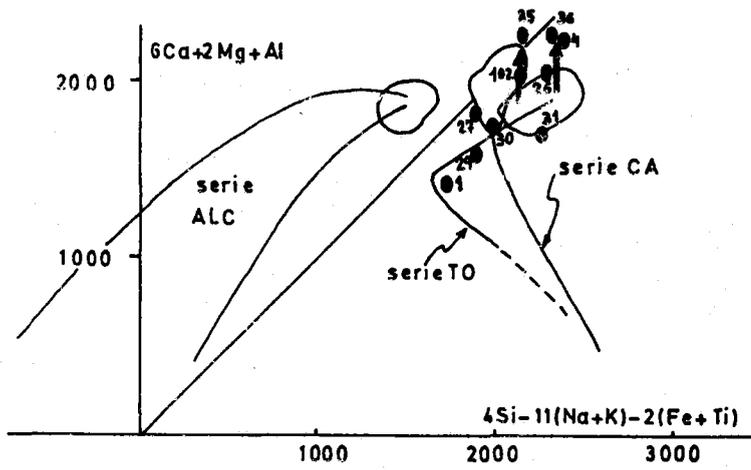


fig. 4.12

diagrama de LA ROCHE Y LETERMER (1974)

↑ efecto de los procesos de acumulacion

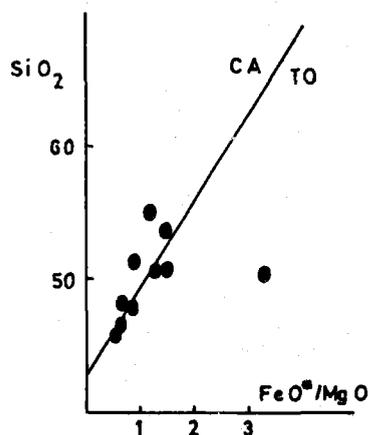


fig. 4.13

diagrama de MIYASHIRO (1974)

a partir de un fundido basáltico tienen un cociente $\text{FeO (t)}/\text{MgO}$ menor que el del fundido del cual provienen, con lo cual en éste aumenta dicho cociente de forma progresiva. No obstante, como en las series toleíticas hay un fuerte enriquecimiento en FeO(t) hacia los términos andesíticos, lo que no ocurre en las otras series de rocas, el índice FeO (t) / MgO es especialmente sensible en la primera mitad de las series toleíticas. En cualquier caso, FeO (t) /MgO suele ser preferible a MgO , parámetro también muy usado, porque las fluctuaciones en la cantidad de plagioclasa hacen variar el % de MgO : en efecto, la plagioclasa no tiene apreciable cantidad de MgO , y al cristalizar concentra este componente en el magma; sin embargo, como tampoco tiene FeO (t) su cristalización deja inmutable el cociente FeO (t) / MgO . Por tanto, este índice puede aplicarse incluso aunque haya habido acumulación de plagioclasa. También es adecuado para acumulados de ferromagnesianos, por razones análogas. La mayor limitación de este parámetro de diferenciación puede venir de la cristalización de mena: si, en un momento determinado del curso de la evolución, comienza a cristalizar mena en suficiente cantidad, el cociente FeO (t) /MgO puede incluso disminuir; es decir, la cristalización de mena incide sobre este parámetro de forma inversa a como lo hacen los ferromagnesianos, y por tanto una importante cristalización de mena puede llegar a anular totalmente el valor del índice como expresión de la diferenciación por fraccionamiento. En el caso que nos ocupa, este problema puede descartarse, puesto que la mena nunca es abundante ni muestra variaciones modales bruscas. En consecuencia utilizará $\text{FeO(t)}/\text{MgO}$ como parámetro de diferenciación.

En los diagramas de las figuras 4.14. y 4.15 , puede observarse un fuerte aumento de la cantidad de FeO (t) y de TiO_2 , correlacionable con el aumento de FeO (t) / MgO , al modo que es característico en las rocas toleíticas (Miyashiro, 1974). Los valores del índice FeO (t) /MgO de los acumulados de plagioclasa (4,35, 36, en las figs. citadas) y del acumulado de olivino (102) son prácticamente iguales, pero naturalmente las cantidades de FeO (t) y TiO_2 son muy distintas en uno y otro caso.

En el diagrama de La Roche y Leterrier (1974) (fig. 4.12) los datos proyectados también parecen seguir la pauta de tipo toleítico, si dejamos aparte los puntos correspondientes a los acumulados. Véase también el clásico diagrama triangular AFM (fig. 4.16).

A pesar de que el número de análisis químicos es reducido, la pauta de notable enriquecimiento en FeO (t) y TiO_2 con la diferenciación

parece suficientemente clara.

Al describir la petrografía de los gabros hornbléndicos, se ha indicado que la hornblenda tiene propiedades ópticas variables. En particular, nos interesa el ángulo $2V$ porque es perfectamente cuantificable y se correlaciona bien con el cociente Fe^{2+} / Mg del anfíbol correspondiente. De este modo, en la figura 4.20 la curva inferior (línea de puntos) se ha construido poniendo en eje de ordenadas el cociente $(Fe^{2+}, Mn) / Mg$ de las hornblendas, y en abscisas sus correspondientes ángulos $2V$ (datos de Tröger et al., 1971, fig 187-2). Para conocer el cociente $Fe(t) + Mn / Mg$ es necesario saber las cantidades de Fe^{3+} , de lo cual los datos ópticos no suministran información alguna. A pesar de ello, se puede ver en la figura 4.19, construida a partir de análisis químicos de hornblendas que aparecen recopilados en Deer et al. (1963), que la casi totalidad de estos anfíboles tienen un cociente Fe^{3+} / Fe^{2+} comprendido entre 0,6 y 0,15; por lo tanto, en la figura 4.20 se han dibujado dos curvas límite (líneas de trazo discontinuo) entre las cuales se han de proyectar los puntos que expresan la relación entre el cociente $FeO(t) + Mn / Mg$ de las hornblendas y sus ángulos $2V$. En la misma figura se han proyectado los puntos que resultan de ligar el $2V$ de las hornblendas con $(FeO(t) + MnO) / MgO$ de la roca total correspondiente ¹, y se observa que parecen definir una curva (línea continua) cuya forma es semejante a las curvas construidas -- considerando la razón $(FeO(t) + MnO) / MgO$ de las hornblendas, y que se sitúa por encima de éstas.

Una relación sistemática entre $FeO(t) / MgO$ de las hornblendas y $FeO(t) / MgO$ de las rocas, como la que ha sido determinada, sugiere que la pauta química establecida a partir de los análisis proyectados en la figura 4.14 responde a la evolución del líquido magmático y no es, por tanto, una alineación casual de unos pocos puntos.

Aunque el enriquecimiento en $FeO(t)$, hasta un máximo en los términos andesíticos, se ha considerado unánimemente el rasgo más distintivo entre las series toleítica y calcoalcalina, se han señalado también otros caracteres más o menos diferenciadores. Se acepta, por ejemplo, que las rocas toleíticas básicas suelen tener una cantidad de Al_2O_3 algo menor que las rocas básicas calcoalcalinas, a pesar de la existencia de no pocas excepciones. Con todo, Irvine y Baragar (1971) encuentran que proyectando Al_2O_3 frente a la plagioclasa normativa, se consigue una separación generalmente buena, y se ha aplicado este diagrama a las rocas básicas que aquí se estudian (fig 4.18). Un diagrama parecido, original de Kuno (1959), aparece

¹ Sólo se han utilizado los análisis de las muestras en que la hornblenda es el ferromagnesiano dominante o exclusivo.

fig. 4.14

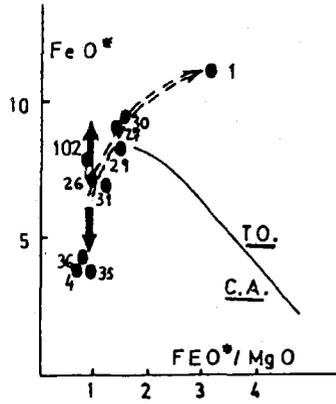


fig. 4.15

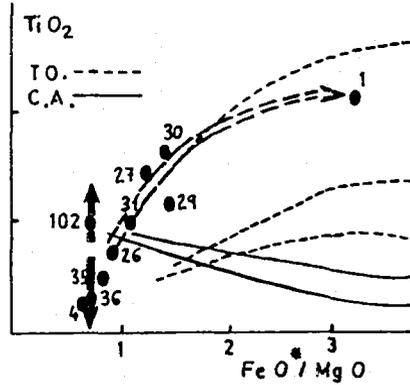


fig. 4.16

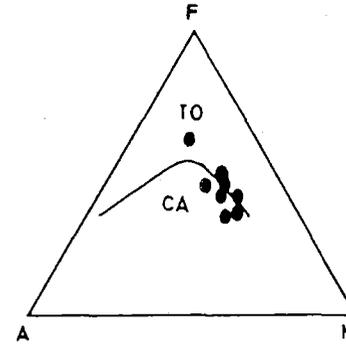


fig. 4.17

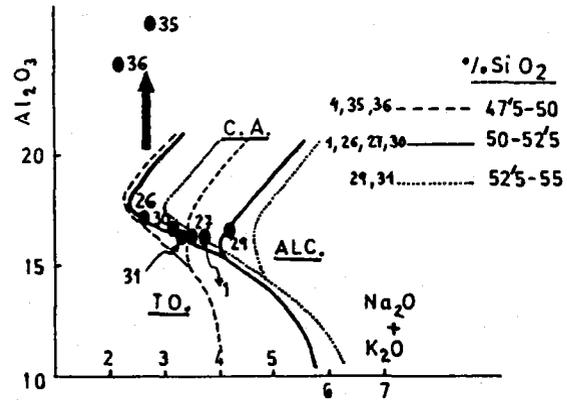
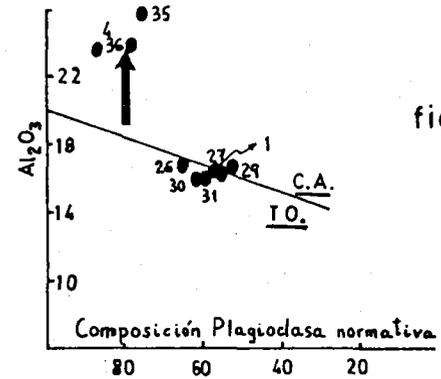


fig. 4.18



DIVERSOS DIAGRAMAS UTILIZADOS PARA DISCRIMINAR ENTRE ROCAS IO Y CA

→ pauta de diferenciación

↕ efecto de los procesos de acumulación

en la figura 4.17. Los resultados son, sin embargo ambiguos y no aportan argumento alguno favorable a una asimilación toleítica o calcoalcalina.

Junto al enriquecimiento inicial en FeO (t) , la pauta evolutiva toleítica ("Fenner trend") se suele caracterizar por una primera parte con aumento muy ligero o incluso nulo de SiO_2 , en contraste con el fuerte y constante aumento de SiO_2 que se da en las series calcoalcalinas. En el diagrama SiO_2 frente a FeO (t) / MgO (Miyashiro, 1974), la diferente evolución del % de SiO_2 permite también distinguir entre las rocas calcoalcalinas y las toleíticas. Aplicándolo a los gabros de esta región resulta notorio cómo la muestra más evolucionada de entre las proyectadas presenta un porcentaje de SiO_2 semejante al de las otras rocas menos evolucionadas, lo que está en consonancia con una atribución toleítica. Cabe señalar, no obstante, que en este diagrama falta una verdadera alineación de puntos, lo que hace criticable la interpretación; se echa en falta un mayor número de datos químicos, especialmente de las rocas (muy escasas) más evolucionadas.

A falta de análisis químicos podemos recurrir de nuevo a los datos petrográficos. La figura 4.20 sugiere que el cociente Fe (t) / Mg de la hornblenda, determinable ópticamente gracias al 2V, puede utilizarse en lugar del índice de diferenciación FeO (t) / Mg de la roca, ya que entre ambos hay una relación directa. Así, examinando la composición mineralógica de las muestras en que la hornblenda es muy férrica se advierte que, en unos casos, % de SiO_2 es bajo, es decir, estas muestras son semejantes a la muestra RO-1 analizada químicamente (ferrogabros-ferrodioritas); en otros casos, por el contrario, las rocas con hornblendas férricas tienen bastante cuarzo (hasta un 20%), menos máficos (hornblenda + biotita = 25% aproximadamente) y su nombre petrográfico es el de cuarzodioritas. Estas observaciones se comprenden muy bien examinando la morfología de las curvas de diversas series toleíticas en un diagrama como el de la figura 4.22: es característica de las evoluciones toleíticas una primera parte en que aumenta rápidamente Fe (t) / Mg , con escaso aumento de SiO_2 , y una segunda parte de rápida subida de SiO_2 y lento incremento de Fe (t) / Mg .

En resumen, los datos expuestos sugieren que las rocas de esta región experimentaron una evolución de tipo toleítico, aunque los productos fuertemente diferenciados son muy escasos .

Fig. 4.19

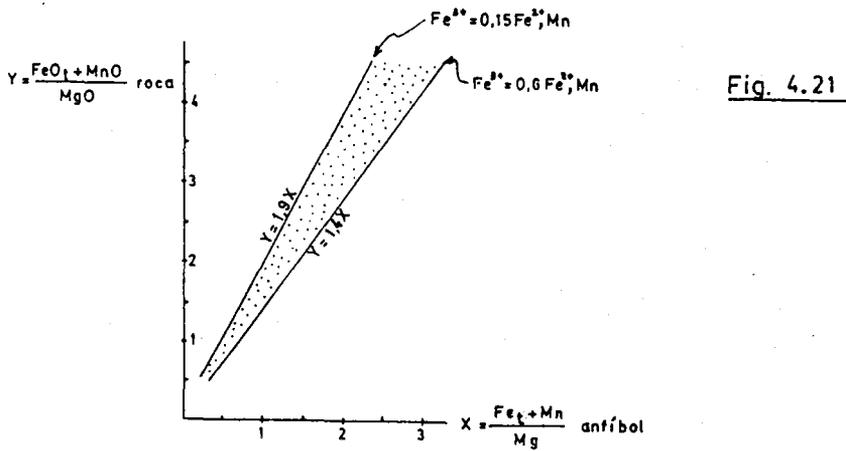
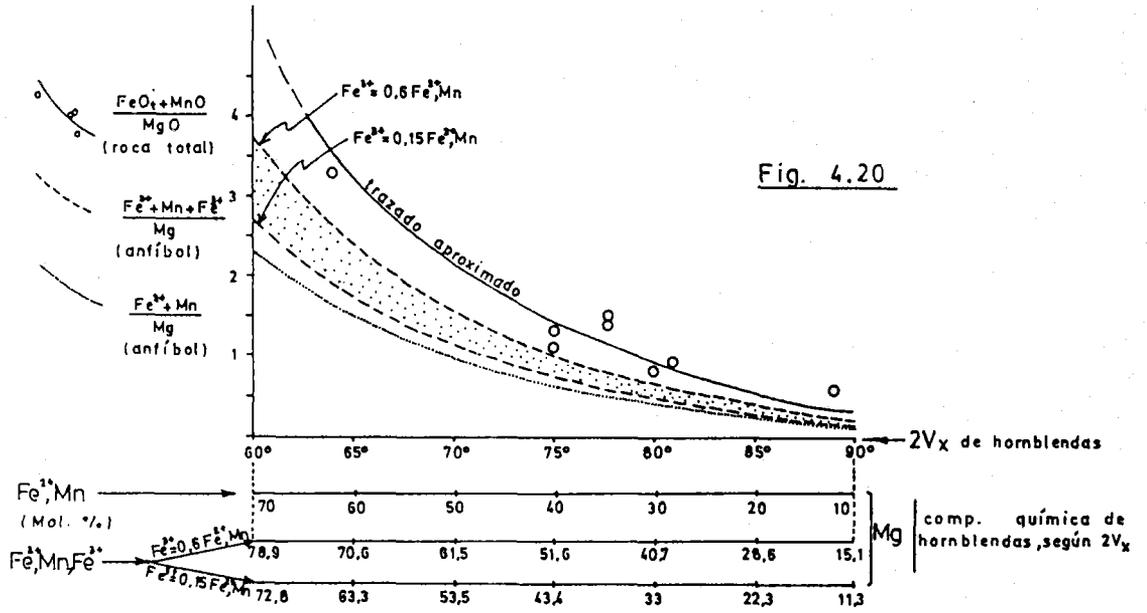
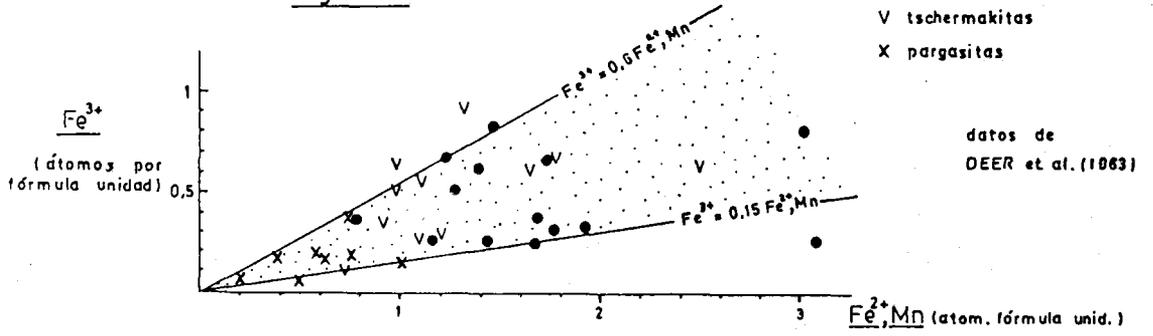
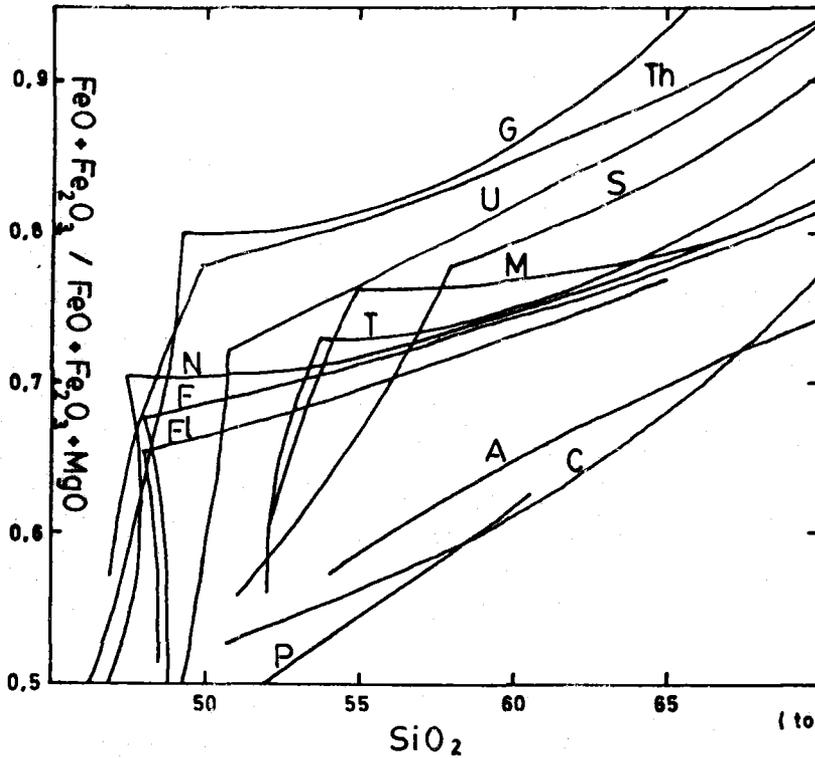


FIG. 4.22



LÍNEAS EVOLUTIVAS DE VARIAS ASOCIACIONES VOLCÁNICAS. NÓTESE LA DIFERENCIA ENTRE C, A, P, Y LAS Q TRAS CURVAS.

Calcoalcálicas:

- C Cascades, U.S.A.
- A Arco Egeo
- P Parícutín, Mexico

Toleíticas:

- G islas Galápagos
- Th Thingmuli, Islandia
- U Umnak, islas Aleutianas
- S Santorini, islas Cíclades
- M Mashu, Japón
- T Talasea, Papua Nueva Guinea
- N Nicaragua
- F Vitu Levu, Fiji
- FI Flores, Indonesia

(tomada de OSBORN, 1979)

4.2.5 IDEAS PETROGENÉTICAS

4.2.5.1 EL BANDEADO

Las llamativas estructuras de bandeo son un rasgo característico de muchas intrusiones básicas, y su génesis sigue siendo aún discutida. En la primera gran monografía sobre este tipo de intrusiones (Wager y Deer, 1939) se difundieron las ideas esenciales de la "teoría de la acumulación", la cual

ha sido hasta los últimos años base casi indiscutida (aunque variablemente corregida: Hess, 1960; Jackson, 1961; Wager, 1963) del origen del bandeado. En verdad, cualquiera queda impresionado por la gran analogía que el bandeado tiene en algunos casos con la estratificación de las rocas sedimentarias detriticas (Irvine, 1965), y sobre esta semejanza reposa en gran medida la teoría de la acumulación. Sin embargo, un cierto número de investigaciones detalladas más recientes han aportado datos no congruentes con la mencionada teoría, explicables en cambio mediante modelos en los que el bandeado se debe a la variación rítmica de condiciones físico-químicas en la zona de cristalización (Mc Birney y Noyes, 1979). Pasaré revista a las teorías existentes y a los principales argumentos manejados, aunque antes conviene hacer una precisión sobre los problemas de la nomenclatura textural: en efecto las texturas, ya tradicionales, denominadas ortoacumulados, adacumulados, heteroacumulados y otras, han querido significar no sólo unas relaciones geométricas de los minerales sino también el resultado de ciertos mecanismos de acumulación y reacción; en el momento actual, se impone la potenciación del aspecto geométrico de estas texturas. Del mismo modo, cuando se habla de minerales acumulados ("cumulus") debe entenderse simplemente minerales que han cristalizado precozmente y que por algún tipo de procesos se encuentran concentrados en unas bandas y excluidos total o parcialmente de otras.

En la que se viene denominando teoría de la acumulación, lo esencial es que cristales originados en una parte de la cámara magmática son transportados por corrientes, o simplemente caen por efecto de la gravedad; en cualquier caso, esos cristales se sedimentan finalmente en el fondo. El lugar en que se forman los cristales es variable, aunque se supone que cerca del techo las posibilidades son mayores; el modelo de Irvine (1970) muestra una mayor diversidad. La evolución mineralógica que de abajo hacia arriba se observa en estas intrusiones señalaría el sentido de avance general del frente de cristalización, acorde con un proceso de sedimentación.

Según Wager (1968) los diversos tipos de bandeado se pueden explicar mediante la acción de dos clases de corriente: a) los depósitos uniformes se deben a corrientes continuas lentas, y b) las capas seleccionadas y/o granoclasificadas se producen por corrientes intermitentes de velocidad relativamente alta, que caen desde las paredes de la intrusión y se extienden por el fondo. Muy recientemente, Irvine (1980) ha abordado teóricamente y experimentalmente el estudio de estas corrientes, demostrando su adecuación para

producir al menos algunas de las características del bandeo.

Sin embargo, diversos hechos son conflictivos con esta teoría:

1) La cristalización "in situ" es no sólo posible sino ineludible en algunos casos. Así, sobre la textura denominada "crescumulate" (Wager, 1968), también conocida como bandeo de peine ("comb layering") hay acuerdo general en que se origina por sobreenfriamiento y/o sobresaturación (Taubeneck y Fol delvaart, 1960; Donaldson, 1977). Por otro lado, las texturas de orto y adacumulado, aun siendo en general satisfactoriamente explicadas mediante la teoría de la acumulación, no excluyen otras interpretaciones de cristalización "in situ".

2) Se han descrito casos en que las composiciones químicas que coexisten en una misma capa dan la impresión de estar relacionadas entre sí, de forma tal que parecen reflejar la disputa de diversos minerales por incorporarse determinados elementos químicos que estaban presentes en el magma (Campbell, 1978; Mc Birney y Noyes, 1979). Este hecho tiene su más lógica explicación en una cristalización "in situ", en la que factores tales como el orden, la velocidad de nucleación y la composición general de las fases, junto al grado de equilibrio alcanzado, controlan la composición de detalle de las fases.

3) Si en unos casos la ordenación interna de las capas es conforme con lo que cabe esperar de una sedimentación gravitatoria, hay también ejemplos en que la estructuración de las capas no se comprende con razonamientos hidrodinámicos (Jackson, 1961; Campbell, 1978). No obstante, como indica Irvine, 1980, la formación de capas es quizás más un proceso de depósito por corrientes que de caída gravitatoria, lo que significa mayores posibilidades de estructuración.

4) La existencia de bandeo dispuesto en posición más o menos vertical es un hecho significativo y muy difícil de comprender desde una teoría de sedimentación de cristales (Campbell, 1978).

5) Finalmente, se citará la debatida cuestión de la flotabilidad de la plagioclasa. Estudios teóricos (Bootinga y Weill, 1970) y experimentales (Murase y Mc Birney, 1973; Campbell et al., 1978) han demostrado que la plagioclasa es menos densa que los líquidos basálticos: ¿cómo entonces puede depositarse en el fondo?. El problema carece de respuesta clara, aunque se han sugerido diversos modos de superar esa tendencia a la flotación por parte de un mineral tan frecuente y abundantemente acumulado (Irvine, 1980).

A causa de las debilidades de la teoría de la acumulación, algunos petrólogos han buscado mecanismos alternativos capaces de explicar el bandeo y las demás características de estos cuerpos ígneos, y la atención se ha vuelto hacia mecanismos oscilatorios controlados por difusión, de los cuales

el fenómeno de las "bandas de Liesegang" ofrece un ejemplo particularmente interesante. El modelo presentado por Mc Birney y Noyes (1979) como alternativa a la teoría de la acumulación se basa en la analogía entre los anillos de Liesegang y las bandas de las intrusiones básicas, y supone, frente a los gradientes de difusión existentes en el fenómeno Liesegang, gradientes de temperatura y de concentración: no se desarrollará bandeo si la velocidad de enfriamiento es alta en comparación con la de difusión.

En su actual presentación, este modelo es demasiado simple. Tal como está ahora, explica satisfactoriamente algunos tipos de bandeo como el "inch scale layering", pero no cubre muchas texturas ni el ordenamiento interno de algunas bandas. Por otro lado, no se puede olvidar la existencia de estructuras muy semejantes a las estructuras sedimentarias de corriente. En consecuencia, parece lo más razonable en el momento presente aceptar que en la solidificación de los cuerpos intrusivos bandeados intervinieron mecanismos de ambos tipos, tanto sedimentación de cristales ya formados como cristalización "in situ" oscilatoria, pudiendo ser muy diferente la importancia de estos procesos en las distintas intrusiones. Así, por ejemplo, la cristalización "in situ" parece haber dominado en la intrusión de Muskox (Irvine, 1980), mientras que en Duke Island son abrumadoras las pruebas que apuntan hacia la deposición de cristales (Irvine, 1965).

En la Unidad del Moro se han encontrado dos clases del bandeo. El que se sitúa en la posición estratigráficamente más baja es del tipo bandeo rítmico; su afloramiento es muy reducido, por lo que no ha sido posible efectuar más que algunas observaciones puntuales. Por encima, se sitúa un bandeo muy uniforme de tipo estratificación cruzada, que es el más extendido.

En el bandeo rítmico, las bandas claras están dominadas por la plagioclasa, y el olivino es muy escaso o no existe; las bandas oscuras tienen, por el contrario, relativamente poca plagioclasa y sí abundante olivino. El resto de los minerales (orto y clinopiroxenos, anfíboles) no parecen sistemáticamente concentrados o excluidos de unas u otras bandas. En las bandas no se ha detectado granoselección, pero sí una fina laminación. El estudio textural permite afirmar la cristalización precoz del olivino y de los núcleos de plagioclasa, que son precisamente los granos definidores del bandeo rítmico. El buzamiento de las bandas es variable, pero nunca fuerte. Aunque estos datos no permiten sustentar hipótesis genética alguna, me siento más atraído por la interpretación "acumulativa" de las texturas observadas.

Mucho más significativo parece el bandeo tipo estratificación

cruzada. La analogía con la estratificación cruzada de rocas sedimentarias es muy notable, y ello obliga a pensar en mecanismos de formación similares. La imagen de cristales ya formados que, al modo de los granos detríticos en los ambientes sedimentarios, han sido trabajados por la acción de algún tipo de corriente, parece conclusión obligada. También aquí los minerales de cristalización precoz han sido olivino y plagioclasa.

4.2.5.2 PROCESOS CONTROLADORES DEL TIPO DE EVOLUCION.

A partir de los datos y argumentaciones expuestos en 4.2.4, se ha concluido que las rocas plutónicas básicas de esta región constituyen una serie evolutiva muy poco desarrollada, en la que hay una primera etapa de progresivo enriquecimiento en FeO (t) (paso de gabros a ferrogabros) seguida de una pérdida de FeO (t) y ganancia de SiO₂ (paso de ferrogabros a cuarzodioritas).

4.2.5.2.1 Mecanismos que han sido propuestos para explicar las evoluciones calcoalcalina y toleítica.

Ha habido, y continua aún, un fuerte debate acerca de por qué se sigue una u otra pauta evolutiva. La discusión se centra comúnmente en si es el anfíbol o la mena la fase mineral cuyo fraccionamiento puede explicar la evolución calcoalcalina ¹ e, inversamente, cuya falta de fraccionamiento (a causa de una cristalización tardía) originaría una evolución toleítica.

FRACCIONAMIENTO DE MAGNETITA

Osborn (1959) sugirió que el fraccionamiento temprano de magnetita explica la evolución calcoalcalina. Estudiando el sistema MgO- FeO- Fe₂O₃- SiO₂ observó que si PO₂ permanece constante y alta durante la cristalización, la magnetita cristaliza junto con el olivino, y el líquido residual se empobrece en óxido de hierro y se enriquece en sílice. Si, por el contrario, PO₂ es baja el olivino cristaliza sólo y el líquido residual se enriquece en óxido de hierro, sin aumento de sílice. Aún más, la particular forma de las curvas de evolución de las series toleíticas en un diagrama del tipo

¹ En lo que se refiere a la génesis de las andesitas calcoalcalinas, existen modelos petrogenéticos que las hacen derivar, no mediante cristalización fraccionada de un magma basáltico sino directamente de la fusión parcial del manto superior en condiciones hidratadas; o bien de la fusión parcial de corteza oceánica subducida. Evidentemente, estos procesos no tienen relación con la discusión que se quiere desarrollar en este apartado.

$\text{FeO (t)} / \text{FeO (t)} + \text{MgO}$ (fig. 4.22) se explica elegantemente mediante esta hipótesis (Osborn, 1979) : el brusco cambio de pendiente de estas curvas puede corresponderse con el inicio de una abundante cristalización de magnetita, según sugiere el sistema $\text{SiO}_3\text{Ca} - \text{SiO}_4\text{Mg}_2 - \text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{SiO}_2$ (Osborn, 1979, fig. 5.4). Por el contrario, las formas suaves de las curvas calcoalcalinas, junto a los bajos valores de $\text{FeO (t)} / \text{FeO (t)} + \text{MgO}$, pueden significar la cristalización temprana de magnetita y su fraccionamiento. Por otro lado Miyashiro y Shido (1975) han encontrado que la concentración de V varía de la misma forma que lo hacen las de Fe y Ti, en las series toleíticas y calcoalcalinas. Puesto que los tres elementos están concentrados en la mena, es lógico pensar en un papel esencial de ésta en la evolución de las series.

No faltan, sin embargo, argumentos aparentemente contrarios a este modelo. Sin pretender una discusión completa, se apuntará únicamente lo que parece constituir el mayor problema. A partir de sus estudios experimentales sobre fusión de una andesita natural, Egger y Burnham (1973) concluyeron que la cristalización fraccionada con precipitación de magnetita no puede ser la explicación de las pautas químicas calcoalcalinas, ya que la magnetita no es una fase liquidus o cercana al liquidus cuando presión, fugacidad de oxígeno y cantidad de agua tienen valores razonables. En el mismo sentido, Biggar (1974) encontró que a partir de diversas composiciones basálticas típicas sólo cristalizará magnetita cerca del liquidus cuando las fugacidades de oxígeno sean mayores de 10^{-6} ($P = 1 \text{ atm}$), valores que parecen excesivos, a juzgar por las estimaciones de Fudali (1965). Si la magnetita no es una fase cercana al liquidus, como parece desprenderse de estos estudios experimentales, no es concebible que el fraccionamiento de magnetita pueda ser un proceso importante.

Osborn (1979) ha llamado la atención sobre un hecho que puede ser importante en esta discusión. Puntualiza que la cuestión a resolver es si la magnetita estaba en equilibrio con la fase líquida del magma, y no si está en equilibrio con el líquido formado en el laboratorio mediante la fusión de muestras de roca. Por ejemplo, la andesita utilizada por Egger y Burnham (1973) posee abundantes fenocristales zonados y algo corroidos de plagioclasa, y puede tener una composición química global distinta de la que tuvo el fundido original.

Las hornblendas tienen invariablemente un cociente Fe / Mg superior al de los olivinos y piroxenos que cristalicen del mismo magma (e.g. fig. 4.8), lo cual significa que los líquidos derivados de un fraccionamiento de anfíbol tendrán una razón Fe/Mg menor que si hubiesen derivado del fraccionamiento de olivino y piroxeno. A causa de esta propiedad, el fraccionamiento de hornblenda ha sido considerado en los últimos años un mecanismo adecuado para dar cuenta de la evolución calcoalcalina.

En varios trabajos recientes se ha aludido a este proceso: Best y Mercy (1967) lo aplican a la génesis de la secuencia gabro-diorita-granodiorita-granito de la región de Guadalupe, California; Cawthorn et al. (1973) sugieren también que éste es el mecanismo capaz de explicar la poco común secuencia basanitaide-basaltoalcalino-andesita-dacita, encontrada en Granada, Antillas Menores. A partir del estudio del sistema $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$, con $\text{PH}_2\text{O} = \text{P total} = 5\text{kb}$, Cawthorn y O'Hara (1976) encuentran que, tras una primera precipitación y clinopiroxeno, el anfíbol es el único feromagnesiano estable, pudiendo haber un amplio intervalo de tiempo en que coprecipitan sólo anfíbol y plagioclasa; el líquido residual migra hacia composiciones "andesíticas".

Sin embargo, también hay aspectos no favorables a esta hipótesis. En primer lugar, los datos experimentales obtenidos a partir de muestras naturales indican que el anfíbol, como la magnetita, no parece ser una fase líquida o cercana al líquido, salvo con presiones superiores a 10Kb (Yoder y Tilley, 1962; Allen y Boettcher, 1971, Egger y Burnham, 1972); esto hace difícil comprender la efectividad del proceso de separación del anfíbol. En segundo lugar, la capacidad de este proceso para producir líquidos sin enriquecimiento en Fe es dudosa, sobre todo si el fraccionamiento de anfíbol va precedido de un cierto fraccionamiento de olivino y piroxeno. En efecto, según los datos experimentales de Holloway y Burnham (1972) y de Allen et al. (1975), los anfíboles tienen un cociente Fe/Mg inferior al del líquido con el que coexisten¹, aunque las diferencias sean siempre mucho menores que en el caso del olivino o de los piroxenos. Incluso si se aceptan los cálculos de Cawthorn (en Cawthorn y O'Hara, 1976), según los cuales el coeficiente de reparto entre anfíbol, líquido es de 0,5, habría que esperar cierto enriquecimiento en Fe a lo largo de una evolución controlada por fraccionamiento de

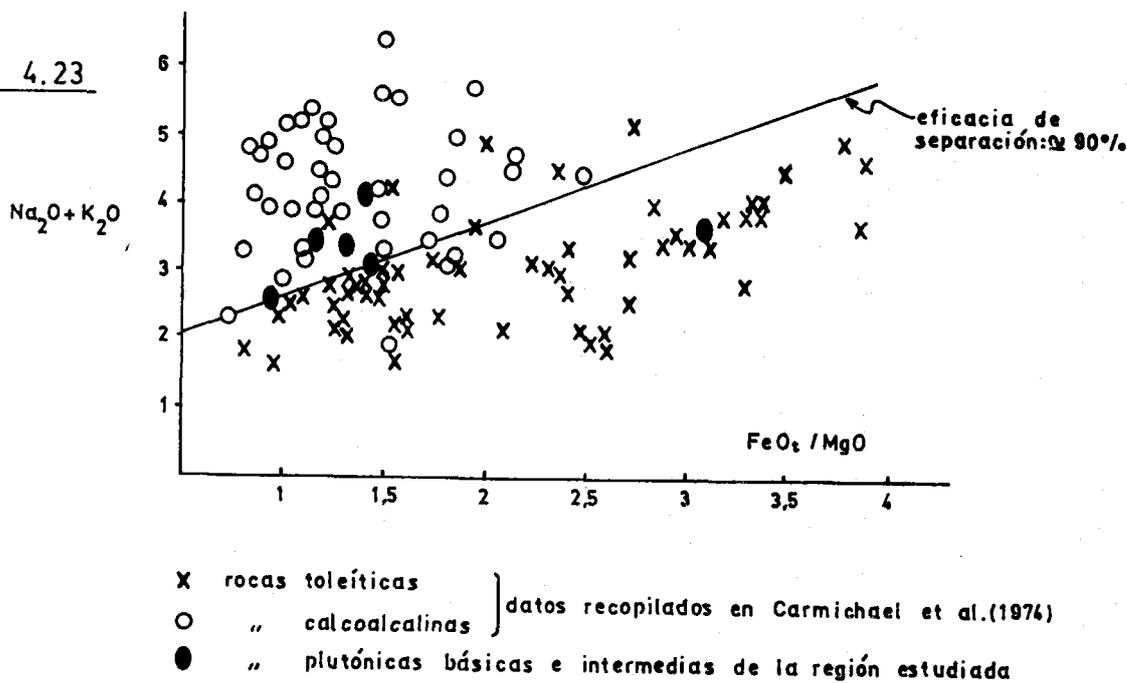
¹ A partir de la comparación entre el análisis de un anfíbol y el del basalto que fué fundido en el laboratorio y del cual se obtuvo ese anfíbol (datos experimentales de Holloway y Burnham 1972), Ringwood (1975) quiso enseñar que la separación de tal anfíbol produciría una evolución calcoalcalina puesto que $\text{Fe/Mg anf.} = 0,69$ y $\text{Fe/Mg basalto} = 0,64$. Sin embargo, Kushiro (1979) puntualiza que esa comparación no es adecuada, puesto que lo que se debe comparar es la razón Fe/Mg del anfíbol con la del líquido correspondiente, en cuyo caso esta última es sistemáticamente algo más alta.

anfíbol, puesto que parece inevitable que, además, se fraccionen olivino y clinopiroxeno, cuyos mismos coeficientes de reparto son inferiores a 0,25. En suma, no está claro que la separación de anfíbol pueda engendrar por sí sola la típica pauta calcoalcalina (véase también La Roche, 1979).

CONCENTRACION DE ALCALIS.

En el estudio del sistema $Mg_2 SiO_4 - Fe_2 SiO_4 - Ca Al_2 SiO_8 - KAl Si_3 O_8 - SiO_2$, con $P=1$ atm, Irvine (1976) ha revelado lo que pudiera ser un nuevo factor a tener en cuenta para explicar por qué un líquido sigue una pauta calcoalcalina o toleítica. Ha encontrado que el campo de cristalización del olivino y del piroxeno pobre en calcio queda muy disminuido, a la vez

FIG. 4.23



que aumenta mucho el del cuarzo, si apenas hay componente $KAlSi_3O_8$. Si existe una cantidad apreciable de este componente, ocurre lo contrario. Es decir, los líquidos no pueden fraccionarse hacia el vértice SiO_2 más allá de ciertos límites, dado el control ejercido por la cristalización de cuarzo, si existe poco $KAlSi_3O_8$; en caso contrario, esos mismos líquidos alcanzan composiciones muy ricas sílice. Kushiro (1979) señala que H_2O y $NaAlSi_3O_8$ deben tener el mismo efecto. Es un punto significativo que los magmas calcoalcalinos tengan generalmente mayor cantidad de estos componentes que los toleíticos, como se muestra en la figura 4.23, construida con datos de diferentes autores sobre rocas aflorantes en diversas partes del mundo. No obstante, en el sistema indicado el avance de los líquidos hacia SiO_2 queda impedido por la precipitación de cuarzo, y no es esto lo que suele observarse en las series toleíticas. En cualquier caso, es evidente que este hecho no puede ser una hipótesis general para la evolución calcoalcalina o toleítica, pues no da cuenta de la marcha de FeO (t) a lo largo de la serie, sino tan sólo de SiO_2 .

4.2.5.2.2 La evolución toleítica de las rocas plutónicas básicas.

Como acabamos de ver, se han sugerido diversos mecanismos para dar cuenta de por qué se sigue una evolución toleítica o una calcoalcalina, aunque el problema sigue sin estar claramente resuelto. Examinaremos ahora la manera en que pudo tener lugar la evolución, por otro lado modesta, de las rocas plutónicas básicas de la región que nos ocupa. Sin embargo, debe reconocerse, a la vista de las discusiones anteriores, que el verdadero problema no está en explicar las pautas de evolución toleítica sino las calcoalcalinas.

LA SECUENCIA DE CRISTALIZACION Y LA EVOLUCION MINERALOGICA.

El punto de partida es la secuencia de cristalización, tal y como puede deducirse del estudio petrográfico. Afortunadamente, las relaciones texturales han permitido establecer el orden de cristalización de los minerales principales, por lo que sobre este punto cabe poca ambigüedad. En los gabros no hornbléndicos (con poco o nada de anfíbol) cristalizó en primer lugar el olivino, inmediatamente seguido de plagioclasa muy cálcica; después

se formaron los piroxenos, junto con plagioclasa menos cálcica, y finalmente cristalizaron, simultáneamente, la hornblenda verde y la mena, así como plagioclasa aún menos cálcica. Antes que la hornblenda verde y la mena, apareció un anfíbol kaersutítico que se desarrolló relativamente poco. En los gabros en que la hornblenda es el único ferromagnesiano, el estudio petrográfico permite decir únicamente que hubo primero cristalización de plagioclasa cálcica y después cristalización conjunta de plagioclasa menos cálcica, anfíbol y mena; cuando quedan reliquias de piroxeno, resulta evidente que el anfíbol proviene, al menos en parte, de una reacción del piroxeno con el líquido enriquecido en agua. Sin embargo, los datos experimentales sobre fusión de rocas básicas permiten conocer más ampliamente la secuencia de cristalización de los gabros hornbléndicos: en la figura 4.28, puede verse desde este momento que antes del anfíbol siempre cristalizaron, no importa cuál sea el porcentaje de agua en el magma, olivino y piroxeno; es decir, en los gabros hornbléndicos hubo una reacción total mediante la cual olivino y piroxeno desaparecieron en favor de anfíbol.

De cuanto se acaba de decir conviene hacer énfasis en la cristalización tardía de anfíbol y mena, avalada por la observación petrográfica y, para el anfíbol, por los datos experimentales. Por otro lado, mientras que hay evidencias de fraccionamiento de olivino y plagioclasa (acumulados) faltan totalmente en el caso de cualquier otro mineral. Parece, pues, posible concluir que los procesos de fraccionamiento de anfíbol y/o mena no han podido ser operativos en el presente caso. Por otro lado, la cantidad de álcalis de estas rocas es intermedia entre la propia de rocas toleíticas y la normal en rocas calcoalcalinas (fig. 4.23).

La evolución toleítica de las plutonitas básicas de esta región se refleja bien en la composición mineralógica, y en particular en el cociente Fe/Mg del anfíbol de los gabros. Merece la pena ahondar en este punto, y para ello hay que volver a la figura 4.20. En ella se ve que, según aumenta la diferenciación, la hornblenda es progresivamente más férrica. Como quiera que en los gabros hornbléndicos MgO se concentra en el anfíbol y FeO (t) se reparte casi exclusivamente entre anfíbol y mena, la figura sugiere también que aumenta progresivamente la cantidad de mena. En efecto, la curva que corresponde a la razón FeO (t) /MgO de las rocas analizadas queda siempre por encima de la curva que corresponde a FeO (t)/MgO en el anfíbol, y la diferencia de altura entre ambas nos indicaría aproximadamente la cantidad de mena que se habría formado en ese estadio evolutivo. Es evidente que en los primeros momentos ambas curvas están muy juntas, y que van se-

parándose progresivamente. Sobre esta base, puede hacerse un cálculo estimativo de cómo se reparte el hierro del magma entre anfíbol y mena, y a tal fin se ha construido la figura 4.21, en la que se enfrentan los valores $\text{FeO}(t)/\text{MgO}$ de la roca y de la hornblenda correspondiente, tomados de la figura anterior. Para la hornblenda se han tomado los dos casos extremos en que $\text{Fe}^{3+} = 0,15 \text{ Fe}^{2+} (+ \text{Mn})$ y $\text{Fe}^{3+} = 0,60 \text{ Fe}^{2+} (+ \text{Mn})$ (véase la fig. 4.19). La representación es lineal, con dos valores extremos $y = 1,9x$ e $y = 1,4x$, correspondientes respectivamente a los cocientes $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ antes indicados. - Puesto que todo el MgO de la roca se puede considerar concentrado en el anfíbol, la figura 4.21 compara la cantidad de hierro (despreciando Mn) que existe en la roca con la que existe en el anfíbol. Tomando valores intermedios, se tiene, por ejemplo, que si un gabro alcanza un 10% de $\text{FeO}(t)$, aproximadamente un 6% correspondería al anfíbol y un 4% a la mena.

De una forma más cualitativa, también se comprende la distribución del titanio a lo largo de la cristalización de los gabros: en un principio, su concentración es pequeña y ello hace que apenas entre en los piroxenos; un poco después, encuentra acomodo en el anfíbol kaersútico; en el momento en que se inicia la precipitación de mena, ésta requiere prácticamente la totalidad del titanio disponible, y la kaersutita deja de ser estable en favor de la hornblenda verde (fig. 4.9); finalmente, cuando la práctica totalidad del hierro se ha utilizado en formar hornblenda y mena puede cristalizar la esfena, tomando el titanio aún sobrante.

El punto más destacable es que, conforme avanza la cristalización, el anfíbol es más férrico y cristaliza más cantidad de mena, reflejándose así el progresivo enriquecimiento en $\text{FeO}(t)$ y TiO_2 del líquido magmático

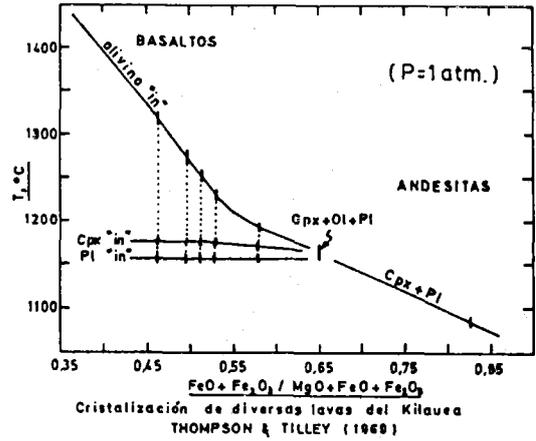
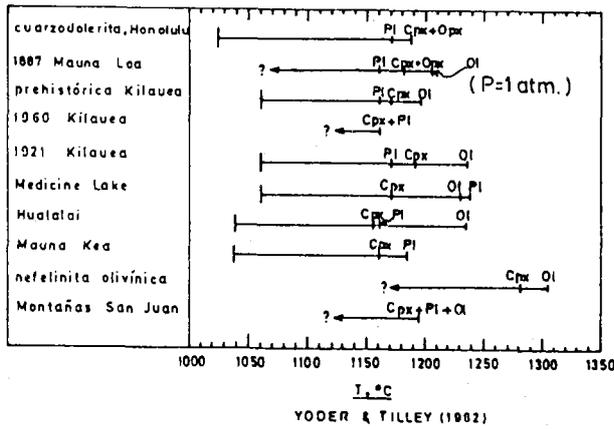
PAPEL DEL AGUA

La notable concentración de agua en el magma que dió origen a estas rocas viene demostrada por dos hechos: a) la abundantísima cristalización de hornblenda; b) la existencia generalizada de venas pegmatoides, aunque los gabros pegmatíticos son insignificantes en volumen.

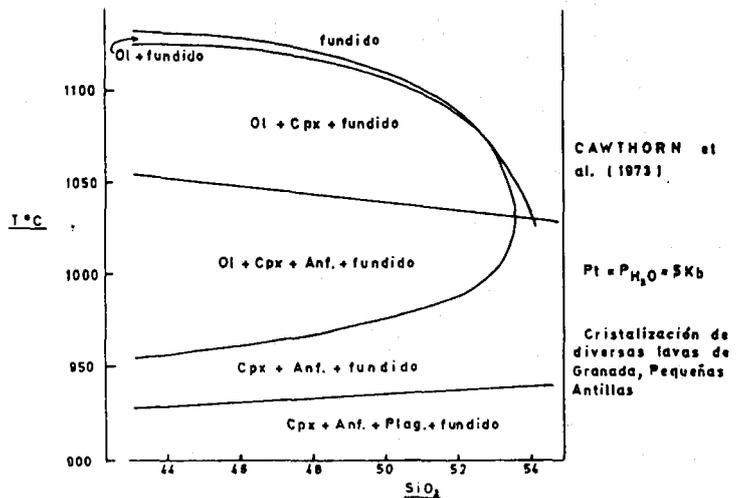
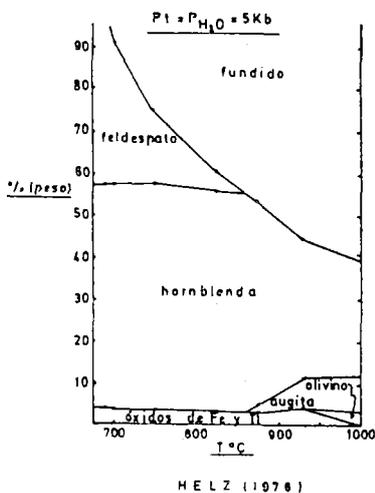
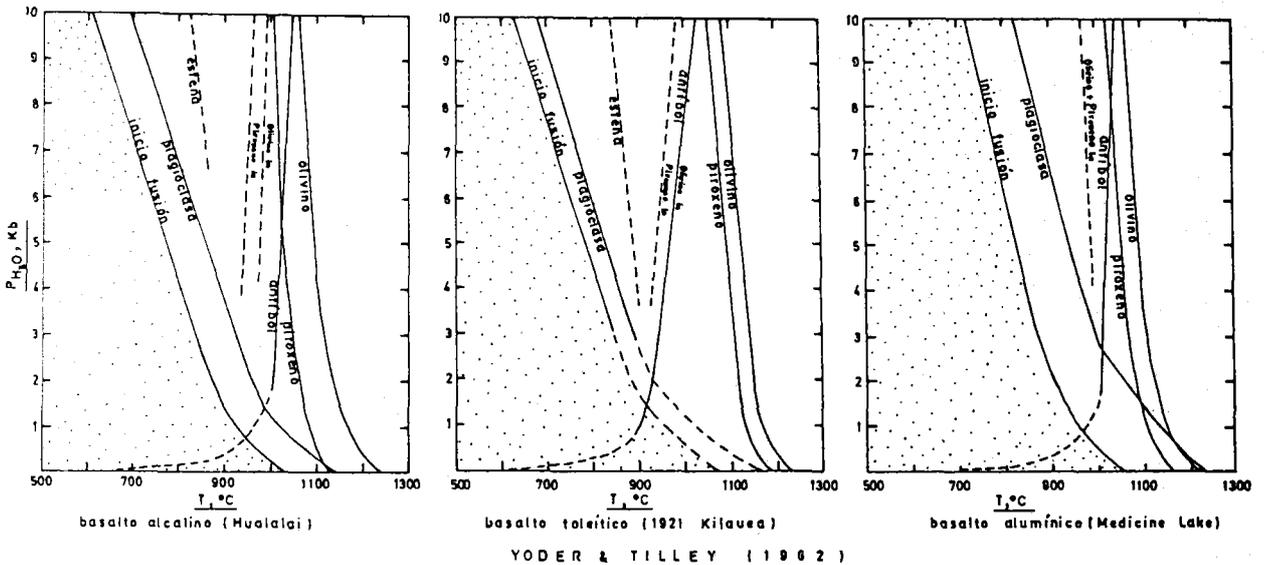
Respecto al primer punto, Burnham (1979) señala que, como la curva de descomposición de la hornblenda corta a la curva solidus, en condiciones de saturación de agua, hacia los 0,5 Kb (Eggler, 1972, fig. 4), un 3% en peso de agua es aproximadamente la concentración mínima en el fundido necesaria para que cristalice hornblenda de los magmas silicatados,

FIGURA 4.24

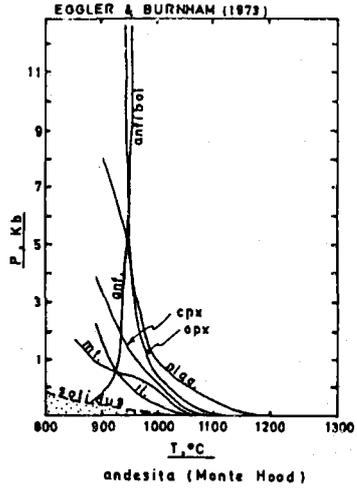
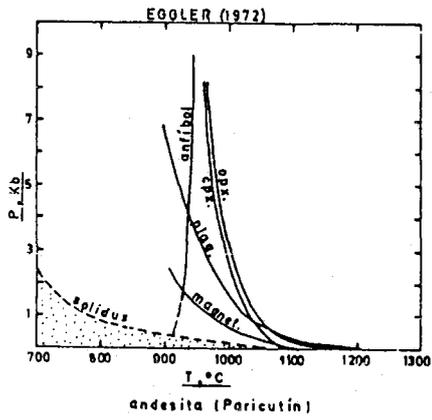
A) FUSIÓN SECA



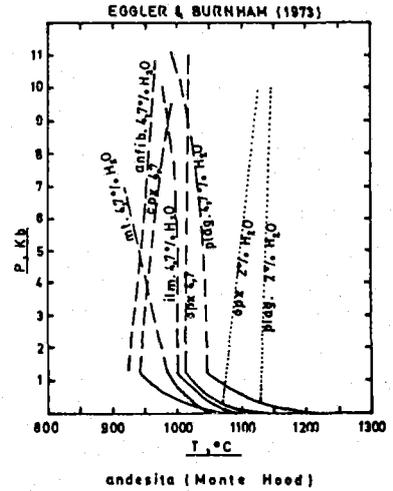
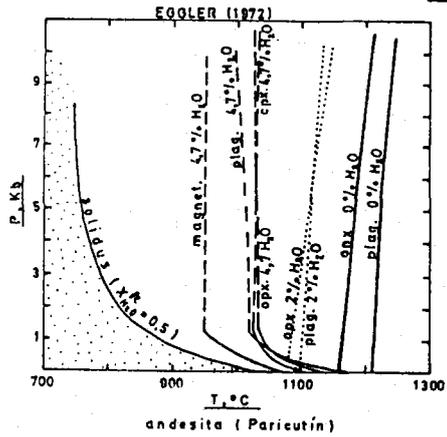
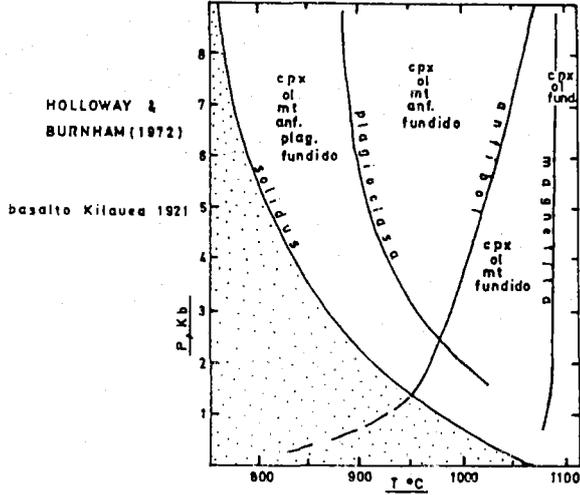
B) $P_{total} = P_{H_2O}$



P total = P_{H₂O} (continuación)



C) P total > P_{H₂O}



cualquiera que sea la composición de éstos.

Actualmente se dispone de un número notable de datos experimentales sobre fusión de rocas basálticas y andesíticas, en variadas condiciones de P total, P_{H_2O} y P_{O_2} . Los estudios con $P_{H_2O} = P$ total (saturación de agua en todo momento) o con $P_{H_2O} = 0$ (fusión seca) son los más numerosos. El trabajo experimental de Yoder y Tilley (1962) fué el pionero sobre la fusión hidratada de rocas basálticas, pero hasta Holloway y Burnham (1972) no se encuentran estudios rigurosos en que P total $> P_{H_2O}$, condición que corresponde a la realidad natural. He creído conveniente reunir en un muestrario gráfico varios estudios experimentales de fusión de rocas básicas e intermedias con P moderada o baja, puesto que la sola contemplación de este conjunto resulta muy informativa (fig. 4.24). Los diagramas recogidos subrayan la importancia de P_{H_2O} y también de la composición química; f_{O_2} es otro factor que influye en el orden de aparición de las fases minerales (muy especialmente en los óxidos), pero, desgraciadamente, en la mayor parte de las experiencias referidas no fué controlada - la fugacidad de oxígeno.

Ciñéndonos a los gabros que nos ocupan, interesa conocer lo que los datos experimentales dicen acerca de la cristalización de un magma básico que ha evolucionado con diferente concentración de agua, sometido a una presión de confinamiento de unos 2,5 Kb (epígrafe 4.1.5, fig. 4.3). Por lo tanto, es de sumo interés construir con los datos publicados un diagrama en que P total = 2,5 Kb y P_{H_2O} sea variable desde cero hasta igualar la presión total; tal diagrama, desdoblado para separar las composiciones basálticas de las andesíticas, aparece en la figura 4.27. Se ofrecen los puntos proyectados en los que se fundamenta el trazado de las curvas, con el fin de que no quede enmascarado el grado de exactitud de éstas. Para la construcción de la figura ha sido necesario homogeneizar las medidas de la concentración de H_2O , ya que en los trabajos experimentales ésta viene expresada unas veces como P_{H_2O} y, más frecuentemente, como X_W^{fl} (fracción molar del agua en el fluido que se hace coexistir con el fundido) o como tanto por ciento en peso de agua en el fundido. A este fin se ha considerado $T = 1000^\circ C$ y $P = 2,5$ Kb, utilizándose las relaciones establecidas por Burnham y Davis (1974, fig. 11) y por Eggler y Burnham (1973, fig. 2), así como las relaciones entre f_{H_2O} y P_{H_2O} estudiadas por Burnham et al., (1969). En las condiciones indicadas, la saturación en agua de los fundidos basálticos y andesíticos se alcanza, respectivamente, con un 6% y un 7% de H_2O en peso (fig. 4.25); nótese la tendencia a la disminución de la solubilidad de H_2O con el aumento de temperatura.

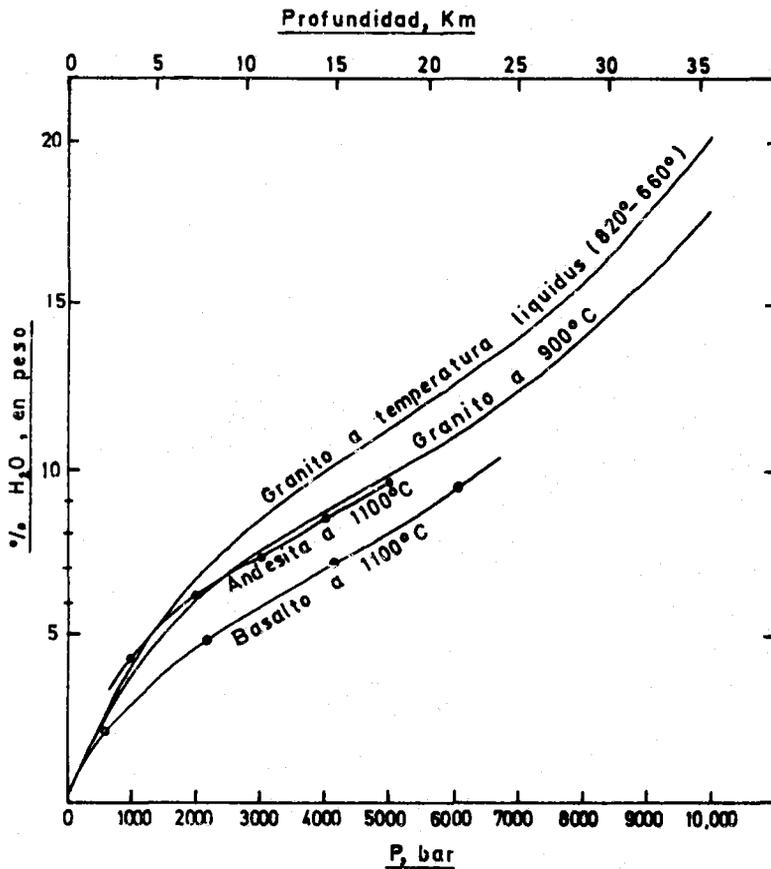
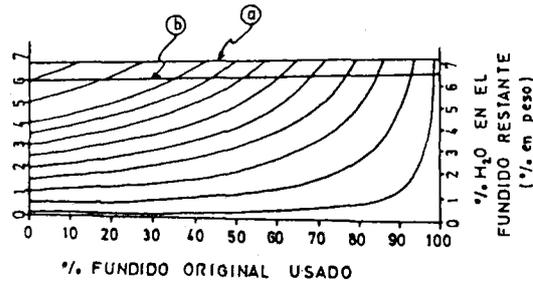


Fig. 4.25

SOLUBILIDAD ISOTÉRMICA
DE H₂O EN DIVERSOS LÍQUIDOS.

tomada de CARMICHAEL et al.
(1974)

En la naturaleza, los magmas tienen inicialmente cantidades de H₂O variables, pero normalmente pequeñas. En el curso de la cristalización, el agua se concentra en el líquido residual, y es fácil calcular cómo evoluciona la concentración de H₂O en función de la cantidad de material solidificado, suponiendo que sólo cristalizan fases anhidras (fig. 4.26). El problema se complica si se considera la formación de minerales hidratados:



- (a) — saturación de fundidos andesíticos
 - (b) — " " " basálticos
- véase fig. 4.25

FIG. 4.26

CONCENTRACIÓN DE AGUA EN UN MAGMA, A MEDIDA QUE AVANZA LA CRISTALIZACIÓN, SI SÓLO SE FORMASEN FASES ANHIDRAS.

(a partir de JAHNS & BURNHAM, 1969, ampliamente modificada)

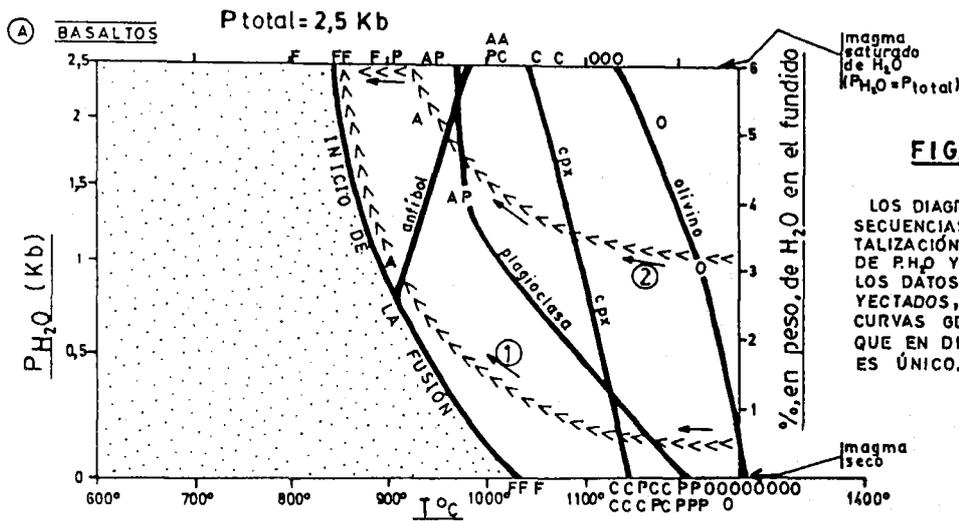
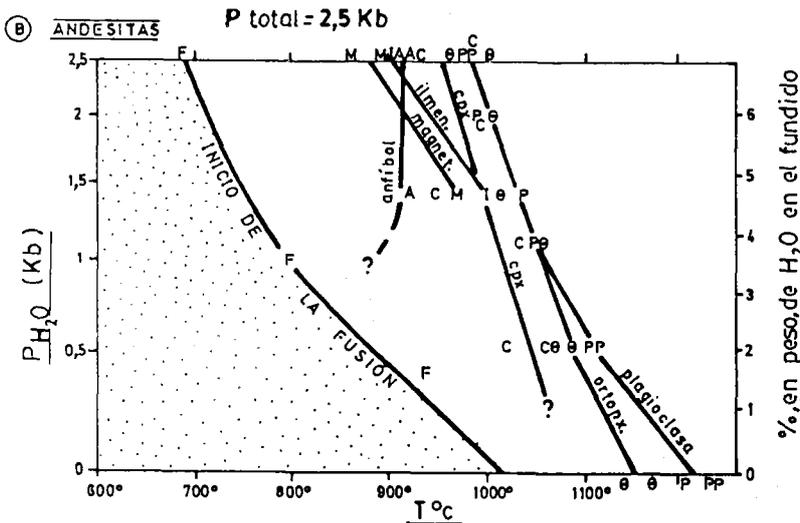


FIG. 4.27

LOS DIAGRAMAS EXPRESAN LAS SECUENCIAS GENERALES DE CRISTALIZACIÓN EN LAS CONDICIONES DE P_{H_2O} Y P_{TOTAL} SEÑALADAS. LOS DATOS EXPERIMENTALES PROYECTADOS, FUNDAMENTO DE LAS CURVAS GENERALES, REVELAN QUE EN DETALLE CADA MAGMA ES ÚNICO.

Datos experimentales de:
 YODER & TILLEY (1962)
 THOMPSON & TILLEY (1969)
 THOMPSON (1972)
 HOLLOWAY & BURNHAM (1972)
 EGGLER (1972)
 EGGLER & BURNHAM (1973)



① y ② son dos evoluciones de cristalización con diferente P_{H_2O}

en este caso, es evidente que la concentración de agua en el magma residual sufrirá un retraso.

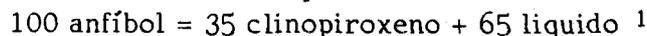
Tres rasgos de la figura 4.27 merecen ser destacados:

1) La necesidad de una concentración mínima de H_2O del orden del 3% en peso para que cristalice hornblenda, aspecto que ya ha sido comentado de una forma más general en el comienzo de este apartado.

2) La diferente pendiente de la curva del anfíbol, que muestra la creciente estabilidad de este mineral con el aumento de $P H_2O$.

3) Cómo el aumento de $P H_2O$ influye mucho más en la plagioclasa que en los piroxenos o el olivino, de tal forma que en condiciones secas la plagioclasa cristaliza antes que los piroxenos, pero cuando sube $P H_2O$ el clinopiroxeno se forma antes que la plagioclasa (fig. 4.27a) y el ortopiroxeno es aproximadamente simultáneo con ella (fig. 4.27b). Otra expresión de este mismo efecto se encuentra en el desplazamiento hacia la anortita del eutéctico del sistema dióxido - anortita, a medida, que aumenta $P H_2O$ - (Yoder, 1969).

Se ha visto que en los gabros de esta región se han dado dos tipos de cristalización, seca una e hidratada la otra, con todos los casos intermedios. En la primera apenas cristalizó anfíbol, estando constituida la paragénesis por olivino + plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno; en la cristalización hidratada se produjo una paragénesis más sencilla: plagioclasa + anfíbol. Estas dos diferentes cristalizaciones están representadas aproximadamente en la figura 4.27, lo que nos permite visualizar de forma semicuantitativa la marcha de la cristalización, en cuanto a concentración de H_2O y temperatura de aparición de las distintas fases. La figura no informa de las variaciones modales, pero debe advertirse que para obtener gabros con hornblenda como único ferromagnesiano es necesario que en el momento de alcanzarse el campo de estabilidad del anfíbol hubiese aún gran cantidad de fundido. En efecto, al estudiar la variación de la moda, Holloway y Burnham (1972) llegan a cuantificar aproximadamente la reacción de descomposición del anfíbol; los datos pertinentes se recogen en la figura 4.28, y la reacción sería (en peso):



Considerando un gabro hornbléndico constituido por 55% de plagioclasa y 45% de anfíbol (en peso), según la ecuación anterior aproximadamente un 30% de magma original se habría invertido en reaccionar con el clinopiroxeno (y el olivino) para formar anfíbol, si no se tiene en cuenta

¹ La reacción propuesta por Holloway y Burnham (1972) es $100 \text{ anf.} = 23 \text{ cpx.} + 72 \text{ líquido}$, pero tales proporciones no están de acuerdo con los datos de su propia figura. En cualquier caso, no debe olvidarse el carácter sólo aproximado de este cálculo, ya que el error estimado en la determinación de las composiciones es, según estos autores, de $\pm 10\%$.

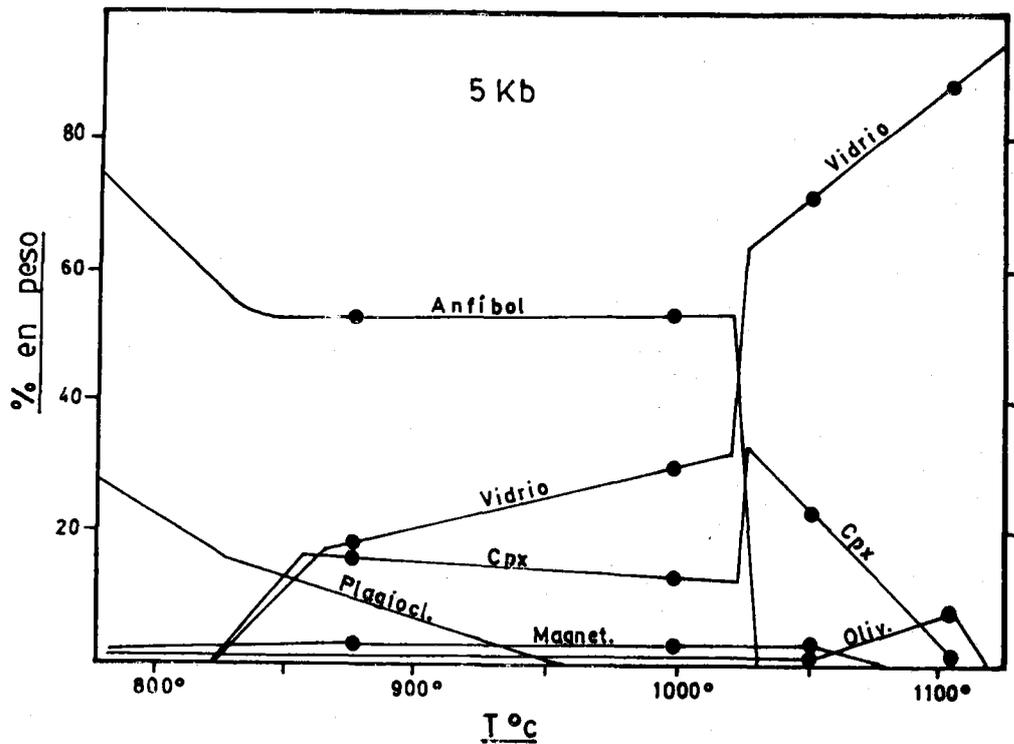


FIG. 4.28

VARIACIÓN MODAL A LO LARGO DE LA SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN DE UN BASALTO TOLEÍTICO, CON $P_{H_2O} < P_{TOTAL}$. NÓTESE LA REACCIÓN

LÍQUIDO + CPX = ANFÍBOL

(tomada de HOLLOWAY & BURNHAM, 1979)

que parte del anfíbol puede haber cristalizado directamente del fundido. En cualquier caso, como otra parte del magma se invierte en formar plagioclasa, la cantidad de fundido que debe haber antes de que se alcance el campo de estabilidad del anfíbol debe ser superior a ese 30%; los datos de Holloway y Burnham (1972), así como los de Helz (1976), sugieren valores del orden de 30-60 %.

Como se indicaba al principio de este apartado, la presencia de pegmatitas básicas es un aspecto de interés. Los cuerpos pegmatíticos tienen siempre dimensiones muy reducidas, y aunque se pueden encontrar casi en cualquier sector del conjunto plutónico básico, volumétricamente su importancia es mínima. Unas veces forman venillas intrusivas, y en -

otras ocasiones tienen límites graduales con la roca de grano normal ; en todo caso, jamás aparecen fuera de los cuerpos plutónicos básicos. Su composición es casi exclusivamente de plagioclasa y anfíbol, y estos minerales llegan a alcanzar tamaños de varios centímetros.

De acuerdo con el modelo de Jahns y Burnham (1979), la condición esencial para la formación de pegmatitas es la presencia de un magma saturado de agua y la consiguiente aparición de una fase acuosa que coexiste en equilibrio con él; la interacción de estas dos fases es la causa primordial de las pegmatitas.

Conviene recordar que los gabros no hornbléndicos se encuentran únicamente en la Unidad del Moro, situada bajo la Unidad de la Serrezuela, y dentro de ella muy frecuentemente en su parte inferior o zona de los acumulados. Por lo tanto, parece manifestarse una variación regular, de gran escala, en lo que se refiere a la concentración de agua, la cual sería más escasa en las partes bajas de la cámara magmática.

4.2.6 OTROS CUERPOS PLUTONICOS BASICOS EN EL SUROESTE DEL MACIZO IBERICO.

En diversos trabajos sinópticos sobre el plutonismo del Macizo Ibérico (Bard y Fabries, 1970; Capdevila et al, 1973; Aparicio et al., 1977), se ha señalado que un rasgo claramente diferenciador del sector suroeste del Macizo respecto de sus partes central y norte es la relativa abundancia de plutonismo básico. En verdad, sólo en el suroeste aparecen macizos básicos de dimensiones considerables.

Un esquema general (fig. 4.29) permite observar que las rocas plutónicas situadas al suroeste del batolito de los Pedroches aparecen concentradas formando tres alineaciones, que de sur a norte son : a) Castilblanco de los Arroyos-Beja; b) El Pedroso-Barcarrota; c) Córdoba-Almendralejo-Portalegre. En la región de Evora, existe sin embargo un amplio campo plutónico no alineado. Los estudios de síntesis mencionados en las líneas arriba, junto con los trabajos de Barros y Carvalhosa (1970) y Teixeira (1978), entre otros, constituyen una primera base de síntesis del magmatismo de esta amplia región, si bien en los últimos años han aparecido trabajos que aportan datos más detallados y corrigen varias de las generalizaciones allí enunciadas (e.g., Andrade et al., 1976; Burgos y Pascual, 1976; Pascual, 1981; Pons, 1982; Simancas, 1982; Garrote y

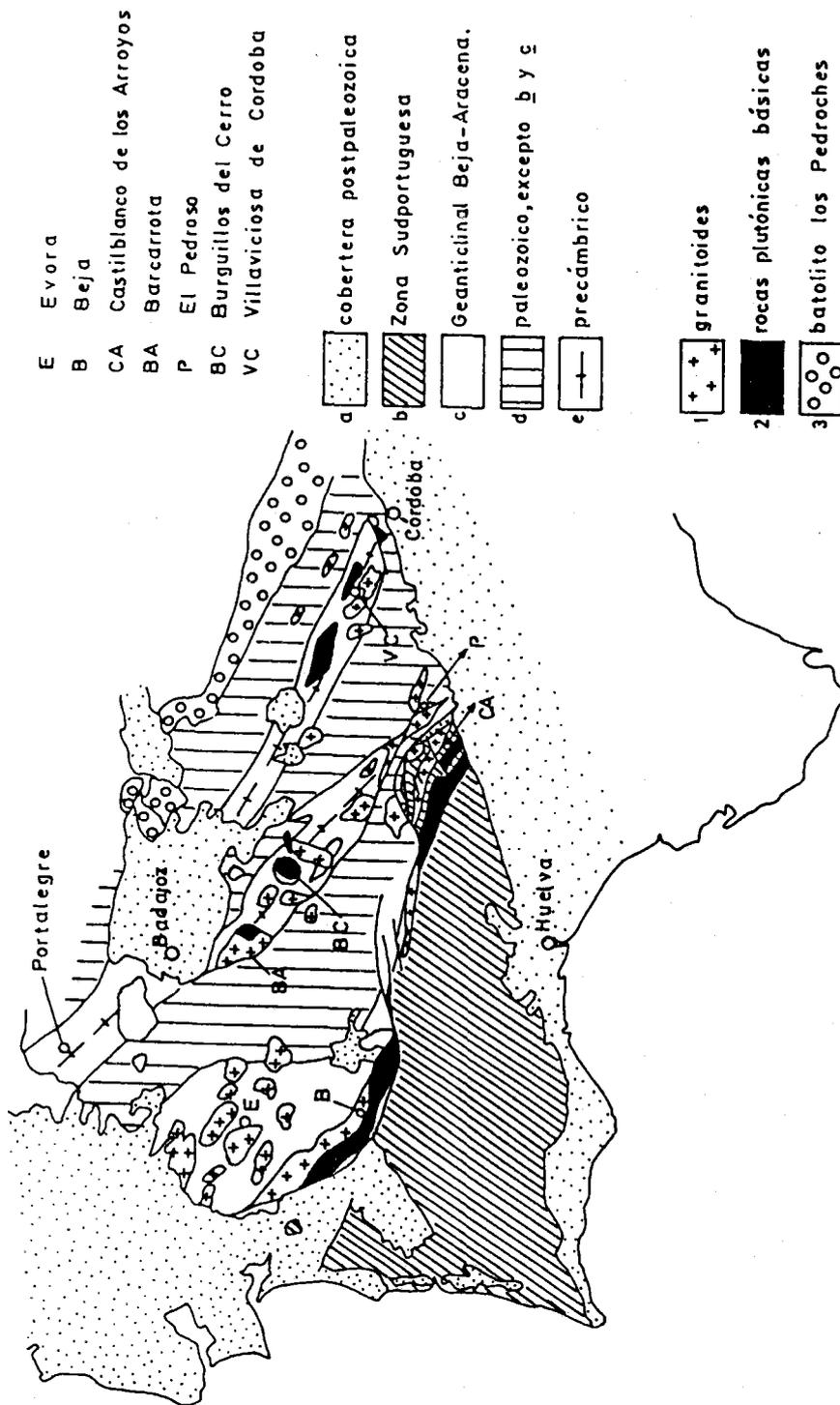


FIG. 4.29

GRANITOIDES Y ROCAS PLUTÓNICAS BÁSICAS DEL SW DEL MACIZO IBÉRICO

Sánchez Carretero, 1981 entre otros).

Los principales cuerpos plutónicos básicos afloran en las siguientes áreas (fig. 4.29): a) región de Beja (Portugal); b) Castilblanco de los Arroyos-Campofrio (estudiados en este trabajo); c) Burguillos del Cerro- Barcarrota; d) Los Ojuelos-La Coronada-Villaviciosa de Córdoba- Santa María de Trassierra.

AREA DE BEJA

El plutonismo de la región de Beja, en el sur de Portugal, tiene un especial interés, debido a que puede ser, en parte, continuidad del de la región Castilblanco-Campofrio, como se discutirá en las líneas próximas. Ello justifica un mayor detalle en la presentación de la región de Beja.

En este sector de Portugal aflora un amplio complejo constituido por rocas ácidas y básicas, en el que hasta época cercana se distinguían sólo dos unidades: Complejo gabrodiorítico de Beja (Silva et al., 1970) y Pórfidos (ácidos) de Baelizão- Alcáçovas (Carvalho et al., 1971). A partir de Andrade (1972) y Andrade et al. (1976), se reconoce una complejidad mayor, que en Andrade y Gama Pereira (1980) queda agrupada en tres grandes conjuntos: a) Complejo de Quintos- Odivelas, b) Complejo de Cuba- Alvito, y c) Pórfidos de Baelizão- Alcáçovas. La última de estas unidades coincide aproximadamente con la homónima antes definida; en cuanto al Complejo de Quintos- Odivelas, fundamentalmente coincidente con el Complejo gabrodiorítico de Beja, es el que más nos interesa en este momento, y será desarrollado muy brevemente a continuación.

Silva et al. (1970) han descrito gabros formados por olivino, hiperstena, augita y plagioclasa cálcica, minerales cuyas variables concentraciones determinan un bandeo alternante entre estratos de espesor centimétrico o decimétrico; se forman así gabros con olivino, noritas, anortositas, troctolitas y otros tipos petrográficos, con texturas típicas de acumulados magmáticos. Para estos autores el Complejo gabrodiorítico sería una especie de lopolito herciniano. Andrade (1972, 1977) y Andrade et al. (1976) consideran que estos gabros no constituyen más que una unidad menor dentro del conjunto básico (Complejo de Quintos- Odivelas). Por un lado, "... hacia el techo de las secuencias gabroanortosíticas se pasa... a gabros con anfíbol, aparentemente de forma gradual aunque rápida" (Andrade, 1972 p,11). Por otro lado, hacia el muro de las secuencias gabroanortosíticas aparece un

conjunto de metagabros anfibólicos, más o menos milonitizados, y en cuyo seno hay algunos cuerpos ultrabásicos y básicos serpentinizados; ésta es la denominada "Zona de la Serpentina" por Andrade (1977), en la idea de que estos materiales están en continuidad con los gabros anteriores. Sin embargo, Batista et al (1976) opinan que esta zona corresponde a una unidad anterior a las intrusiones gabroides citadas, pues consideran que la intensa deformación que presenta es debida a una fase de deformación anterior a la intrusión del conjunto gabroico; frente a esto, Andrade, (1977) arguye que las diferencias se deben únicamente al alcizallamiento asociado al cabalgamiento de Ficalho. Este punto de controversia tiene gran importancia en la discusión que se hará después. En fin, sobre los gabros hornbléndicos (situados encima de los bandeados), Andrade (1977) sitúa una "Zona basáltica" constituida por "... un probable complejo de diques de diabasa... en el que los diques pueden llegar a constituir el 100% del afloramiento... Las diabasas pasan hacia arriba a un conjunto complejo de lavas metabasálticas... En la parte superior dominan localmente piroclastos basálticos; no se excluye que parte al menos de los piroclastos no estén relacionados genéticamente con el resto de la secuencia".

En suma, el Complejo de Quintos -Odivelas (equivalente en líneas generales con el anterior complejo gabrodiorítico) queda subdividido, según Andrade, en las tres zonas siguientes: Zona de la Serpentina (aunque es esencialmente básica); Zona de gabros; y Zona de basaltos. Tal secuencia de materiales y la peculiar situación de éstos inmediatamente al norte del accidente de Ficalho, límite entre las zonas Sudportuguesa y de Ossa Morena, han conducido a la interesante hipótesis de que el citado complejo tiene carácter ofiolítico y, en consecuencia, ha sido denominado Complejo ofiolítico de Beja (Andrade, 1972, 1977, 1979). En esta interpretación, el accidente de Ficalho adquiere categoría de geosutura herciniana.

A pesar de lo sugestiva que es esta hipótesis, algunos hechos la ponen en tela de juicio. Así, se ha indicado ya que para Batista et al., (1976) lo que ha sido definido como la unidad más baja del complejo (metagabros anfibólicos con algunos cuerpos serpentinizados) constituye un conjunto aparte, anterior a los gabros. De hecho, estos materiales son semejantes a las ortoanfibolitas de Acebuches (Bard, 1977), aflorantes al sur del Macizo de Aracena, y a las anfíbolitas del sur de Almadén de la Plata. De esta forma, existiría una banda prácticamente continua de ortoanfibolitas a todo lo largo del límite entre las Zonas Sudportuguesa y Ossa Morena (fig. 8,12). Por el contrario, la Zona de los gabros del Complejo de Quintos - Odivelas no pre-

senta en absoluto deformación penetrativa, y es defendida en este trabajo la hipótesis de que se correlaciona con el conjunto de gabros de Campofrio-Castilblanco de los Arroyos. Tal correlación se ve apoyada por los siguientes hechos:

1) Un examen de la cartografía de gran escala evoca la idea de que los macizos plutónicos de Beja y Campofrio-Castilblanco son, al menos parcialmente, dos trozos de una misma unidad. No sólo los gabros sino también un conjunto plutono-volcánico ácido es común a uno y otro lado. Además, es evidente la orientación ligeramente oblicua al accidente tectónico de Ficalho que, en Portugal y en España, tienen estas unidades litológicas, justificándose así que en la región portuguesa este complejo plutónico esté en Ossa Morena y, sin embargo, pase a la Zona Sudportuguesa en la parte española (fig. 8,12). Cuando se deshace el efecto de la fracturación tardiherciniana que ha afectado al límite entre Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa, la correlación parece aún más clara (fig. 8,12).

2) Idéntica secuencia en los gabros, tanto en Beja como en Castilblanco. En ambos casos se ha distinguido una unidad inferior de gabros bandeados, cuyos niveles poco o nada acumulados corresponden a gabronoritas olivínicas; encima, y mediante un rápido paso gradual, se encuentran gabros hornbléndicos no bandeados.

3) Identidad petrográfica. Las descripciones que sobre los gabros inferiores de Beja pueden leerse (e.g. Silva et al., 1970) son perfectamente adecuadas a los gabros de la Unidad del Moro, en Castilblanco. Lo mismo puede decirse respecto de los gabros hornbléndicos, incluyendo la existencia de venas y parches pegmatoides.

4) Gran semejanza química. Sobre este punto basta transcribir aquí algunos análisis químicos de Andrade (1979) (tabla 4.3), para que sean comparados con los análisis de gabros de Castilblanco. Puede observarse que en los gabros de Beja también existe una evolución toleítica.

En fin, no debe ser silenciado el principal problema de la correlación aquí defendida: el problema es la denominada Zona de los basaltos del Complejo Quintos-Odivelas. Si en verdad estos materiales basálticos (diques en la parte inferior) están relacionados con los gabros, la correlación de éstos con los de la región de Castilblanco sería imposible. Esto es así porque, además de que tal asociación sería un buen argumento en favor de la interpretación ofiolítica, la edad de los basaltos, deducida de la de unas intercalaciones carbonatadas fosilíferas, es Devónico medio-superior (Conde y Andrade,

1974), frente a la edad Westfaliense medio de los gabros de Castilblanco. Por lo tanto, no todos los datos encajan en el intento de correlación; sin embargo, los argumentos petrográficos, químicos y geométricos expuestos antes me parecen con suficiente fuerza como para sugerir que la Zona de los basaltos posiblemente no esté relacionada con los gabros, un hecho que no sería de extrañar dada la profunda amalgama de materiales ígneos que se ha desarrollado en la región de Beja (Andrade et al., 1976).

Tabla 4.3

Algunos gabros de Beja

	<u>Gabros olivínicos</u>	<u>Gabros con anfíboles</u>	<u>Ferrogabros</u>
SiO ₂	49,30	49,72	45,63
TiO ₂	0,43	0,78	3,05
Al ₂ O ₃	17,34	15,84	16,35
Fe ₂ O ₃	1,39	2,85	3,58
FeO	4,92	4,83	8,61
MnO	0,14	0,08	0,15
MgO	9,08	7,11	5,10
CaO	13,92	13,67	10,03
Na ₂ O	2,41	3,08	3,41
K ₂ O	0,11	0,23	0,51
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,86
H ₂ O ⁺	0,55	1,80	2,12
Suma	<u>99,62</u>	<u>99,93</u>	<u>99,40</u>

Datos de Andrade (1977)

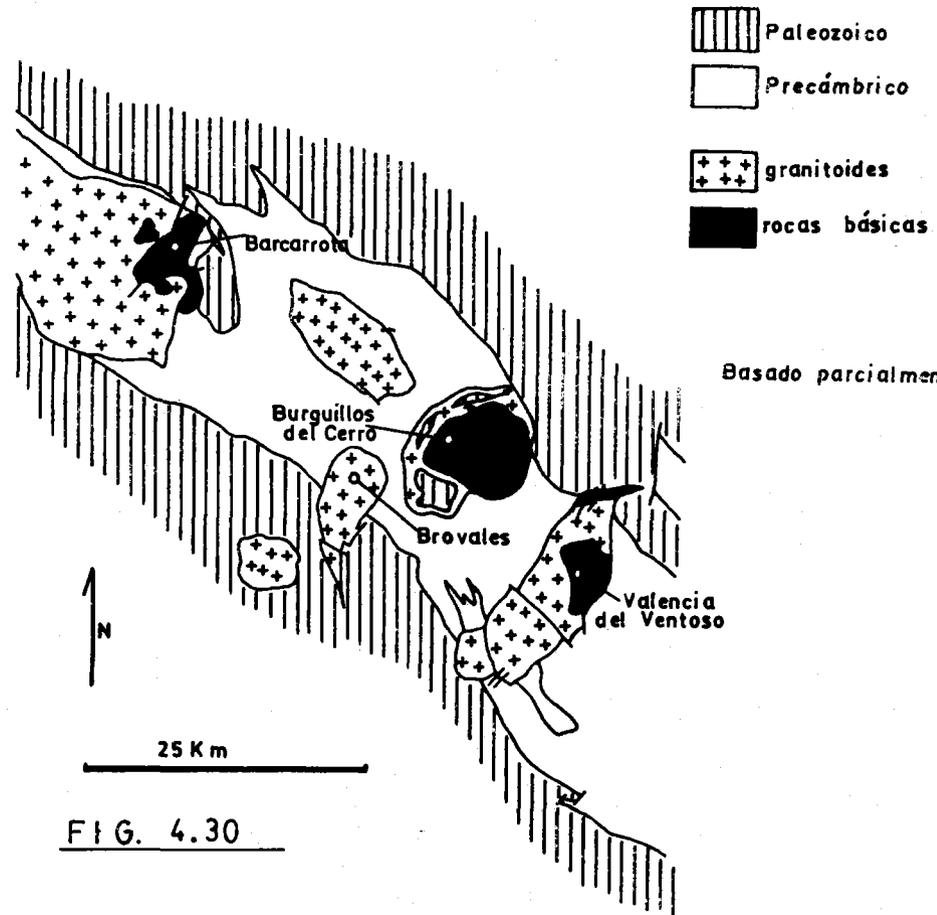
En esta alineación también existen macizos de variada edad y composición litológica. Las facies básico-intermedias son minoritarias en los macizos de Barcarrota y Valencia del Ventoso, y dominantes en el de Burguillos del Cerro (fig. 4.30). Dado el gran desarrollo que las rocas básicas adquieren en este último macizo, y los abundantes datos que sobre él ha obtenido Pons (1982), la sucinta descripción que sigue se refiere principalmente al macizo de Burguillos del Cerro. Los datos se han tomado en su totalidad del mencionado trabajo de Pons.

Dejando a un lado los diques que la cortan, la intrusión de Burguillos del Cerro está constituida por un conjunto central, esencialmente gabroico, de rocas bandeadas, (unas tres cuartas partes del total), y un conjunto no bandeado que rodea al anterior y está formado por rocas más diferenciadas: dioritas, monzonitas e incluso granitos. Los tipos petrográficos distinguidos por Pons (1982) en el conjunto central aparecen resumidos en la tabla 4.4

Tabla 4.4

Unidades petrográficas de la intrusión de Burguillos del Cerro.

<u>Unidad</u>	<u>Tipo de acumulado</u>	<u>Nomenclatura petrográfica</u>
I	máfico	peridotita (lerzolita) con cpx+hbl (\pm pl)-- -- melagabros con oliv + cpx + hbl.
II	total	gabros con hbl + cpx + oliv.
	félsico	leucogabros con cpx + oliv. \pm hbl.
	máfico	melagabros ricos en hbl+cpx+oliv.-- mela gabros con cpx + hbl+ oliv.
III	total	gabronoritas con cpx + hbl + opx
	félsico	gabronoritas ricas en pl + cpx + hbl + opx
	máfico	gabros hornbléndicos-- gabros con cpx + hbl
IV	total	gabros con cpx + opx + biot. + hbl
	félsico	leucogabronoritas con cpx + opx + hbl + biot.
	máfico	gabros hornbléndicos-- gabros con cpx+hbl+biot. +opx
V	total	dioritas con hbl + biot + cpx
	máfico	dioritas con anfíbol \pm biot.
VI	Félsico	diorita con biot. + cpx
	máfico	diorita con biot. + cpx.



Basado parcialmente en Pons (1981)

FIG. 4.30

Estas variedades litológicas se ordenan en seis unidades, que muestran una disposición más o menos concéntrica. A lo largo de la serie así constituida se pueden notar las siguientes variaciones generales: el olivino no aparece más que en los primeros términos y el cuarzo en los últimos; el ortopiroxeno se desarrolla esencialmente cuando no hay olivino; plagioclasa, clinopiroxeno y ferromagnesianos hidratados están presentes siempre, aunque en cantidades que pueden ser muy variadas, debido sobre todo a fenómenos de acumulación.

Superpuestas a estas variaciones generales aparecen otras de entidad menor y carácter cíclico.

La continuidad petrográfica existente entre todos los términos, unida al predominio de las rocas básicas, sugieren que el conjunto ha resultado de un proceso de diferenciación por cristalización fraccionada.

El estudio geoquímico del macizo es difícil, por el profundo efecto de los fenómenos de acumulación. Con todo, Pons llega a deducir una evolución de tipo calcoalcalino.

Sin duda, el agua jugó un importante papel en la evolución de este magma, dada la profusa cristalización de anfíbol. Pons llega a proponer que las variaciones rítmicas observables se explican en gran parte por fluctuaciones en la concentración de agua.

En cuanto a la edad de intrusión de este macizo y otros vecinos, Bard y Fabries (1970) lo situaron entre las intrusiones postec-tónicas, posteriores a la segunda fase de deformación herciniana. Sin embargo, el interesante estudio estructural de Brun y Pons (1981) sugiere que son intrusiones sintectónicas. Los datos geocronológicos de Dupont et al., (1981) dan para este macizo una edad inaceptablemente antigua: 423 ± 30 M.A.

En resumen, el cuerpo plutónico de Burguillos del Cerro está dominado por las rocas básicas y presenta una intensa diferenciación por cristalización fraccionada, unida a procesos variados de acumulación; su evolución general parece de tipo calcoalcalino. El agua ha tenido una importante acción en la evolución del magma.

Las rocas básicas que afloran en el macizo de Barcarrota - tienen un notable interés, a pesar de ser minoritarias. Aparicio et al. (1977) indican la existencia de "gabros olivínicos con endiópsido, Fe augita y labradorita", además de gabros, noritas e hiperitas. Ruiz de Almodóvar (1981) señala la presencia abundante de gabros anfibólicos, en donde el anfíbol es con fre--

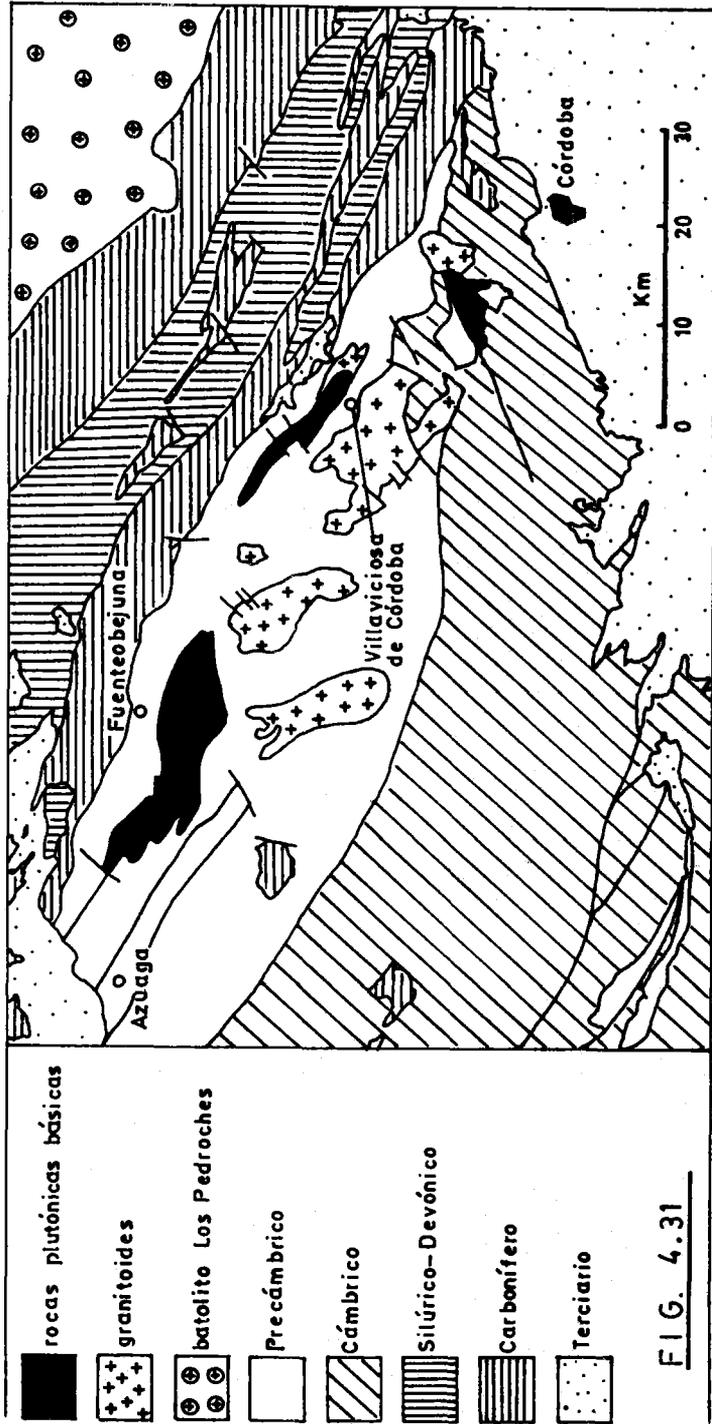


FIG. 4.31

cuencia de tipo kaersutita; así mismo, sus análisis químicos muestran que estos gabros son alcalinos. Sobre la edad de intrusión del cuerpo básico de Barcarrota puede decirse que, respecto de los dos tipos de granito que dominan en este macizo, granito de grano grueso y granito alcalino hipersolvus, las rocas básicas parecen al menos anteriores a éste último (Ruiz de Almodovar, com. pers.). Para Bard y Fabries (1970) el macizo de Barcarrota es, en su conjunto, anterior a la fase segunda de plegamiento herciniano en Ossa Morena; teniendo en cuenta sin embargo los recientes datos de Brun y Pons (1981) sobre cuerpos plutónicos vecinos no sería de extrañar una edad de intrusión incluso ligeramente más temprana.

ROCAS BÁSICAS DE LOS OJUELOS - LA CORONADA

Entre las rocas plutónicas aflorantes en el anticlinorio de Portalegre-Badajoz-Córdoba aparecen, en su mitad meridional, cuerpos básicos que forman, junto con rocas graníticas intimamente mezcladas con ellos, el Complejo de los Ojuelos-La Coronada, según definición de Delgado Quesada (1971). Para Burgos y Pascual (1976) las rocas ácidas de este complejo constituyen sin lugar a dudas una unidad genéticamente diferente, intruida con posterioridad.

Las rocas básicas forman tres grandes afloramientos, distinguibles en la figura 4.31. Las descripciones detalladas existentes (Burgos y Pascual, 1976; Pascual, 1981; Garrote y Sánchez Carretero, 1983), en las cuales se basa el breve resumen que sigue, se refieren a los dos cuerpos meridionales, aunque se cree que el conjunto es bastante homogéneo.

Se han distinguido gabros con olivino y plagioclasa tardía, gabros con olivino y plagioclasa precoz, hiperitas, gabros y dioritas, además de una facies apical de cuarzo monzonitas y de minúsculas masas de pegmatitas básicas; dominan absolutamente las dioritas y los gabros. Los gabros con olivino e hiperitas parece que se formaron en un nivel medianamente profundo, y habrían sido arrastrados hacia una posición de menor profundidad, en donde tendría lugar el resto de la cristalización. La importante proporción de anfíbol (especialmente en las dioritas, las rocas más abundantes) y la existencia de cuerpecillos pegmatoides revelan una notable cantidad de agua en el magma.

La edad de intrusión no puede establecerse sin ambigüedad, pues es dudosa la atribución a las rocas básicas de un metamorfismo de contacto

visible en algunos puntos y que afecta al Westfaliense C. Una edad Westfaliense medio parece bastante probable, pero no está asegurada.

ALGUNAS COMPARACIONES

El breve repaso de las rocas plutónicas básicas que se acaba de hacer permite algunas reflexiones. Un primer punto a considerar es el de las relaciones entre rocas básicas y rocas ácidas.

La existencia conjunta en el espacio de las intrusiones básicas y las intrusiones graníticas es un hecho de observación constante: no sólo plutones de una y otra composición se hallan concentrados en unas pocas alineaciones, sino que ambos tipos pueden llegar a coexistir en un mismo macizo, formando en ocasiones mezclas a la escala de afloramiento. Sin embargo, las relaciones temporales no son siempre tan estrechas. En el macizo de Bruguillos del Cerro puede considerarse muy probable la relación temporal y genética entre las diversas rocas que lo constituyen, desde gabros a granito, éste en cantidad muy subordinada. En los macizos vecinos de Valencia del Ventoso, Salvatierra de los Barros y Brovales, dominante o exclusivamente ácidos hay similitudes en la evolución química respecto de Bruguillos del Cerro; como, además, la intrusión de todos ellos es próxima en el tiempo, Pons (1982) ha sugerido que todos estos cuerpos derivan de un magma básico mediante cristalización fraccionada, realizada en distintos niveles. En definitiva, se ha propuesto una misma filiación para todos esos plutones, aunque sólo en Bruguillos del Cerro tal hipótesis puede considerarse bien establecida; en los demás casos es posible pensar también en un magmatismo ácido coetáneo de otro básico. Sea como fuere, al menos Bruguillos del Cerro ofrece un cuadro distinto del que parece deducirse para las regiones de Castilblanco de los Arroyos, Beja y los Ojuelos-La Coronada, en donde el magmatismo ácido es posterior al plutonismo básico y no existe gradación entre uno y otro tipo. En estos casos, lo que se deduce es la existencia de dos clases de magma primario de composición muy diferente: basáltica y granítica.

Otro punto de interés es la edad de intrusión de los cuerpos básicos. Las únicas dataciones radiométricas conocidas hasta la fecha son las de Dupont et al. (1981), correspondientes a diversos macizos de la región de Bruguillos del Cerro. Desgraciadamente, las edades obtenidas son en algunos casos inaceptablemente antiguas (e.g. 423 ± 30 MA para el macizo

de Burguillos del Cerro, esto es, Silúrico bajo) y los datos merecen en conjunto escasa confianza. De acuerdo con las observaciones geológicas, y en particular con el estudio estructural, el macizo de Burguillos sería sintectónico (Brun y Pons, 1981): la esquistosidad del encajante parece continuarse en el cuerpo granítico como una estructura de "flujo". No obstante, lo que no resulta claro es si esa esquistosidad corresponde a la primera (Brun y Pons, 1981; Pons, 1982) o a la segunda (Vauchez, 1975; Dupont, 1979) de las generalmente admitidas en Ossa Morena. La primera fase de deformación en esta Zona parece ser del Devónico superior, mientras que la segunda sería Westfaliense.

En la región de Castilblanco de los Arroyos, los gabros intruyeron durante y algo después de la primera fase de deformación de la Zona Sudportuguesa, esto es, aproximadamente en el Westfaliense medio. Por su parte, las rocas del conjunto básico Los Ojuelos-La Coronada son también, con cierta probabilidad, aproximadamente del Westfaliense medio (Pascual, 1981).

Resumiendo, el Westfaliense parece ser la época más importante en la que intruyeron los cuerpos básicos del suroeste ibérico. La intrusión de Burguillos del Cerro puede ser bastante anterior o sólo ligeramente precoz; en caso de Barcarrota es quizás aún más precoz. En todo caso, y a pesar de las imprecisiones, se puede descartar totalmente una migración del plutonismo básico en la dirección transversal a las directrices hercinianas, siendo aproximadamente de igual edad en el extremo septentrional (Los Ojuelos-La Coronada) y en el extremo meridional (Castilblanco de los Arroyos y, probablemente, Beja) .

Otra cuestión es la forma que a gran escala presentan los cuerpos plutónicos básicos, como una manifestación del tipo de emplazamiento . Las rocas básicas de Los Ojuelos-La Coronada se alinean en continuidad con la importante falla de Azuaga. En el sur, la disposición alineada de las rocas básicas de Castilblanco y de Beja es bien notoria y, en consecuencia, resulta obligado invocar una franja de debilidad muy continua y profunda por la que ascendería el magma. Por el contrario, una vez más, la región de Burguillos del Cerro es diferente: aquí, la forma de los afloramientos sugiere intrusiones "puntuales" en lugar de intrusiones lineares.

En cuanto a la composición química y mineralógica de estas rocas, llama la atención la singularidad de Barcarrota, con gabros y granitos netamente alcalinos. En los demás casos, el magma básico fué probablemente toleítico y evolucionó de forma variable hasta formar secuencias calcoalcalinas o toleíticas, sin que esta variabilidad se correlacione con la edad de intrusión.

Por encima de estas diferencias, hay un rasgo común (incluyendo a Barcarrota), cual es el de que los magmas básicos fueron siempre notablemente hidratados, al punto de que el anfíbol es, en conjunto, el ferromagnesiano más abundante.



4.3 EL GRANITO DE CASTILBLANCO DE LOS ARROYOS .

4.3.1 DEFINICION PREVIA, AFLORAMIENTOS Y EDAD DE INTRUSION.

Se denomina granito de Castilblanco una masa de roca plutónica ácida cuya composición es granítica s. str., con algo de moscovita, y que posee invariablemente textura hipidiomorfa granular. Estos caracteres suelen permitir la diferenciación en el campo de esta unidad granítica, ya que la composición del resto de los granitoides aflorantes en la región suele ser algo más básica (granodioritas, tonalitas) y /o las texturas son diferentes: porfídicas, gráficas, de grano fino o aplíticas.

Constituye principalmente un macizo alargado en dirección NW-SE, que se extiende desde los alrededores de la Ermita de Nuestra Señora de Escardiel hasta el extremo meridional de la cuenca del Viar, comprendiendo puntos geográficos tan significativos como el pueblo de Castilblanco y el Cerro Cebrón. Otro afloramiento importante de este granito es el macizo de Gerena, y, con extensión más reducida, aparece también al este del Cortijo Matute, al norte de Guillena y al sur del embalse del Cala, en este último caso como manchas pequeñas incluidas en gabros.

Hay afloramientos de calidad muy desigual. Frente a la buena exposición del cuerpo de Gerena, la masa principal (afloramiento Castilblanco-Cebrón) permite sólo observaciones precarias: al norte de Castilblanco, en la canterilla de Navahonda, la observación es perfecta, pero fuera de allí hay una cubierta de suelo esquelético o el granito aflora muy alterado. Además, en los alrededores del Cebrón, la densidad de diques básicos que intruyen en el granito es tal que la roca encajante llega a perderse en algunos sectores, circunstancia a la que contribuye también la mayor alterabilidad que el granito muestra respecto de las diabasas. Tanto es así que en cartografías previas a la de este trabajo se ha interpretado esta zona como un amplio afloramiento de rocas volcánicas básicas dispuestas en coladas, o como un macizo plutónico básico (Muelas y Crespo, 1976); una confusión semejante aparece en el trabajo de Fabries y Sadrán (1959), quienes llegan a proponer una extraña evolución petrogenética, falsamente compleja.

En el interior de los afloramientos del granito de Castilblanco existen masas de granitoides intruidos con posterioridad; la separación cartográfica

fica neta de unos y otros cuerpos no suele ser posible, dadas las pobres condiciones de observación.

La relación espacial entre el granito de Castilblanco y los gabros es bastante clara. El cuerpo granítico principal (Castilblanco-Cebrón) parece la continuación de la masa de gabros que existe al sur del embalse del Cala, alineándose de la misma forma que los gabros. En el cortijo Matute y al norte de Guillena también están juntos los gabros y este granito. Tan sólo el afloramiento de Gerena aparece alejado de afloramientos de rocas plutónicas básicas, pero en el extremo sur de Gerena es observable una facies de mezcla de roca graboide con granito.

No sólo existe relación en el espacio sino también en el tiempo. Al igual que ocurre con los gabros, este granito produce metamorfismo de contacto sobre su encajante, si bien la intensidad es sensiblemente menor, como corresponde a la inferior temperatura de solidificación del magma granítico. El metamorfismo es también tardío F_1 y pre F_2 ($F_{1,2}$, fases de plegamiento), de acuerdo con los mismos criterios ya señalados en el caso de los gabros. Por otro lado se han podido observar enclaves de gabro dentro del granito, lo que indica que el encajamiento de este último sería por lo menos algo más tardío.

El nivel de intrusión que alcanzó el granito de Castilblanco fué -- aproximadamente el mismo de los gabros. La cartografía muestra que el encajante del granito son los gabros o la F. Ronquillo; sólo en Gerena parece que el granito ascendió hasta la F. Media Fanega, aunque esta excepción podría no serlo pues el contacto es mecánico. Además, en enclaves cuarzolutíticos se ha observado la asociación paragenética de moscovita y sillimanita, igual que ocurría en algunas corneanas ligadas a los gabros, y esta asociación -- implica una notable profundidad de intrusión.

Como ya se ha señalado, el granito de Castilblanco produce metamorfismo térmico cuando contacta con rocas sedimentarias. Dada su asociación espacial con gabros es difícil atribuir a éstos o al granito el metamorfismo de un determinado sector. En todo caso, allí donde no se observan cerca afloramientos de rocas básicas, el metamorfismo no alcanza nunca la zona de la sillimanita e, incluso, la cordierita es escasa. Esto significa que la intensidad del metamorfismo ligado al granito es sensiblemente menor que la del causado por los gabros. Sólomente en enclaves de reducidas dimensiones llegó a formarse sillimanita, porque la temperatura que alcanzarían sería muy próxima a la del magma.

4.3.2 PETROGRAFIA.

4.3.2.1 LA ROCA GRANITICA.

Los minerales principales de esta roca son: cuarzo, plagioclasa ácida, microclina micropertítica y biotita marrón rojiza. En cantidad mucho menor, generalmente inferior al 1%, se encuentran moscovita, mena, circón y apatito. Además, en la cantera de Navahonda, al NW de Castilblanco, aparece granate almandino. Dado que la cantidad de plagioclasa es aproximadamente igual a la de feldespato potásico, la roca se clasifica como un granito (granito monzonítico).

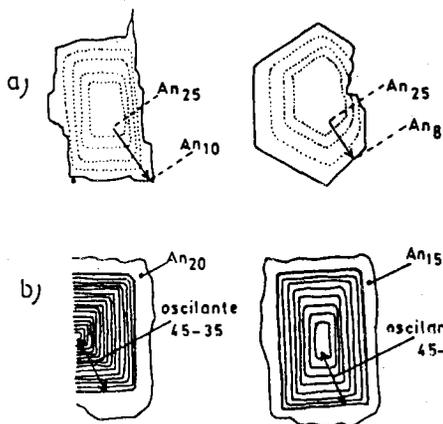
La textura es típicamente granítica, con cristales subidiomorfos de biotita y, menos claramente, de plagioclasa. En esta última, el borde suele ser irregular pero la zonación que presentan los cristales permite apreciar -- que las zonas internas son idiomorfos. Cuarzo y feldespato potásico son xenomorfos.

Un rasgo textural notable es el efecto corrosivo de la microclina sobre otros minerales. Corroe muy ligeramente al cuarzo, la biotita y el granate, pero plagioclasa y, sobre todo, moscovita están muchos más afectadas. La reacción entre plagioclasa y feldespato potásico da lugar a bordes de lavado en esta última y a texturas mirmequíticas.

Las relaciones texturales sugieren que la biotita y los núcleos de los cristales de plagioclasa cristalizaron aproximadamente al mismo tiempo, y antes que el cuarzo y el feldespato potásico; la cristalización de la plagioclasa continuó, con composiciones más albiticas, hasta una etapa tardía. La moscovita debió cristalizar antes que el feldespato potásico, dentro del cual se suele ver englobada; como, en ocasiones, se ha visto moscovita intercrecida con biotita, parece que la primera también cristalizaría en una etapa temprana de la consolidación del magma.

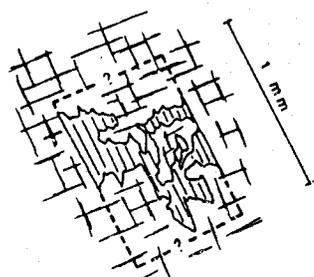
La intensa corrosión del feld. K sobre la moscovita (fig. 4.32) podría achacarse a que ésta hubiese dejado de ser estable en los últimos momentos de la consolidación del magma porque éste, en su ascensión, hubiese abandonado el campo de estabilidad de aquélla. Sin embargo, por causas que se comentan más adelante, resulta más probable que esta corrosión sea una reacción

FIG. 4.32 Algunos rasgos petrográficos del granito de Castilblanco.

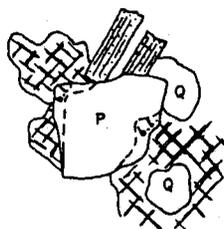
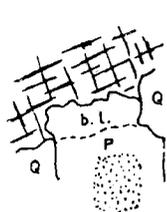


DOS TIPOS DE ZONACIÓN EN LA PLAGIOCLASA:

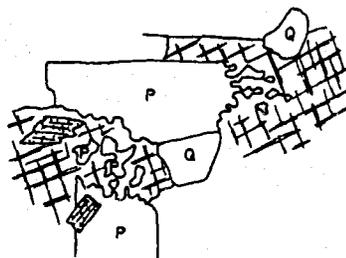
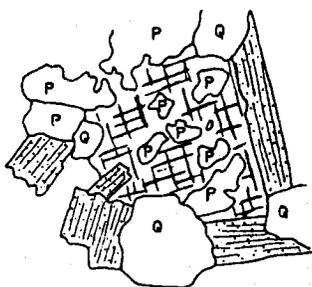
- a) GRADUAL Y NORMAL (LA ZONACIÓN MÁS COMÚN)
 b) NÚCLEO CÁLCICO CON ZONACIÓN OSCILATORIA (LIMITADA A LAS FACIES GRANODIORÍTICAS)



INTENSA CORROSIÓN DEL FELDESPATO POTÁSICO SOBRE LA MOSCOVITA.



REACCIÓN SUBSÓLIDUS ENTRE FELDESPATO POTÁSICO Y PLAGIOCLASA, CON FORMACIÓN DE BORDES DE LAVADO, MIRMEQUITAS Y, A VECES, INTENSA CORROSIÓN.



subsolidus , como lo es, sin duda, la reacción entre feld.K. y plagioclasa (fig. 4.32).

La plagioclasa , maclada abundantemente, está zonada. En general el núcleo es oligoclasa-andesina (An 30-25) y el borde es albítico (An10-8). La zonación es en conjunto normal y gradual. A veces, en rocas algo más cálcicas, hay un salto brusco entre un amplio núcleo con zonación oscilante (An 45-35) y un borde apenas zonado (An 20-15) (fig. 4.32).

El feld.K. es microclina micripertítica, con buen desarrollo de la macla en rejilla. Por la geometría de las venas albíticas exseltas, parece claro que se trata de una pertita de desmezcla.

La mena metálica es extremadamente escasa, muy inferior al 1%. Casi en su totalidad es ilmenita, que aparece en cristales alargados de tamaño muy pequeño; parece haber también cristalillos muy menudos de ¿pirrotina?

El granate se ha encontrado únicamente en la canterilla de Navahonda. Aparece en tres situaciones diferentes: a) en el seno de la roca granítica, en cantidad escasa (<1%); b) concentrado en diferenciados leucocráticos (venas de bordes difusos) del mismo granito; c) en un peculiar tipo de enclaves que se describirá en un apartado posterior. Estos últimos se han estudiado con microsonda, resultando una composición media de Pir. 1,16- - Alm. 82,13- Espes. 14,01 - Gross. 2,53, esto es, fuertemente almandínico. También se ha estudiado, mediante la determinación del índice de refracción y de la arista de la celdilla unidad (a_0), el granate de los diferenciados leucocráticos. La difracción de R-X (con patrón de Si) ha dado picos muy bien definidos, lo que sugiere falta de zonación; el valor de a_0 ha resultado ser 11,544 Å. Para el índice de refracción se ha utilizado la colección de líquidos Cargile, habiéndose obtenido un valor muy aproximado a 1,815. De los diagramas de Winchell (1958), modificados por Hutchinson (1975), se deduce una composición del tipo Pir. 7,3- Alm. 87- Gross. 5,7, o bien Pir. 6,4- - Alm. 68,4- Espes. 25,2; en todo caso, una composición fuertemente almandínica. No se conoce la composición del granate que aparece diseminado en la roca granítica normal, pero es muy probable que sea prácticamente igual al de las venas leucocráticas.

Las transformaciones postmagmáticas observadas, aparte de las reacciones entre feld.K. y plagioclasa (mirmequitas, bordes de lavado en plagioclasa), son: sericitización de la plagioclasa, al menos de sus núcleos; transformación de la biotita en clorita, mena y rutilo; ligera cloritización del granate.

4.3.2.2 LOS DIFERENCIADOS LEUCOCRATICOS

En el granito de Castilblanco se observan venillas blancas de morfología más bien irregular. No son abundantes y en volumen constituyen una parte insignificante.

Su composición mineralógica es semejante a la del granito, sólo que muestran un mayor grado de evolución magmática. Están constituidas por cuarzo, plagioclasa y feld.K., además de cantidades pequeñas de biotita y moscovita. En Navahonda aparece también granate, en cantidad notable.

La textura es de tipo granítico, con algunas zonas aplíticas. Cuarzo y feld. K. son xenomorfos, mientras que plagioclasa y micas son subidiomorfos.

La plagioclasa no está zonada. Su composición es An7-19, esto es, albítica; coincide aproximadamente con la composición de la orla más externa de las plagioclasas zonadas del granito

El feld.K. es ortosa micro-criptopertítica ($2Vx=50-60$). Su menor triclinicidad y la mayor finura de la desmezcla pertítica, comparado con el feld.K. del granito, deben tener su causa en una solidificación más rápida de este líquido leucocrático. Feld.K. reacciona en condiciones subsolidus con la plagioclasa, produciendo bordes de lavado y mirmequita; en algún caso, la corrosión es tan intensa que la plagioclasa aparece como pequeños restos incluidos en el feld.K.,.

La biotita es ópticamente idéntica a la del granito, pero está en cantidad exigua.

La moscovita, escasa como en el granito, aparece también corroída por el feldespató potásico.

El granate está localizado exclusivamente en la canterilla de Navahonda, de la misma manera que el granate del granito. Sin embargo, en las venas leucocratas el granate es mucho más abundante. Su composición almandínica ha sido ya referida en el apartado anterior.

En cuanto al orden de cristalización, cabe señalar que biotita, moscovita y plagioclasa son anteriores a feld.K. y cuarzo.

4.3.2.3 LOS ENCLAVES

Los enclaves hallados en este granito pueden ser clasificados en tres grupos: a) trozos de la roca metasedimentaria encajante; b) enclaves microgranudos; c) enclaves de origen incierto, muy ricos en hierro.

ENCLAVES PROCEDENTES DE LA ROCA SEDIMENTARIA ENCAJANTE

Aparecen en diversos puntos, pero donde se observan en condiciones excelentes es en la cantera de Navahonda. Allí, se disponen agrupados en bandas que son expresión de movimientos fluidales de la masa granítica.

Tienen formas predominantemente rectangulares, ya que su desgajamiento de las paredes del encajante se realizó aprovechando las superficies planares de debilidad que éste posee. Sin embargo, es visible también en varios casos cómo los enclaves han sido asimilados por el granito, de forma que la geometría angulosa va desapareciendo, al tiempo que el enclave se oscurece por una mayor concentración de biotita; se llega así a enclaves lenticulares de tipo "sobremicáceo" (Didier, 1973) que, a causa del movimiento del magma, se estiran y terminan desintegrándose. Sin duda, esta es la causa de la facies oscura, rica en biotita, que localmente presenta el granito de la cantera de Navahonda.

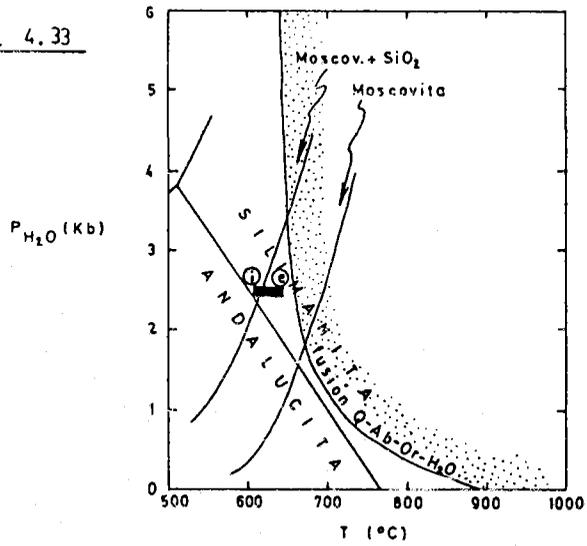
En todos estos enclaves, salvo en los sobremicáceos, se observa a simple vista una corona oscura y un núcleo comparativamente claro. Esto se debe a que la biotita se concentra en la zona externa, estableciendo una zonación visual que se corresponde también con otras diferencias mineralógicas y químicas, como se indica a continuación.

En la zona externa de los enclaves, la composición mineralógica es la siguiente: biotita (muy abundante), cuarzo, plagioclasa, microclina, mena, cordierita, sillimanita y, en algunos casos, espinela verde y corindón.

En la zona interna se encuentran todos los minerales anteriores salvo feld. K, espinela y corindón, aparte de que biotita y sobre todo plagioclasa están en cantidad sensiblemente más reducida. Por otro lado, exclusivos del interior son moscovita (siempre abundante) y andalucita, esta última en cantidad muy variable puesto que es una reliquia (el polimorfo estable es sillimanita). En cantidad muy pequeña se encuentran también turmalina y apatito.

La biotita tiene caracteres ópticos idénticos a los del granito, al igual que el cuarzo, la plagioclasa y la microclina, de la costra de los enclaves.

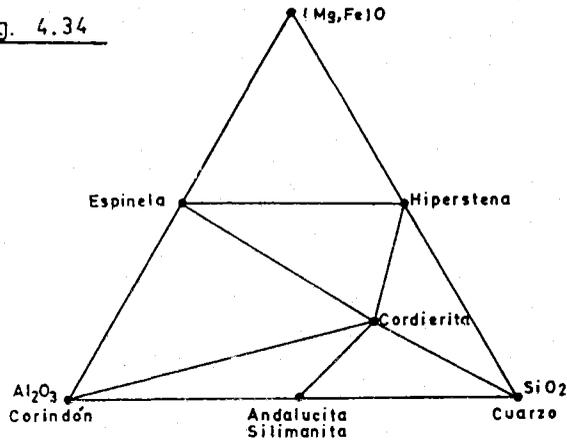
Fig. 4.33



datos experimentales de:
 Tuttle & Bowen (1958)
 Evans (1965)
 Holdaway (1971)

TEMPERATURA ALCANZADA POR LOS PEQUEÑOS ENCLAVES. ①: parte interna; ②: borde

Fig. 4.34



tomada de Turner(1968)

FACIES DE CORNEANAS HORNBLÉNDICAS. ASOCIACIONES MINERALÓGICAS EN ROCAS ALUMÍNICAS.

El tamaño de grano de todos estos minerales disminuye rápidamente cuando se entra en el interior del enclave.

La sillimanita aparece como prismillas aciculares, dispuestos con cierta orientación mimética. Es siempre abundante en el interior de los enclaves; en el borde suele estar en menor cantidad, sobre todo cuando existen espinela y corindón.

La cordierita es difícil de detectar en el interior, dado el grano fino de los enclaves. En la parte externa, su tamaño es algo mayor y además puede estar bastante alterada, lo que facilita su identificación. Se altera produciendo pinnita y un producto de tipo iddingsita.

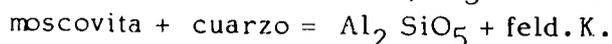
La moscovita, jamás observada en la costra de los enclaves, es muy abundante en el interior. Tiene color algo verdoso, que sugiere composición fengítica.

La mena constituye granitos pequeños dispersos. Aunque no ha sido determinada, puede aventurarse, por su hábito y paragenésis, que es magnetita.

La espinela forma granos irregulares redondeados. Tiene color francamente verde, indicador de una variedad pleonasto-hercinita. Como se ve, todos los minerales ferromagnesianos reflejan un alto cociente Fe/Mg del medio.

Los datos expuesto permiten establecer las condiciones de metamorfismo a que han sido sometidos estos enclaves. En su interior, la asociación mineralógica es: cuarzo + mica blanca + biotita + sillimanita + cordierita (con restos de andalucita). En la periferia de los enclaves se encuentran las asociaciones: a) biotita + cuarzo + plagioclasa + feld.K. + sillimanita + cordierita; b) biotita + plagioclasa + feld.K. + cordierita + sillimanita + espinela + corindón.

La comparación entre la zona interna y la zona externa muestra que en esta última la moscovita no es estable, seguramente a causa de la reacción



En el caso de la asociación b, hay suficiente pérdida de SiO₂ como para que cristalicen espinela y corindón, si bien la existencia junto a éstos de sillimanita no constituye una asociación para genética, como se muestra en la figura 4.34.

La paragénesis del interior de los enclaves corresponde a la facies de las corneanas hornbléndicas, mientras que la del exterior refleja una temperatura algo superior y se incluye en la facies de las corneanas piroxenicas (Turner, 1968). La diferencia de temperatura entre el interior y el exterior (a veces la distancia es tan sólo de 1 cm) no puede haber sido grande, pero sí lo suficiente para atravesar la curva de estabilidad de moscovita + cuarzo. La temperatura

alcanzada en la periferia de los enclaves tiene que haber sido muy próxima a la del magma granítico.

Como la presión es conocida, principalmente del estudio del metamorfismo de contacto, las condiciones P-T sufridas por los enclaves se pueden situar con bastante exactitud en el diagrama de la figura 4.33.

Por lo tanto, frente a la generalizada opinión en sentido contrario, (Didier, 1973, p.171), no siempre se alcanza una temperatura homogénea en el interior de los enclaves centimétricos incluidos en granito. Más bien parece que, en aquellos enclaves escasamente asimilados (bordes angulosos), lo contrario es la regla. En tales casos, el magma ha debido de atraparlos en un momento ya avanzado de la cristalización, y el tiempo de permanencia del enclave en el magma sería insuficiente para un equilibrio térmico completo.

Además del efecto térmico, es evidente la existencia de procesos metasomáticos, que parecen limitados al borde de los enclaves angulosos. En éstos hay pérdida de sílice (formación de corindón y espinela) y, quizá, alúmina, mientras que se gana hierro, magnesio, potasio y sodio (concentración de biotita, formación de plagioclasa). En conjunto, se puede hablar de una granitización de los enclaves.

ENCLAVES MICROGRANUDOS

Se trata de enclaves oscuros y con clara apariencia ígnea, a juzgar por su textura y composición mineralógica. A pesar del término con que se designan (Didier, 1973), en el caso que nos ocupa el tamaño de grano suele ser medio.

Aparecen en diversos afloramientos del granito de Castilblanco, unas veces como escasos y pequeños cuerpos decimétricos, y otras, como en el extremo sur del macizo de Gerena, en forma de una importante masa básica desmembrada al ser intruida por granito. En Navahonda se observa muy bien la transición desde unos cuerpecillos de color muy oscuro (poco asimilados) hasta una pequeña masa pseudofiloniana de color gris oscuro, que parece resultar de una intensa asimilación de esos cuerpos por el granito. Transiciones similares, pero a escala centimétrica, son regla general en el contacto entre todos los enclaves microgranudos y la roca granítica.

Las observaciones referidas y el estudio petrográfico microscópico permiten generalizar una secuencia transicional de reacción entre los enclaves y el magma granítico. Se describirán brevemente algunas etapas de esta

secuencia.

En enclaves relativamente poco asimilados, se encuentra la siguiente composición mineralógica: restos de olivino rodeados por una triple corona de piroxeno ortorrómbico, anfíbol + mena, y biotita; un entramado de cristales de plagioclasa zonada, con hornblenda, biotita y cantidades menores de mena y apatito. Estos enclaves parecen corresponder a trozos de gabro con olivino. Cuando la asimilación es mayor, se elimina todo resto de olivino y piroxeno, aumentando la cantidad de biotita y hornblenda; además, aparece cuarzo: la roca pasa a clasificarse como cuarzodiorita o tonalita. Característicamente, la plagioclasa aparece zonada, con núcleos de andesina o labradorita y bordes de oligoclasa. Una asimilación aún mayor elimina el anfíbol a expensas de la biotita e introduce más cuarzo; las plagioclasas siguen zonadas de manera semejante. Puesto que anfíbol y biotita se han formado en gran parte por transformación de piroxeno y olivino, un rasgo textural característico de estas rocas es que hornblenda y biotita no están homogéneamente dispersas por la roca sino, con frecuencia, concentradas en racimos irregulares.

En otros casos, como ocurre en el extremo meridional de Gerena, más que de enclaves habría que hablar de masa básica intruida por granito. El estudio de esta roca básica revela que es cuarzodiorita hornbléndica, con plagioclasa zonada normal y gradualmente desde An65-70 hasta An12-20. Es muy probable que originalmente fuesen gabros hornbléndicos (incluso la textura es muy semejante), y que el efecto de contaminación granítica haya consistido en formar bordes de plagioclasa ácida e introducir cuarzo. En el borde con el granito se observa una asimilación mayor, que sigue la pauta ya reseñada en el párrafo anterior.

ENCLAVES DE ORIGEN INCIERTO, MUY RICOS EN HIERRO

Sólo se han observado en Navahonda, donde además son escasos. Tienen tamaño no superior a un decímetro, y su límite con el granito es difuso. Su color dominante es verdoso oscuro, con sectores rojizos debidos a la abundante presencia de granate.

Muestran una zonación mineralógica gradual desde el núcleo al borde, que responde, como enseguida se verá, a la penetración decreciente del proceso de asimilación por "granitización". En la zona más externa, la roca es un granito idéntico al encajante, salvo en la existencia de unos

agregados poliminerálicos cuya disposición señala claramente que son pseudomorfos de una fase anterior. Algo más en el interior, la fase original se puede ver en el núcleo de estos agregados: es un olivino muy férrico (fayalita casi pura). Los agregados tienen una disposición en coronas constituidas por (fig. 4.35): núcleo con restos de olivino; primera orla, de iddingsita + masa acicular de anfíbol (grunerita); segunda orla, de biotita verde, mineral que se desarrolla únicamente en contacto con plagioclasa o feld.K. Ya francamente dentro del enclave, el olivino está poco transformado, la biotita verde ha suplantado totalmente a la biotita marrón, característica del granito, y la plagioclasa y la microclina peritítica (de procedencia obviamente granítica) están en proporción más reducida. Finalmente, el núcleo de estos enclaves se compone de granate + cuarzo (intercrecidos) + olivino, apenas sin feldespatos ni biotita verde.

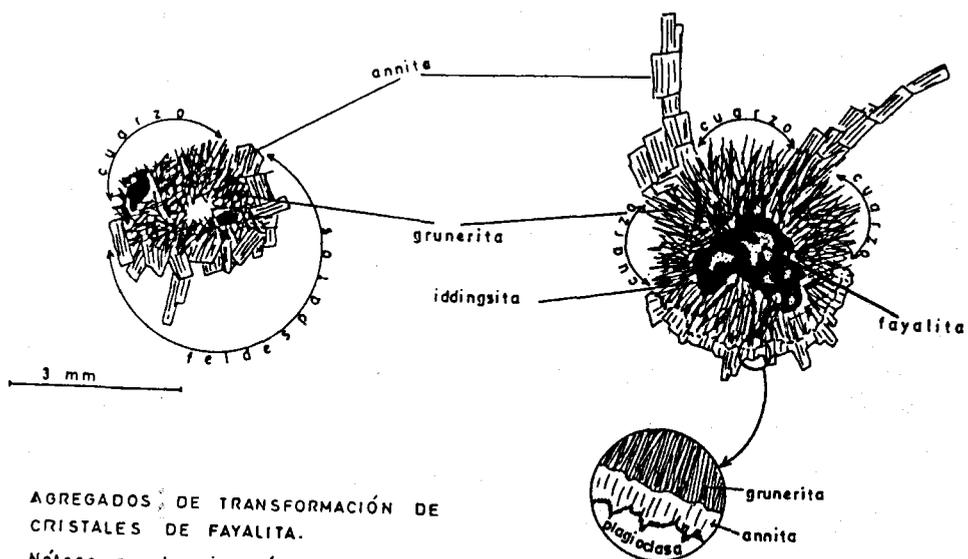
Los feldespatos que se encuentran en los enclaves son idénticos a los del granito. La plagioclasa está zonada normal y gradualmente (An 30-10). La microclina micropertítica corroe a la plagioclasa, con formación de mirmequitas y bordes de lavado.

La biotita propia de estos enclaves es de color verde fuerte, y contrasta netamente con la biotita marrón rojiza del granito. En buena parte, se ha formado por transformación del olivino, como se muestra en la figura 4.35; no obstante, también aparece sin relación con ese mineral. Cuando forma corona en los agregados que sustituyen al olivino, sólo crece en contacto con los feldespatos, faltando en los contactos cuarzo-olivino.

Los caracteres ópticos de esta biotita, en particular su fuerte color verde, sugieren una composición férrica y con muy poco Ti. Se dispone de dos análisis con microsonda, que confirman y detallan esta sugerencia óptica (tabla 4.5): nótese, al compararla con una biotita granítica típica (columna tercera de la tabla), la pobreza de TiO_2 y MgO , así como la alta razón Fe_2O_3/FeO y la relativa abundancia de MnO ; hay trazas de Cl . Se trata de una annita.

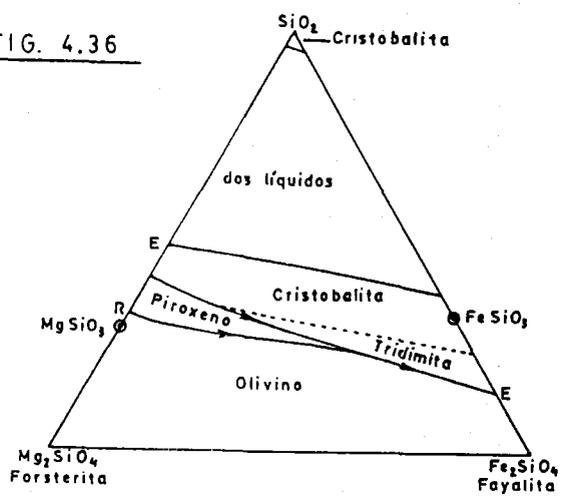
El anfíbol que resulta de la transformación del olivino (fig. 4.35) forma una corona constituida por un agregado desorientado, aunque con cierta tendencia radial, de prismas delgados y agujillas: se han obtenido los siguientes datos ópticos: refringencia superior a la de la biotita verde e inferior a la del olivino; ángulo $Z-c = 10^\circ$; birrefringencia elevada; $2V_x = 83^\circ$ (media de 5 medidas). Parece corresponder al anfíbol férrico grunerita.

FIG. 4.35



AGREGADOS DE TRANSFORMACIÓN DE CRISTALES DE FAYALITA.
 Nótese que la mica sólo se desarrolla en contacto con feldespatos.

FIG. 4.36



EL SISTEMA FORSTERITA-FAYALITA-SÍLICE CON P=1 BAR (BOWEN & SCHAIRER, 1935)
 Forsterita y sílice son incompatibles, pero la fayalita puede cristalizar junto con un mineral de la sílice.

Tabla 4.5

Biotitas de enclaves del granito de Castilblanco.

	1	2	3
SiO ₂	37,55	38,13	37,17
TiO ₂	0,59	0,23	3,14
Al ₂ O ₃	15,93	15,88	14,60
Fe ₂ O ₃	13,85	13,50	3,75
FeO	21,05	21,00	26,85
MnO	0,24	0,23	0,06
MgO	0,46	0,84	4,23
CaO	0,0	0,0	0,17
Na ₂ O	0,0	0,0	0,15
K ₂ O	7,64	8,69	8,25
H ₂ O	2,74	3,51	1,35
Suma	100,05	100,00	99,72

1 y 2: biotitas verdes de enclaves de origen incierto, muy ricos en hierro.

3: biotita típicamente granítica (California meridional; Larsen y Draisin, 1950, en Deer et al., 1963).

Nº de iones (24 oxígenos)

Si	5,917	8,00	5,697	8,00	5,972	8,00
Al	2,083		2,303		2,028	
Al	0,876	5,503	0,649	5,277	0,736	6,20
Ti	0,070		0,027		0,379	
Fe ³⁺	1,642		1,602		0,454	
Fe ²⁺	2,774		2,770		3,608	
Mn	0,032	1,536	0,031	1,749	0,007	1,77
Mg	0,108		0,197		1,013	
Ca	0,0		0,0		0,029	
Na	0,0	1,536	0,0	1,749	0,046	1,77
K	1,536		1,749		1,691	
OH	2,883		3,696		1,446	(+ F)

El olivino, totalmente transformado en el borde y conservado en el núcleo de los enclaves, tiene los siguientes caracteres ópticos: xenomorfo; color amarillo verdoso suave, sin exfoliación; relieve muy alto, prácticamente igual al del granate con el que coexiste; birrefringencia = 0,040; $2V_x = 53^\circ$ (media de 10 medidas); $r \gg v$.

Se dispone de un análisis con microsonda (tabla 4.6), a partir del cual queda establecido que se trata de fayalita casi pura, con apreciable cantidad de manganeso. Los datos ópticos concuerdan con esta determinación, aunque tanto índices como birrefringencia parecen algo bajos, incluso considerando la existencia de manganeso.

Tabla 4.6

Análisis del olivino que aparece en enclaves de origen incierto, muy ricos en hierro, del granito de Castilblanco.

SiO ₂	32,97	Si	1,079		
TiO ₂	0,0	Fe ²⁺	1,769		Forsterita-- 1%
FeO	64,62	Mn	0,054	1,842	Fayalita ---96%
MnO	1,94	Mg	0,019		Tefroita --- 3%
MgO	0,39				
CaO	0,0				
	<u>99,92</u>				

El granate se localiza exclusivamente en el núcleo de los enclaves, donde está intercrecido con cuarzo (ambos minerales tienen formas anhédricas). En la tabla 4.7 se presentan tres análisis químicos efectuados con microsonda; de ellos se deduce una composición media Pir. 1,2-Alm.-82,1-Espes. 14-Gross. 2,5, es decir almandino casi puro salvo por una notable cantidad de espesartina (Mn). Esta composición es semejante a la hallada para el olivino, lo que muestra el equilibrio existente entre estas dos fases.

Tabla 4.7

Análisis de granates de enclaves de origen incierto del granito de Castilblanco.

	1	2	3
SiO ₂	36,10	36,65	36,89
Al ₂ O ₃	21,38	22,13	21,43
FeO	35,53	34,28	35,16
MnO	5,84	5,99	5,96
MgO	0,26	0,29	0,30
CaO	0,89	0,75	0,90
Suma	100,00	100,09	100,64

Si	5,934		5,967		6,001		
Al	0,066		0,033		0,0		
Al	4,077		4,214		4,110		Composición media:
Fe	4,884		4,668		4,783		Piropo----- 1,16%
Mn	0,813		0,826		0,821		Almandino--82,13%
Mg	0,064		0,070		0,073		Espeartina14,01%
Ca	0,175		0,131		0,157		Grossularia-2,53%
							<u>99,83</u>

En resumen, la composición mineralógica original de estos enclaves era, antes de su asimilación parcial por el granito, fayalita (con Mn) + almandino (con Mn) + cuarzo. A pesar de que la fayalita es compatible con líquidos saturados en sílice, como demuestra el diagrama forsterita-fayalita-sílice - (fig. 4.36), así como el hecho de encontrarse en algunos granitos y riolitas, en este caso reaccionó dando grunerita (en primer lugar) y annita (después, a partir de la grunerita y de los feldespatos, aportando estos últimos alúmina y potasio). La causa de esta reacción debe estar en la presencia de una notable cantidad de agua en el magma, que obligaría a la formación de una fase química-mente muy semejante a la fayalita pero hidratada.

El granate no presenta ningún signo de reacción visible al microscopio: su elevada razón Fe/Fe+Mg le confiere estabilidad hasta presiones tan

bajas como dos kilobares (Hsu y Burnham, 1969).

La annita se sitúa a veces en contacto con el almandino, y a esas zonas de contacto pertenecen los análisis de microsonda. Aunque estas dos fases se han formado en momentos diferentes, cabría suponer que en los bordes de contacto la composición del almandino se hubiera equilibrado con la de la biotita. En tal supuesto, estas composiciones podrían ser utilizadas como geotermómetros que señalarían la temperatura del granito. La calibración del geotermómetro biotita-granate varía en distintos trabajos: Thompson (1976), Holdaway y Lee (1977), Perchuk (1977), Ferry y Spear (1978); aplicados al presente caso, se han obtenido los siguientes valores:

Holdaway y Lee..... 802°C

Perchuk..... 808°C

Thompson..... 895°C

Ferry y Spear.....1080°C

A pesar de la variabilidad, en todos los casos estas temperaturas están muy por encima de la temperatura mínima de fusión hidratada de un líquido granítico, cuando $P = 2,5 \text{ Kb}$. Esto significa seguramente que el granate no se ha reequilibrado por la influencia del granito y, por lo tanto, no está en equilibrio con la annita, ni siquiera en el borde de contacto con ella. La posibilidad de que estos datos reflejen un magma muy sobrecalentado parece desechable, tanto por consideraciones teóricas generales como por no estar de acuerdo con las deducciones del metamorfismo de contacto de enclaves cuarzolíticos .

4.3.3 ALGUNOS RASGOS ESTRUCTURALES.

No hay datos suficientes para discutir con cierto rigor la forma y el tipo de emplazamiento de este cuerpo granítico. En particular, salvo muy localmente, no se han observado estructuras de flujo: sólo en la canterilla de Navahonda aparecen claramente estructuras de flujo y, aunque su estudio es de notable interés para la comprensión del comportamiento reológico del magma, esta observación local no enseña nada sobre los problemas señalados al principio. Sin duda, las malas condiciones de afloramiento de amplios sectores pueden haber impedido más observaciones de estructuras fluidales, pero, a pesar de ello, parece cierto que tales estructuras son muy escasas en este granito.

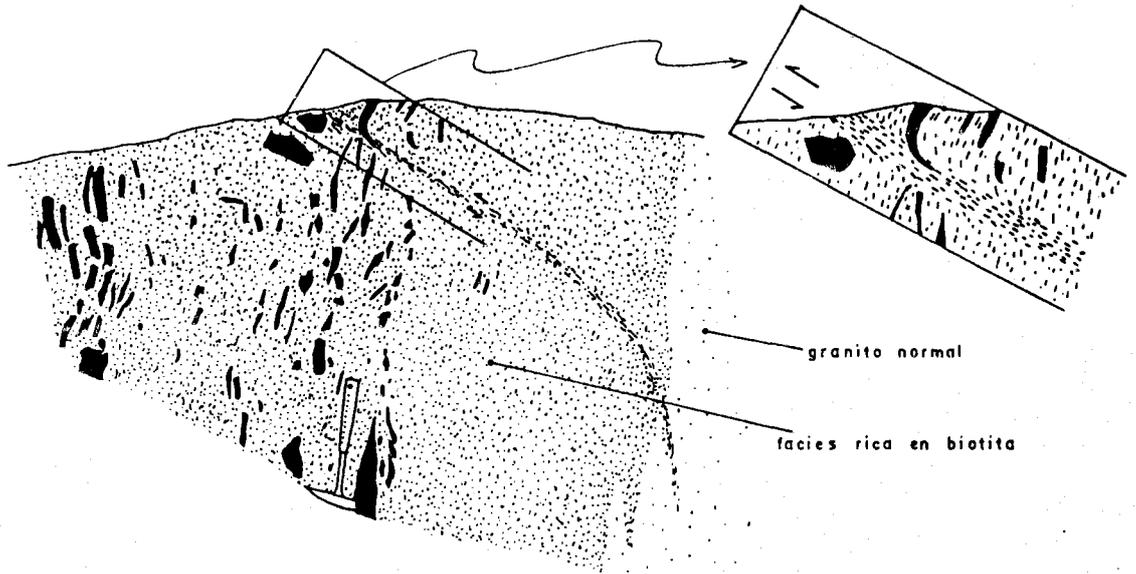
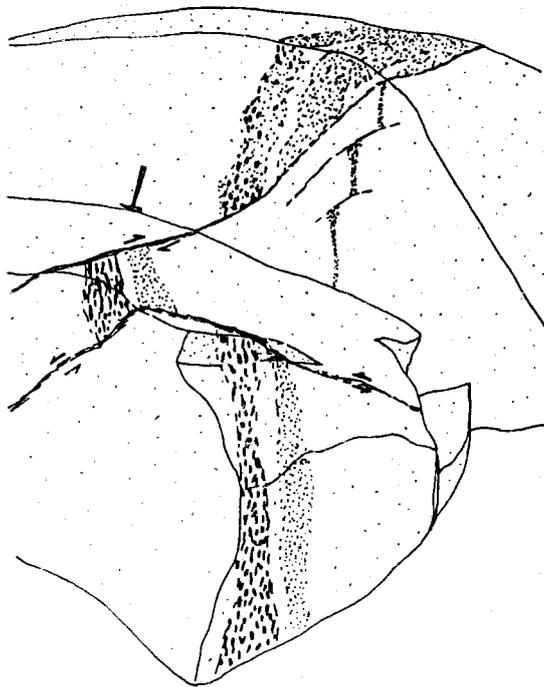


FIG. 4.37

ESTRUCTURAS DE FLUJO EN EL
GRANITO DE CASTILBLANCO (CAN-
TERA DE NAVAHONDA)



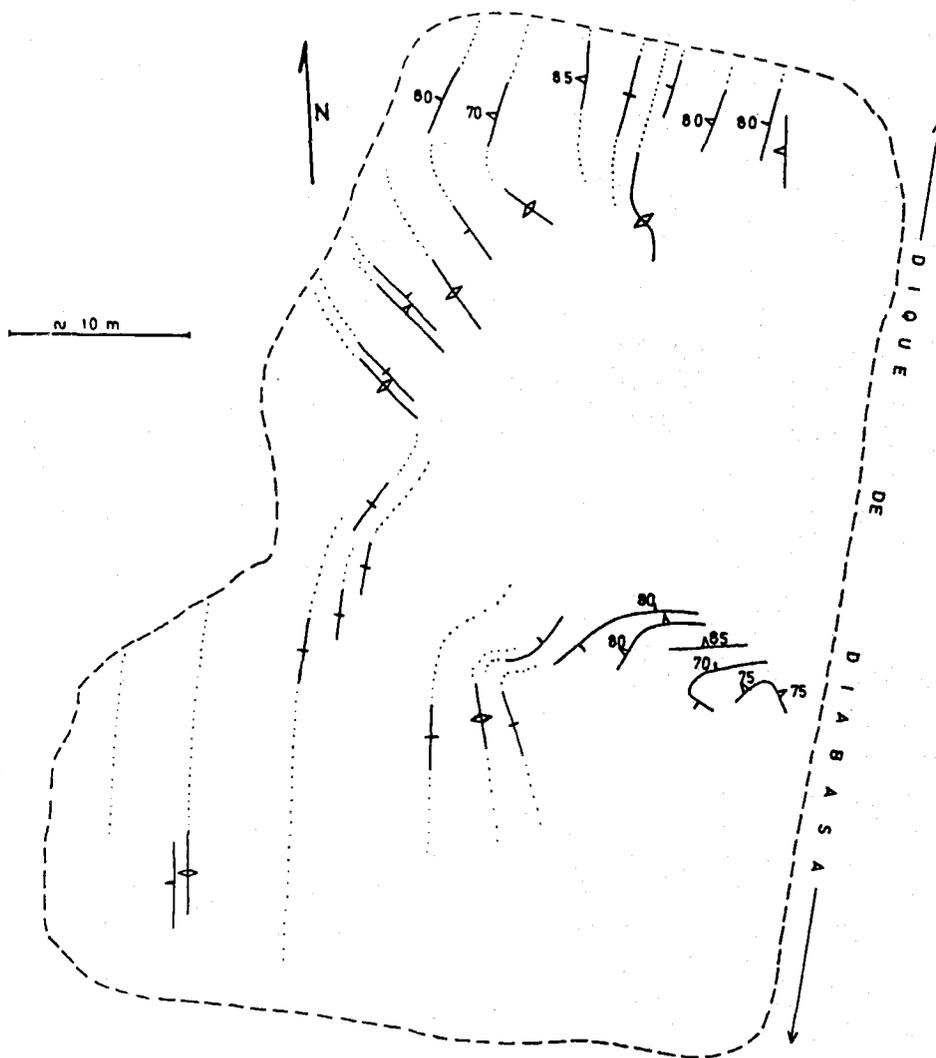
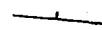
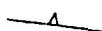


FIG. 4.38

DISPOSICIÓN DE LAS ESTRUCTURAS DE FLUJO EN LA CANTERILLA DE NAVAHONDA

-  bandas de enclaves
-  bandas ricas en biotita

En el reducido ámbito de la canterilla de Navahonda, unos 4 Km al NW de Castilblanco, las marcas del flujo en el granito son prominentes. Son estructuras planares, definidas principalmente por bandas de enclaves. En la facies oscura del granito(enriquecida en biotita por asimilación de enclaves) , se detecta también orientación planar de la biotita, concordante con la de los enclaves. Se trata de estructuras primarias, en el sentido de Balk (1973); no se plantea aquí el problema de una posible génesis tectonometamórfica, ya que la disposición planar en el granito no es conforme con la esquistosidad de la roca encajante. Otras estructuras interesantes visibles en Navahonda son pequeñas cizallas, que sugieren un comportamiento elástico-viscoso del magma, aún no totalmente consolidado (fig. 4.37). En la figura 4.38 se presenta un esquema de la disposición de las estructuras de flujo en la cantera indicada.

Con una perspectiva más amplia, es posible sugerir algunos aspectos del emplazamiento del granito de Castilblanco. Importa notar, sobre todo, su relación espacial y temporal con los gabros, por lo que, a escala regional , se puede observar que están prácticamente limitados a una importante estructura anticlinorial. Teniendo en cuenta, además, sus relaciones temporales con la deformación (sin-post F_1), resulta claro que la primera fase de plegamiento tuvo una gran influencia en el emplazamiento de estas masas ígneas. Así , a escala general, la disposición en profundidad de estos cuerpos debe ser más o menos conforme con la roca encajante.

4.3.4 DATOS QUIMICOS. CLASIFICACION QUIMICA.

En la tabla 4.8 , se presentan ocho análisis químicos de muestras del granito de Castilblanco, más un análisis de vena leucocrática con granates. Las muestras pertenecen a afloramientos diversos. El cálculo normativo realizado es el propuesto por Mielke y Winkler (1979), especial para rocas graníticas; este cálculo no es adecuado para PD-5 (vena leucocrata con granate), puesto que en esta roca la biotita es muy escasa y hay , en cambio, granate.

Un rasgo importante es que en todos los casos hay corindón normativo, si bien en cantidad escasa. Esto significa que hay exceso de Al_2O_3 respecto del que es necesario para formar feldespatos y biotitas . La traducción que esto tiene en la composición mineralógica real es la existencia, siempre en cantidad muy pequeña, de moscovita y, al menos en Navahonda, granate. Por

Tabla 4.8

Analisis químicos del granito de Castilblanco.

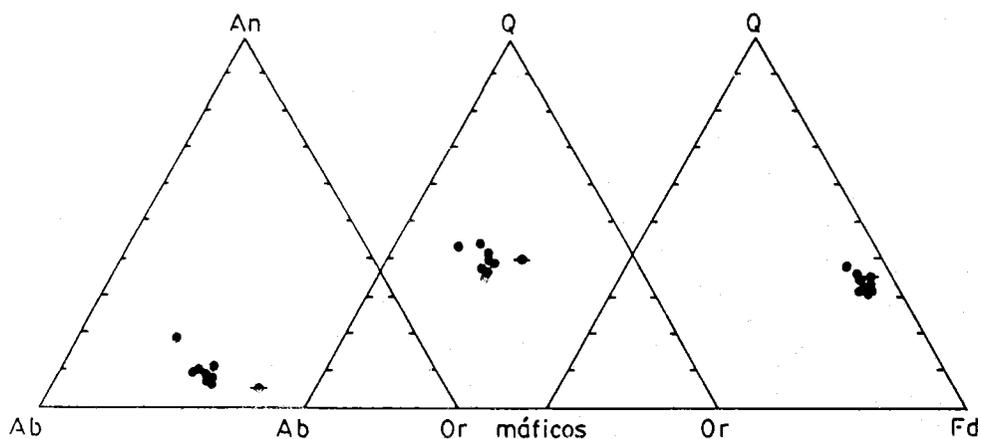
	PD-4	PD-18	PD-28	PD-32	PD-33	PD-34	SI-41	JS-24	PD-5
SiO ₂	75,28	75,149	75,02	73,99	72,85	73,25	74,31	71,90	75,65
TiO ₂	0,14	0,15	0,14	0,13	0,21	0,21	0,21	0,36	0,07
Al ₂ O ₃	12,89	13,50	12,90	13,48	13,40	13,51	13,22	13,71	13,06
Fe ₂ O ₃	0,03	0,03	0,04	0,02	0,06	0,05	0,05	0,13	0,06
FeO	1,70	1,20	1,49	1,49	1,85	1,80	1,73	2,96	1,20
MnO	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,07
MgO	0,17	0,28	1,36	0,07	0,31	0,21	0,28	0,59	0,13
CaO	1,02	1,47	1,10	0,80	1,32	1,14	1,09	2,30	0,70
Na ₂ O	3,65	3,65	3,61	3,88	3,97	3,86	3,75	3,73	3,07
K ₂ O	3,90	4,10	3,75	4,53	4,01	4,16	4,37	3,12	5,43
P ₂ O ₅	0,16	0,06	0,05	0,04	0,07	0,07	0,06	0,12	0,06
H ₂ O	0,55	0,59	0,69	1,05	1,10	0,99	0,90	0,87	0,54
Suma	99,53	100,00	100,19	99,52	99,19	99,29	100,02	99,84	100,04

Norma de Mielke y Winkler (1979)

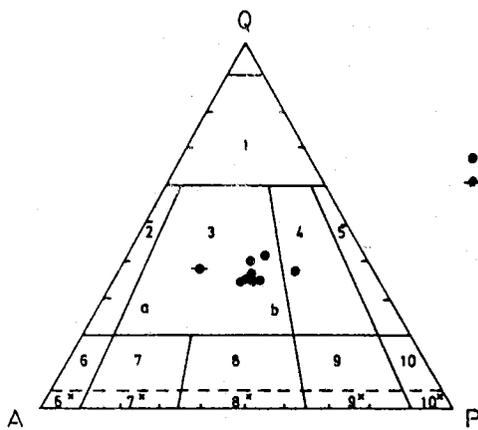
Cuarzo	37,37	35,22	37,43	32,46	31,76	32,61	33,58	33,66	35,66
Or	20,40	21,93	17,00	23,21	20,46	21,64	22,80	13,07	30,15
Ab	30,92	30,92	30,58	32,86	33,63	32,69	31,76	31,59	26,00
An	4,01	6,90	5,13	3,71	6,09	5,20	5,00	10,62	3,47
Biot.	4,68	3,95	8,37	5,96	5,62	5,17	5,27	9,27	3,44
Magnet.	0,04	0,04	0,06	0,03	0,09	0,07	0,07	0,19	0,09
Ilmen.	0,13	0,14	0,13	0,12	0,20	0,20	0,20	0,34	0,07
Apat.	0,38	0,14	0,12	0,09	0,17	0,17	0,14	0,28	0,14
Corind.	1,18	0,52	1,01	0,83	0,28	0,57	0,47	0,29	0,86

PD-4: Navahonda; PD-18: E. de Matute; PD-28: Dehesa del Serrano; PD-32, 33, 34 y SI-41: Gerena; JS-24: N. El Ronquillo; PD-5: Vena leucocrática con granate (Navahonda).

FIG. 4.39



COMPOSICION NORMATIVA (% PESO) DEL GRANITO DE CASTILBLANCO



CLASIFICACIÓN I.U.G.S. (% VOLUMEN)

FIG. 4.40

- roca granítica normal
 - ◆ vena leucocrata con granate
- 1 granitoides ricos en cuarzo
 - 2 granito de feldespato alcalino
 - 3 granito; a) sienogranito, b) monzogranito.
 - 4 granodiorita
 - 5 tonalita
 - 6 cuarzosienita de feld. alc.
 - 7 cuarzosienita
 - 8 cuarzomonzonita
 - 9 cuarzomonzodiorita, cuarzomonzogabro.
 - 10 cuarzodiorita, cuarzogabro, cuarzomontosita
 - 6^x sienita de feld. alc.
 - 7^x sienita
 - 8^x monzonita
 - 9^x monzodiorita, monzogabro
 - 10^x diorita, gabro, anortosita

lo tanto, el granito de Castilblanco es una roca ligeramente peraluminica.

La proporción entre los principales componentes de la roca se muestra gráficamente en la figura 4.39.

En lugar de efectuar determinaciones petrográficas con el contador de puntos, se ha preferido corregir los datos normativos teniendo en cuenta que parte de la albita se integra en el feldespato potásico peritítico (aproximadamente 25Ab-75Or), y no olvidando las distintas densidades de los minerales. Así, los datos se pueden proyectar en el triángulo de la clasificación I.U.G.S.(1973): los puntos se proyectan, salvo en un caso, en el campo del granito monzonítico; las venas leucocrástas llegan al límite del sienogranito (fig. 4.40)

4.3.5 PETROGENESIS.

4.3.5.1 GENESIS DE LA MOSCOVITA Y DEL GRANATE

Existen varios puntos de controversia acerca del significado de estos minerales en rocas graníticas. En las líneas que siguen, se abordan estas cuestiones, referidas al caso del granito de Castilblanco.

MOSCOVITA.

Aparte de ser un reflejo de la composición peraluminica del magma, la moscovita tiene interés porque, de acuerdo con los datos experimentales existentes, parece que no puede formarse en condiciones de presión inferiores a unos 3Kb (fig. 4.3). El problema surge ante la dificultad para distinguir con seguridad la moscovita ígnea (a la que se aplica la mencionada restricción) de la que se forma por procesos hidrotermales tardíos. En algunos casos, moscovita aparentemente primaria ha debido ser considerada secundaria en razón de esos datos experimentales. Estos casos conflictivos admiten tres tipos de solución: a) Los argumentos que se consideran indicativos de condiciones superficiales de intrusión en un caso concreto pueden ser erróneos; b) la moscovita puede ser secundaria; c) la moscovita puede tener una composición "no ideal", y ello podría significar una variación en su campo de estabilidad (Miller y Bradfish, 1980).

En el granito de Castilblanco, la cristalización primaria (ígne) de moscovita viene avalada por una serie de datos. La moscovita supuestamente primaria es totalmente distinta de la sericita ligada a alteración hidrotermal de plagioclasa. Sobre el tamaño de este mineral hay que señalar que, si se descuenta el efecto corrosivo del feld.K., se pueden reconstruir en ocasiones placas de moscovita de buen tamaño. Precisamente esta corrosión es un hecho interesante, porque una posibilidad es que sea debida a la cristalización del feld.K. en un momento final de la consolidación magmática, en el que la moscovita pasaría a ser inestable. No obstante, dada la fuerte movilidad tardía (postígne) del feld.K., que corroe a la plagioclasa (mirmequitas, bordes de lavado), podría también achacarse a esta etapa postmagmática la fuerte corrosión de este mineral sobre la moscovita. De hecho, es difícil explicar la existencia de moscovita en las venas leucocratas si se acepta la hipótesis anterior de que en la etapa final de la consolidación del granito éste habría ascendido hasta un nivel en que la moscovita sería ya inestable. En cualquier caso, no es baldío dejar constancia de que la moscovita debía existir, por lo menos, antes de que tuviesen lugar los fenómenos de blastesis del feld.K.

Además de estos argumentos texturales, debe indicarse que, si la moscovita no es primaria, difícilmente se entiende su aparición, prácticamente constante y siempre en pequeña cantidad, en afloramientos distantes unos de otros. Y si fuese secundaria, cabría esperar otros rasgos de alteración en la roca, que en diversas muestras faltan absolutamente. En fin, los análisis químicos revelan un carácter peraluminico muy débil pero constante en este granito. Por todo ello, esta moscovita se considera cristalizada a partir del magma granítico.

En los capítulos dedicados al metamorfismo de la región, se presentaron diversos argumentos en favor de $P_{T} 2,5Kb$. Esta cifra es algo más baja de lo que permite la presencia de moscovita en granito, según la figura 4.3 (3-3,5Kb). Para esta anomalía se sugieren dos explicaciones, ya señaladas antes: a) la moscovita pasó a ser inestable en la última etapa de la consolidación del granito, a causa de la ascensión final de éste; b) la composición de la moscovita no es ideal y su campo de estabilidad es algo más amplio. La primera posibilidad es prácticamente incompatible con la existencia de moscovita en las venas leucocratas, que se consideran cuerpos de cristalización tardía; la segunda posibilidad es mucho más razonable, pero no puede ser más que enunciada, al faltar datos de composición de la moscovita del granito de Castilblanco, así como datos experimentales de estabilidad de moscovitas no ideales.

GRANATE.

Contrariamente a la moscovita, existente en todos los afloramientos, el granate sólo se ha detectado en Navahonda. Aparece de tres formas: a) en unos enclaves de origen extraño, ya descritos; b) en la masa granítica; c) en las venas leucocratas. Aquí sólo trataremos de los granates ligados al granito (b y c).

Al respecto del granate en rocas graníticas, se ha discutido si es un mineral extraño (xenocristal), aislado en el magma tras la desintegración de una roca metamórfica que fuese su verdadero medio de formación, o si cristaliza directamente del magma. Esta última posibilidad ha sido comprobada en diversos estudios experimentales (Green, 1976, 1977).

En el granito de Castilblanco, la hipótesis del granate como xenocristal es totalmente rechazable. En primer lugar, porque la roca encajante no tiene este mineral. Además, el granate presenta formas anhédricas, intercreciendo con el cuarzo; así, sus relaciones texturales sugieren cristalización magmática, más bien tardía. En las venas leucocráticas, sin embargo, el granate suele ser euhédrico.

Por otro lado, el hecho de haberlo encontrado sólo en Navahonda pudiera significar que su presencia se debe a un superior enriquecimiento en Al_2O_3 , causado por la asimilación de enclaves lutíticos, tan abundantes en ese punto. Esta idea es también conforme con el hecho de que el granate sea netamente más abundante en los diferenciados leucocráticos, cuando la asimilación de roca alumínica habría sido más completa.

El principal interés de la presencia de granate reside en las indicaciones que puede dar acerca de la presión (profundidad) a la que se formó. Desafortunadamente, los datos que se tienen no son muy precisos, pero permiten unas consideraciones generales.

Recordemos que en el caso del granate de las venas leucocráticas, se ha obtenido $a_0 = 11,544A$ y $n = 1,815$, datos que apuntan hacia las composiciones siguientes: Pir. 7,3- Alm. 87- Gross. 5,7 o bien Pir. 6,4- Alm. 68,4- Espes. 25,2. Una composición como esta última, o muy cercana a ella, es mucho más probable que la primera, puesto que el análisis químico de la roca (PD-5, tabla 4.8) muestra una notable cantidad de MnO , que necesariamente ha de adscribirse al granate ya que la biotita falta casi absolutamente. El granate, pues, debe ser un almandino con notable proporción

de espesartina y muy escasa de piropo. Conviene señalar también que los picos de difracción obtenidos eran muy agudos, evidenciando escasa o nula zonación en el granate. En cuanto al que aparece en el seno de la propia roca granítica, su composición no ha sido determinada (se encuentra muy disperso y escaso), pero resulta del todo probable que sea prácticamente igual al de las venas leucocratas.

La presión mínima a la que el granate almandínico es estable varía mucho según sea su composición, y particularmente importante es la cantidad de piropo y de espesartina que contenga. Así, aunque el almandino de composición normal en las rocas metamórficas no suele ser estable hasta un mínimo de unos 4Kb (Winkler, 1976), el estudio experimental de Hsu y Burnham (1969) demuestra que cuando $Fe/Fe + Mg > 0,8$, el almandino es estable con $P = 2kb$. La influencia del componente espesartina ha quedado de manifiesto en el estudio experimental de Green (1977), del que se deduce que el aumento de MnO amplía la estabilidad del granate hasta niveles menos profundos. En concreto, granates almandínicos (excluidos los de cociente $Fe/Fe + Mg > 0,8$) con menos de 10% mol. de espesartina no deben ser estables a profundidades menores que unos 18 km, mientras que para estabilizar los granates a una profundidad del orden de 10km se precisa una cantidad -- aproximada de 25% mol. de espesartina.

Como se ha visto, el granate del granito de Castilblanco ha cristalizado en un momento ya tardío de la consolidación y emplazamiento del magma, al punto de concentrarse en las venas leucocráticas. Su composición debe ser muy próxima a Pir. 6,4- Alm. 68,4- Espes. 25,2, y no parece zonado. De acuerdo con los datos experimentales citados, tanto por su elevada razón $Fe/Fe + Mg (= 0,9)$ como por su cantidad de espesartina, este granate puede ser estable en condiciones de presión tan modestas como 2kb; por lo tanto, su existencia es perfectamente armoniosa con las condiciones de intrusión establecidas mediante las paragénesis de metamorfismo de contacto ($P = 2-2,5kb$).

4.3.5.2 LA CRISTALIZACION DEL GRANITO A LA LUZ DEL SISTEMA Q- Ab- An- Or- H₂O

A partir del trabajo de Tuttle y Bowen (1958), el sistema Q-Ab- Or-H₂O ha sido ampliamente utilizado como base para la petrogénesis de las rocas graníticas. Sin embargo, Winkler (1976) ha insistido en la necesidad imprescindible de tener en cuenta el componente anortita, y Winkler et al., (1975) y Winkler y Breitbart (1978) han hecho énfasis en la adecuación del

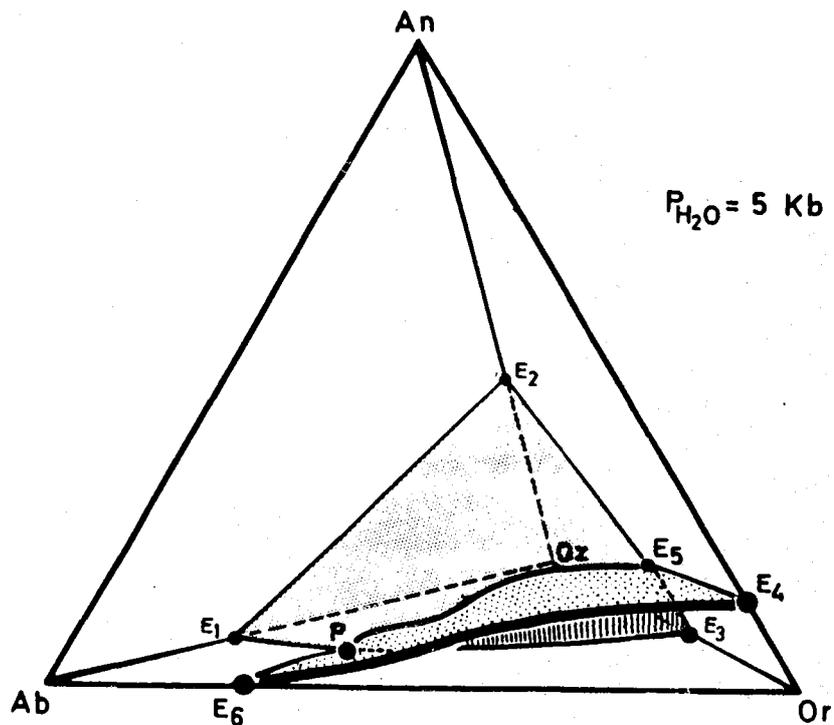


Fig. 4.41 . Sistema Qz-Ab-Or-An-H₂O

(WINKLER 1976)

P-E₅ : LINEA COTECTICA EN QUE CRISTALIZAN SIMULTANEAMENTE
Qz, PLAG. Y FD.K .

NOTENSE TAMBIEN LOS TRES PLANOS COTECTICOS, EN LOS QUE CRISTALIZAN
SIMULTANEAMENTE DOS DE LAS FASES .

sistema Q-Ab-An-Or-H₂O para predecir de forma bastante aproximada la cristalización (o fusión) de rocas graníticas, al menos cuando PH₂O es importante. Las relaciones de fase en este sistema se presentan esquemáticamente en la figura 4.41.

A fin de visualizar con facilidad la posición de cualquier punto del

interior del tetraedro, se utilizan dos proyecciones: una sobre la cara Q-Ab-Or, desde el vértice An, y otra sobre la cara Ab-Or-An, desde el vértice Q. (explicación detallada en Winkler et al., 1975). En la figura 4.42 se han llevado a estas proyecciones las composiciones de las muestras del granito de Castilblanco, y se observa que todas se sitúan casi sobre la superficie cotéctica Q+ plag + L + V, aunque ligeramente dentro del campo del cuarzo; sólo JS-24 (tabla 4.8) pasa al campo de la plagioclasa.

La posición de la línea cotéctica y los planos cotécticos cambia, aunque de forma poco marcada, con la presión. Los datos de la figura 4.42 corresponden a $PH_2O = 5kb$; un estudio con $PH_2O = 7kb$ ha mostrado que el cambio de posición es insignificante, de forma que se considera que el diagrama con $PH_2O = 5kb$ puede ser aplicable, sin error importante, a rocas graníticas cristalizadas dentro de un amplio margen de presiones. No obstante, en la figura 4.43 se muestran las distintas proyecciones de la línea cotéctica sobre la cara Q-Ab-Or, siendo evidente que cuando $PH_2O = 2-3kb$, la línea está desplazada de forma apreciable hacia el vértice Q, si se compara con la posición de 5kb; por lo tanto, el volumen correspondiente a Q en el tetraedro es, en tal caso, levemente inferior.

El diagrama de la figura 4.42 permite obtener interesante información sobre la historia del granito de Castilblanco, como se explica en las líneas siguientes. Este diagrama, construido con $PH_2O = P$ total, sería aplicable con muchas más restricciones si el granito de Castilblanco no hubiese tenido una notable concentración de H_2O , hecho que se probará más adelante.

SECUENCIA DE CRISTALIZACION

Teniendo en cuenta la posición de las muestras proyectadas en la figura 4.42, situadas en el campo del cuarzo pero casi sobre la superficie cotéctica Q+ plag+ L + V, y muy cerca también de la línea cotéctica, se deduciría que el cuarzo cristalizó en primer lugar (las micas no están consideradas en el diagrama), inmediatamente seguido por la plagioclasa; al poco tiempo, cristalizaría también el feld. K. Sin embargo, el granito de Castilblanco cristalizó sin duda en condiciones de $P < 5kb$, por lo que la superficie cotéctica Q+ plag+ L + V, se debe situar ligeramente desplazada hacia Q, en relación con la posición que muestra la figura 4.22. Tan cerca de esta superficie cotéctica están las muestras estudiadas, que un leve desplazamiento de

Fig. 4.42 (a y b)

DOBLE PROYECCIÓN DE LA LÍNEA COTÉCTICA PE-5 Y LOS PLANOS COTÉCTICOS (ÉSTOS MATERIALIZADOS POR CURVAS ISOTERMAS) DEL SISTEMA Qz-Ab-Or-An-H₂O.

PROYECCIÓN DE LOS DATOS DEL GRANITO DE CASTILBLANCO.

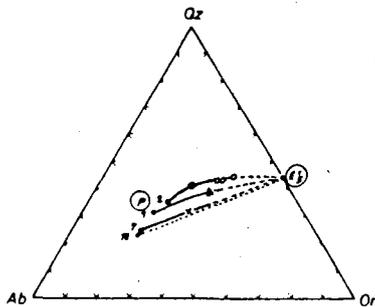
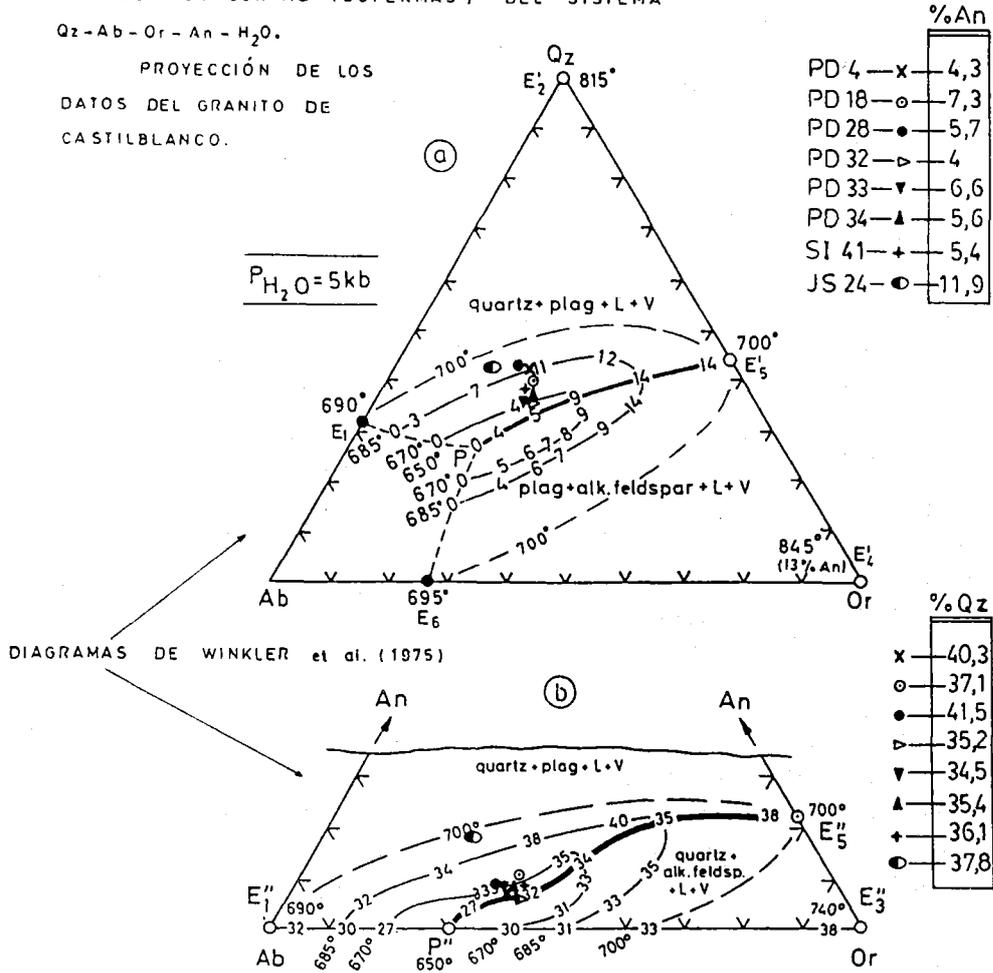


FIG. 4.43

Proyección, sobre el plano Qz Ab Or, de diversas líneas cotécticas isobáricas (2, 4, 7 y 10 Kb)

tomada de Winkler (1976)

dicha superficie la situaría en el campo de la plagioclasa. Así, resulta mucho más probable el siguiente orden de cristalización: plagioclasa; muy rápidamente, plagioclasa + cuarzo; poco después, plagioclasa + cuarzo + feld, K. Esta secuencia está básicamente de acuerdo con las observaciones texturales. No obstante, debe hacerse notar que la cristalización de las micas, no tenida en cuenta en el diagrama, puede haber retrasado algo más la del feld. K.

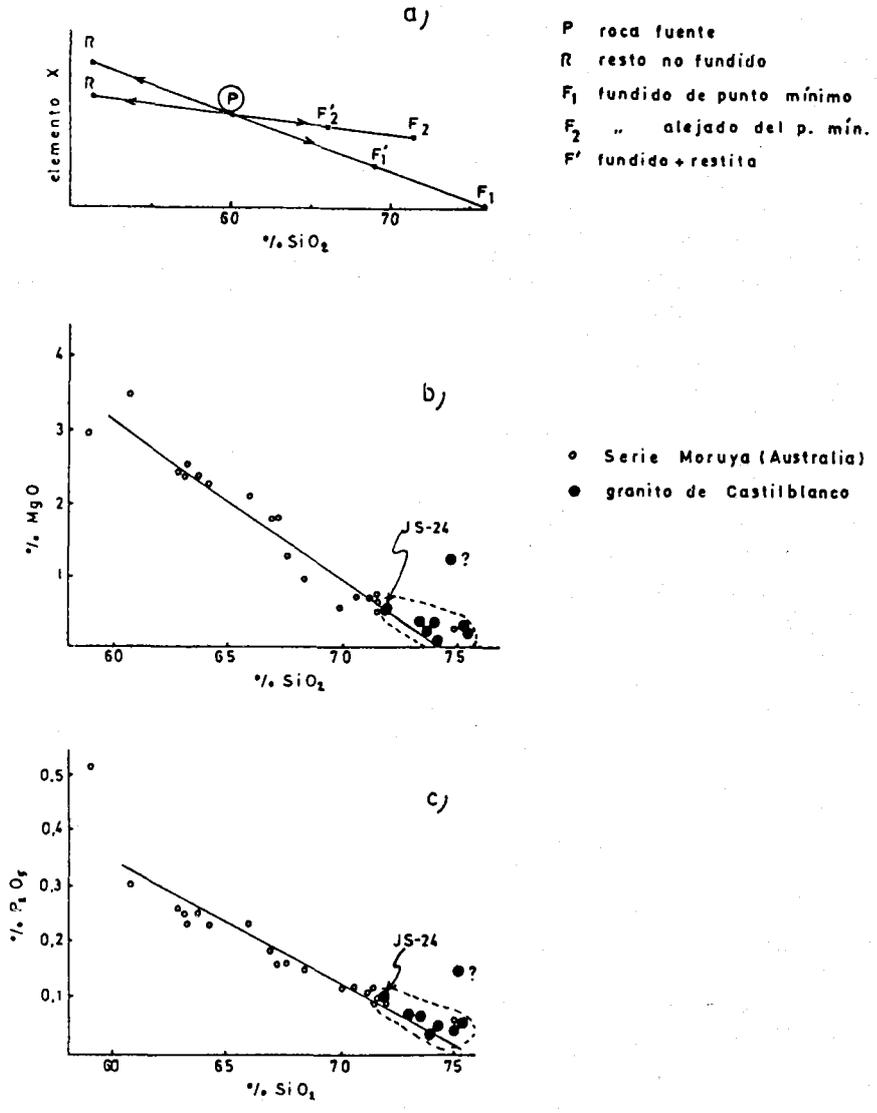
¿MAGMA CASI TOTALMENTE LIQUIDO O ABUNDANCIA DE RESTITA?

Frente a la idea de que los magmas han sido hasta el inicio de su cristalización totalmente líquidos, en trabajos recientes se hace énfasis en la idea contraria: la mayoría de los magmas graníticos s.l. han debido de estar constituidos por una porción que nunca llegó a fundir (restita) y que coexiste con el líquido magmático (Presnall y Bateman, 1973; White y Chappell, 1977; Winkler y Breitbart, 1978). La ascendencia restítica de minerales tales como sillimanita, granate, cordierita, andalucita e incluso parte de la biotita, - suele ser aceptada generalmente; pero lo que puede constituir una cierta sorpresa es que parte de la plagioclasa o del cuarzo debe de considerarse, en muchos casos, un resto que nunca ha estado fundido en la historia de ese magma, de acuerdo con el trabajo de Winkler y Breitbart.

La conclusión más interesante que se extrae de la figura 4.42 es el pequeño intervalo de fusión del granito de Castilblanco (JS-24 es algo diferente y se comentará después). Esto invita a suponer que el magma pudo estar totalmente líquido, ya que el sobrecalentamiento necesario para ello parece que sería pequeño.

White y Chappell(1977) han propuesto un modelo en que la razón fundido /restita, reflejada de forma sencilla en la composición química, sería un factor principal de la variedad granítica. Consideran que en un fundido granítico completo (sin material residual) y poco alejado del punto mínimo, SiO_2 debe estar alrededor del 75%, y las cantidades de elementos tales como Mg, Cr, Ni, P, que apenas entran en el fundido inicial, deben ser casi nulas. En la figura 4.44 a, se ilustra este modelo: a partir de una fuente P, se forma un fundido F y un resto no fundido R; si la separación entre ambos es completa, el fundido tendría una composición F_1 (si es un fundido cercano al punto mínimo) o F_2 (si la temperatura ha progresado notablemente más allá de la que es necesaria para iniciar la fusión); si la separación es incompleta y el magma lleva por tanto un componente no fundido, la composi

FIG. 4.44



a) Modelo fundido+restita para los magmas graníticos (White & Chappel, 1977)

b) y c) Aplicación a una secuencia granítica (Moruya, SE de Australia) (W. & Ch., 1977)

Aplicación al granito de Castilblanco.

ción del conjunto, esto es, la de la roca que se origine, se situará lógicamente entre la del fundido puro y la del material restítico (F_1 , F_2). La serie de Moruya, en el SE de Australia (White y Chappell, 1977), proporciona un ejemplo interpretable mediante este modelo: la variedad de rocas, desde adamellitas a cuarzdioritas, se cree debida a diversidad en la razón fundido/restita, representando las adamellitas fundidos prácticamente puros (fig. 4.44b,c).

Proyectados en estos diagramas los datos del granito de Castilblanco, los puntos se sitúan en el área propia de fundidos muy limpios de material restítico, a la vez que se deduce que este granito corresponde a un fundido cercano al mínimo; son las mismas conclusiones que se desprendían del diagrama de la figura 4.42.

Sólo JS-24 parece ser una roca con alguna cantidad de material no fundido, y, en verdad, esta muestra tiene unos caracteres que la diferencian de lo que es la composición común del granito de Castilblanco. Se ha visto que la facies representada por JS-24 es más bien granodiorítica (fig. 4.40), y en la figura 4.42 se situaba claramente en el campo de la plagioclasa, separándose un poco de las demás muestras aunque todavía quedaba cerca de la superficie cotéctica $Q+plag+L+V$. Resulta, por tanto, que se necesitaría un sobrecalentamiento algo superior al de las otras muestras si se quisiese fundir totalmente JS-24. Estas evidencias sugieren que esta facies minoritaria del granito de Castilblanco podría poseer, en su estado magmático, cierta cantidad de material no fundido, y este material sería plagioclasa cálcica. La diferente naturaleza de las plagioclasas de esta facies es conforme con tal idea: en lugar de plagioclasa con zonación normal y gradual entre un núcleo An25 y un borde An8-10, que expresan una cristalización perfectamente continua, en JS-24 y muestras afines se encuentra un amplio núcleo con un zonado oscilatorio complejo (An45-35) y una orla externa de An20-15 (fig. 4.32 b). A partir de los datos anteriores, se puede pensar que esos núcleos son fundamentalmente restíticos, mientras que la orla externa debe constituir la plagioclasa cristalizada del fundido.

4.3.5.3 CANTIDAD DE H_2O EN EL MAGMA

Hay algunas formas indirectas de evaluar la cantidad de H_2O que tenía un magma que dió lugar a una determinada roca ígnea. La línea experimental del trabajo de Maaløe y Wyllie (1975) es muy interesante y de aplicación sencilla: la fusión y posterior recristalización de rocas graníticas, con diferentes concentraciones de H_2O permite ver que el orden de aparición de la

biotita en la secuencia de cristalización es variable, de forma que, con bajas concentraciones, la biotita es el último mineral en cristalizar, y cuando las cantidades de H_2O son altas la biotita precede al feldespato alcalino y al cuarzo. Según Maaløe y Wyllie, hasta un 1,2% de H_2O la biotita ocupa el último lugar; entre 1,2 y 2,5% H_2O , precede al cuarzo; cuando % de $H_2O > 2,5$, la biotita sólo es posterior (ligeramente) a la plagioclasa. Estos valores parecen variar poco dentro de un amplio margen de presiones.

En el granito de Castilblanco, las relaciones texturales indican que la biotita cristalizó antes que las zonas externas de la plagioclasa y que el cuarzo y el feldespato alcalino, por lo que resulta muy probable una cantidad de H_2O superior a 2,5%, en el magma inicial.

Como señala Burnham (1979), el hecho de que la curva de descomposición de la biotita intersecte el solidus de las rocas graníticas hacia 0,5kb significa que la cantidad mínima de H_2O necesaria para la cristalización magmática de biotita es aproximadamente un 3% en peso. La relación que esto tiene con los datos experimentales de Maaløe y Wyllie es evidente: cuanto menor es la concentración inicial de H_2O en el fundido, más cantidad de minerales anhidros habrá de cristalizar hasta que se alcance la concentración requerida para la formación de biotita, es decir, más se retrasará la aparición de ésta. Análogo es el razonamiento aplicable a la moscovita, aunque el resultado difiere: la intersección de la curva de descomposición de la moscovita (con cuarzo) con el solidus granítico tiene lugar hacia los 3-3,5kb, según lo cual la concentración mínima para que se forme moscovita magmática es aproximadamente un 8% de H_2O . Estas deducciones son aplicables a micas de composición ideal; la sustitución de OH^- por F^- aumenta los respectivos campos de estabilidad.

En general, existe la opinión de que concentraciones de H_2O en el magma inicial del orden de un 3% son relativamente elevadas (Carmichael et al., 1974, p. 333; Maaløe y Wyllie, 1975). A este respecto, un hecho que puede ser significativo es que cuando tiene lugar la fusión de una determinada roca, en condiciones deficitarias en H_2O , el primer líquido que se forma está siempre saturado de H_2O , y sólo cuando la temperatura aumenta, la razón PH_2O / P total toma valores progresivamente inferiores a la unidad. Así, si un fundido granítico tiene una composición muy cercana a la de un fundido de punto mínimo, como hemos visto ocurre con el granito de Castilblanco, el principio anterior impone que hay grandes posibilidades de que su concentración de H_2O sea elevada, aún cuando ésta fuese escasa en el ambiente en que

tuviera lugar la formación del magma. Por otro lado, está la posibilidad sugerida en algunos estudios de que el magma haya tomado H_2O de la roca encajante (Lipman y Friedman, 1975).

4.3.5.4 POSIBLE EVOLUCION P-T DEL GRANITO DE CASTILBLANCO

Se trata de ver si es posible situar dentro de estrechos límites la marcha seguida por el granito de Castilblanco, desde su formación hasta su emplazamiento, en un diagrama P-T.

En la figura 4.45 a, se muestran las curvas de inicio de fusión del granito en tres condiciones distintas: a) H_2O libre (lo que no significa saturación); b) sólo H_2O aportada por la destrucción de moscovita; c) sólo H_2O aportada por la destrucción de biotita. Se añaden diversos gradientes geotérmicos actuales y algunos gradientes metamórficos. La geometría detallada de estas últimas curvas es incierta (Turner, 1981, pp. 424-429), pero ello no afecta casi al propósito general con que son utilizadas aquí. Se proyectan también las condiciones P-T del metamorfismo regional del área investigada, y a partir de ahí se extrapola un gradiente geotérmico, suponiendo que este tiene una geometría "normal". Esta operación permite aventurar en qué condiciones se alcanzaría en esta región la curva de inicio de la fusión del granito: si las condiciones químicas (composición de las rocas a esa profundidad; presencia de H_2O , aún en pequeñas cantidades) son adecuadas, comenzaría la fusión. Si la cantidad de H_2O es muy escasa, la cantidad de fundido también lo sería, y para formar cuerpos graníticos que llegasen a ser alóctonos podría ser necesario esperar hasta alcanzar la curva de descomposición de la moscovita o, con menos probabilidad, la de la biotita, que proporcionan H_2O nueva (Brown y Fyfe, 1970). Cuando el granito tiene moscovita primaria, como es el caso que nos ocupa, parece lógico suponer que no puede haberse alcanzado el límite de estabilidad de la moscovita, pues se ha formado a partir del fundido. No obstante, cabe la posibilidad de que se destruya una moscovita metamórfica de composición casi ideal y se forme, a partir del fundido, una moscovita de composición no ideal, como se discute a continuación.

La curva de destrucción de la moscovita ideal (o con cierta cantidad de paragonita) está muy bien establecida: Evans (1965), Althaus et al. (1970), Kerrick (1972), Day (1973), Chatterjee y Johannes (1974), Helgeson et al. (1978). Sin embargo, la composición de la moscovita granítica parece ser,

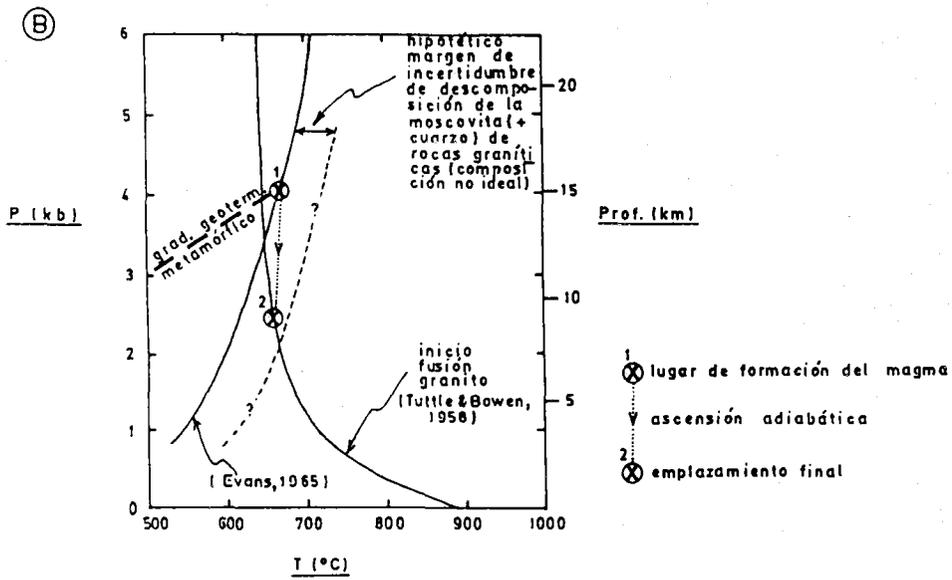
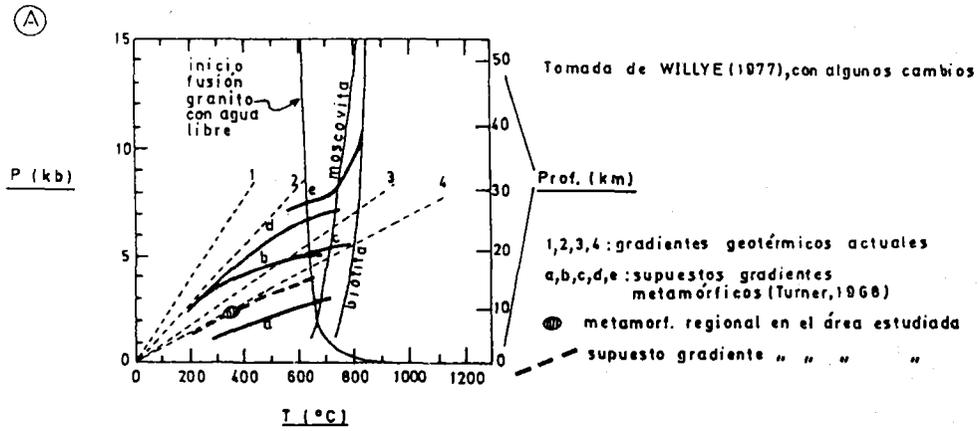


FIG. 4.45

(A) FUSIÓN DEL GRANITO Y TEMPERATURAS EN LA CORTEZA

(B) POSIBLE CAMINO P-T DEL GRANITO DE CASTIL-BLANCO.

1 ⊗ representa un magma de composición cercana a la del fundido mínimo (poco sobrecalentado).

al menos en ciertos casos, bastante lejana a la ideal, con apreciables cantidades de Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Ti, Na y F^- (Miller et al., 1981). La influencia de estas impurezas no está precisada, pero se ha estimado que trasladaría notablemente la curva de descomposición de la moscovita, de la forma mostrada en la figura 4.45b (Anderson y Rowley, 1981). Así, se amplía el campo en que la moscovita es estable en magmas graníticos.

Otra consideración pertinente para lo que se discute en este epígrafe es que el granito de Castilblanco tiene una composición cercana a la de un fundido de punto mínimo, esto es, debió tener una temperatura sólo ligeramente superior a la del inicio de fusión.

Los tres factores discutidos, a saber, gradiente geotérmico metamórfico, campo de estabilidad de la moscovita y ligero sobrecalentamiento, permiten situar aproximadamente en un diagrama P-T la zona donde se formaría el magma del granito de Castilblanco (fig. 4.45b): la profundidad estimada es relativamente pequeña, de unos 15 km.

El ascenso del magma pudo tener lugar siguiendo un régimen adiabático o cercano a él. La cantidad de calor que un magma pierde en su ascenso puede ser muy variable, función de la velocidad de ascenso, temperatura de la roca encajante, asimilación de la roca encajante, etc. En el caso de un volumen importante de magma que asciende rápidamente durante un corto trayecto y a través de rocas no muy frías, es muy probable un comportamiento casi adiabático.

El granito de Castilblanco, además de tener un volumen propio no despreciable, ascendió inmediatamente después que los gabros, y más o menos por su mismo camino. Podemos imaginar por tanto un conducto previamente calentado, circunstancia que redundaría en una mínima pérdida de calor del magma granítico; sin contar con que el camino de ascensión resulta ser bastante corto. En suma, es probable un ascenso casi adiabático, como se ha supuesto en la figura 4.45. El granito, finalmente, se detuvo en un nivel del orden de 2,2 kb, según se deduce del estudio del metamorfismo de contacto.

4.3.5.5 ¿GRANITO TIPO S O TIPO I ?

La frase de Read (1957), "hay granitos y granitos" tiene hoy aceptación casi general. Hughes (1982) considera cuatro tipos de grandes procesos capaces de formar rocas graníticas: a) fraccionamiento avanzado de

magmas básicos; b) fusión cortical debida a la culminación del metamorfismo; c) fusión cortical causada por el emplazamiento de grandes volúmenes de magma básico; y d) asimilación de material cortical por magmas formados en el manto y/o la corteza oceánica subducida. En la actualidad, el proceso a) se considera limitado a pequeñas y excepcionales masas graníticas, pero se discute la importancia relativa de los otros procesos (e.g. Wyllie, 1977; Atherton y Tarney, 1979; Leake et al., 1980).

Una interesante clasificación de las rocas graníticas, que refleja - parcialmente su variabilidad, es debida a Chappell y White (1974). Estos autores distinguen dos grandes grupos, granitos S y granitos I, que parecen expresar diferentes clases de material fundido: sedimentario e ígneo, respectivamente. Los granitos S tienen, por supuesto, un origen exclusivamente cortical, mientras que los de tipo I, pueden, o no, tener un aporte sustancial de material infracortical. En esencia, estos dos grupos se corresponden con b) y d) de la anterior clasificación. Las características fundamentales de estos dos importantes grupos de granitos se exponen a continuación:

	<u>Tipo I</u>	<u>Tipo S</u>
Composición mineralógica	Sin minerales peraluminicos; hornblenda frecuente	Moscovita frecuente. Puede haber granate, andalucita, sillimanita, cordierita.
Composición química	Mol. $Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO < 1,1$ % Na_2O relativamente alto: > 3,2% $Sr^{87}/Sr^{86} < 0,708$	Mol $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO > 1,1$ % Na_2O relativamente bajo: < 3,2% $Sr^{87} / Sr^{86} > 0,708$
Asociaciones de campo	Amplio espectro, desde rocas ácidas a básicas No especialmente asociados a metamorfismo regional.	Espectro restringido: sólo rocas ácidas Frecuentemente asociados con el metamorfismo regional.
Yacimientos	"Porphyry copper"	Sn, W.

Algunos autores han puesto de manifiesto que también existen diferencias en la razón O^{18}/O^{16} , achacables igualmente al material de origen (O'Neil y Chappell, 1977; O'Neil et al., 1977): los granitos S tienen valores O^{18} entre 9,9 y 12,5, y los de tipo I entre 7,7 y 9,9.

Por otro lado, Ishihara (1977) ha establecido otra interesante división: serie de la magnetita y serie de la ilmenita. La primera serie granítica se caracteriza por la existencia de magnetita (0,1-2%, vol.), pudiendo haber también cantidades menores de ilmenita, hematitas y pirita; característica es también la presencia de esfena y epidota, así como una alta razón Mg/Fe en la biotita. La serie de la ilmenita se distingue por falta de magnetita; los opacos son escasísimos (<0,1% vol.), dominados por cristalitos de ilmenita, pudiendo haber también pirrotita y grafito; la biotita tiene una razón Mg/Fe baja, y suele haber moscovita. Ishihara considera que los granitos de la serie de la ilmenita se originaron a partir de materiales continentales ácidos, principalmente rocas metasedimentarias, sufriendo cierta reducción por el grafito existente; por el contrario, los de la serie de la magnetita se formarían en niveles profundos, en los que no existiría materia carbonosa.

Los caracteres reseñados, y otros tales como el tipo de yacimientos minerales asociados a una y otra clase de granitos, indican que existe una fuerte correlación entre serie de la ilmenita y tipo S, y entre serie de la magnetita y tipo I.

El granito de Castilblanco tiene rasgos mineralógicos y químicos que sugieren su identificación con el tipo S. En efecto, se ha visto que es un granito s. str. ligeramente peraluminico, con moscovita primaria; su razón Na_2O/K_2O es bastante baja, aunque % Na_2O es algo mayor de 3,2. No es un granito que vaya asociado a un amplio cortejo de granitoides (granodioritas, tonalitas, cuarzdioritas). Finalmente, tiene todas las características de un granito de la serie de la ilmenita: escasísimos opacos, sin magnetita; ilmenita en cristalillos muy pequeños de hábito alargado; sin esfena ni epidota, biotita férrica.

Las ideas previamente discutidas acerca de la profundidad de formación del magma del granito de Castilblanco son adecuadas a esta adscripción al tipo S. Como se ha visto, la profundidad estimada es de unos 15 km (fig. 4.45), esto es, un nivel relativamente poco profundo; sólo a unos 7 km por debajo del nivel de emplazamiento final, actualmente observable en superficie. Por tanto, una génesis por fusión de rocas metasedimentarias (principalmente) parece tener amplia viabilidad.

Los perfiles sísmicos realizados en el SW de Portugal han permitido

establecer un modelo de corteza en esta región (Mueller et al., 1973; Sousa Moreira et al., 1976), tal vez generalizable a toda la Zona Sudportuguesa. En los 9-10 primeros kilómetros, la velocidad aumenta gradualmente con la profundidad, desde algo más de 4km/s hasta 6,5km/s: se interpreta como una pila de sedimentos paleozoicos, que hacia la base pueden contener abundantes rocas básicas. Separando esta corteza superior de la corteza inferior, aparece un tramo (entre los 10 y los 20km) en que la velocidad disminuye rápidamente, manteniéndose entre 5,3 y 5,6km/s. Según los autores citados, la estructura detallada de esta zona intermedia de baja velocidad no está bien definida; aunque no interpretan la zona en términos geológicos, su baja velocidad no puede corresponder más que a roca granítica y /o metasedimentos. Finalmente, está la corteza inferior, muy homogénea, con velocidad entre 7,0 y 7,1 km/s, que alcanza hasta los 30-35km de profundidad. A este nivel, se localiza la discontinuidad de Moho, con un salto a velocidades de 8,10-8,15km/s.

Si ese modelo de corteza se supone válido para la región oriental de la Zona Sudportuguesa, es posible hacer algunas consideraciones de interés. Como los perfiles sísmicos se situaron entre el flysch sudportugués, y desde ahí hasta el nivel de la F. Ronquillo (encajante del granito de Castilblanco) hay un mínimo de 3km, bajo la F. Ronquillo la zona de baja velocidad antes indicada debe iniciarse a unos 6km o menos. En consecuencia, el origen del granito de Castilblanco se podría localizar en esa zona de velocidad baja.

A la vista de estas consideraciones, cabe la hipótesis de que esa zona cortical intermedia esté constituida fundamentalmente por cuerpos graníticos anatéticos y restos no fundidos de rocas metamórficas del Paleozoico inferior y Precámbrico, como las que afloran en Ossa-Morena.

En resumen, el granito de Castilblanco es de tipo S, a juzgar por sus características químicas y mineralógicas. La escasa profundidad de formación del magma es, además, compatible con esta caracterización. La relación espacial y temporal con los gabros no parece implicar, en modo alguno, génesis del granito por derivación de éstos: en efecto, no sólo son inadecuadas para tal hipótesis las características del granito sino que faltan términos intermedios entre los gabros (con sólo una mínima cantidad de ferrogabros y cuarzo-dioritas) y el granito. La relación que exista entre ambos tipos de roca, presumible teniendo en cuenta su relación espacial y temporal, debe ser mucho más indirecta, aunque no esté clara.

EL PLUTONISMO POSTCINEMATICO

En el conjunto denominado plutonismo postcinemático, se encuadran rocas plutónicas ácidas de características variadas, cuyo denominador común es ser posteriores a las intrusiones de gabros y al granito de Castilblanco.

En general, las rocas de este grupo muestran rasgos de cristalización en niveles poco profundos (en algunos casos, prácticamente superficiales), contrastando con la instalación medianamente profunda ($P= 2-2,5\text{kb}$) de las intrusiones precedentes.

Las rocas tienen composición variada, con dominio de las granodioritas, e intruyeron en momentos diferentes. La gran mayoría son anteriores a la etapa principal de fracturación tardiherciniana, puesto que están afectadas por las fallas de salto en dirección y están intruidas por diques de diabasa (cap.6). Una pequeña parte de estos granitoides es sincrónica con la intrusión de los diques de diabasa, según demuestran las relaciones observables en el campo; para éstos es válido el calificativo de tardihercinianos.

A pesar de la amplia representación cartográfica que tiene el plutonismo postcinemático, no ha sido estudiado detalladamente en este trabajo. El presente capítulo trata de ofrecer una visión general de estas rocas, con su representación cartográfica, criterios de subdivisión y principales rasgos petrográficos.

A partir de criterios de composición, texturales y de relaciones de campo, se han establecido los siguientes tipos, dentro del plutonismo postcinemático que aflora en la región estudiada:

- Tonalita de grano fino
- Granodiorita y tonalita de Antonio Abad
- Granodiorita de Los Melonares
- Granito de El Berrocal
- Pórfidos del Zancudo
- Microgranitoides tardihercinianos

5.1 TONALITA DE GRANO FINO

Es un tipo de roca que tiene representación muy escasa en el área cartografiada. Su afloramiento más importante es una pequeña masa de 1 km² de área, situada inmediatamente al este de la carretera nacional Sevilla-Badajoz, a unos 5km al norte de El Ronquillo. Al norte de El Garrobo forma un cuerpo de dimensiones muy reducidas. Al noreste del embalse del Cala aparece como inclusiones dentro de la granodiorita de Los Melonares, lo que hace suponer que la tonalita de grano finos es la primera de las intrusiones aquí agrupadas como plutonismo postcinemático.

Fuera del área cartografiada, el macizo del Torilejo, situado 10km al norte de Aznalcóllar, está constituido por este mismo tipo de granitoide.

Las características macroscópicas de esta roca son: composición tonalítica dominante, grano fino y, frecuentemente, hábito alargado de los minerales.

Su composición mineralógica es: plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita y, en la facies granodiorítica, feld.k. micropertítico. El cociente hornblenda/biotita es muy variable, no siendo raro que falte la biotita. Mena y apatito son minerales accesorios. Como es difícil tomar muestras poco o nada alteradas, los minerales secundarios tienen bastante importancia: la plagioclasa cálcica se transforma en sericita y epidota, los máficos se cloritizan (aunque suelen resistir mejor que la plagioclasa) y aparece esfena.

La plagioclasa está intensamente zonada, normal y gradualmente. En la facies tonalítica, el núcleo es An55 y el borde llega a oligoclasa ácida o albita. En la granodiorita, el núcleo parece algo más ácido, quizás An30, pero la sericitización encontrada en todas las muestras impide ser más preciso.

El anfíbol normal es una hornblenda común, con pleocroismo en tono verde y color fuerte. En ocasiones, existe una segunda generación de anfíbol, de color verde más suave y que se dispone alrededor de los cristales de la

primera generación o bien forma agregados radiales; su origen es quizás hidrotermal.

La textura más típica está constituida por listones de plagioclasa y de hornblenda, con cuarzo intersticial que forma una especie de "charcos" en cuyos bordes quedan envueltos los minerales anteriores. En otras ocasiones, la textura tiende a ser de tipo microgranítico. En la granodiorita, el feld.k. puede ser subidiomorfo, si está envuelto únicamente por cuarzo, pero suele ser xenomorfo y no es raro ver que envuelve a la plagioclasa formando una capa a su alrededor.

Un rasgo textural que merece ser destacado es la frecuente morfología alargada de la plagioclasa y del anfíbol, y el hábito siempre acicular del apatito. De acuerdo con el estudio experimental de Wyllie et al. (1962), el hábito del apatito responde a la velocidad de enfriamiento del líquido, de manera que una brusca disminución de la temperatura origina hábito acicular. Es posible suponer en consecuencia, un rápido enfriamiento del líquido magmático de estas tonalitas, lo que además es coherente con su reducido tamaño de grano.

5.2 GRANODIORITA-TONALITA DE ANTONIO ABAD

Esta roca se presenta únicamente en un pequeño afloramiento situado a unos 4km al ESE de El Garrobo, que queda aislado en el seno de rocas plutónicas básicas. Su extensión cartográfica es muy pequeña.

El estudio petrográfico permite distinguir granodiorita y tonalita. Las diferencias entre ambos tipos de roca son: la existencia o no de feld.k. y la proporción de anfíbol y biotita.

La composición mineralógica es:

Granodiorita.- cuarzo (≈ 36%), plagioclasa (≈ 32%), feld.k. (≈ 11%), anfíbol (≈ 11%), biotita (≈ 9%), ilmenita, apatito.

Tonalita.- cuarzo (≈ 39%), plagioclasa (≈ 41%), anfíbol (≈ 15%), biotita (≈ 4%), ilmenita, apatito.

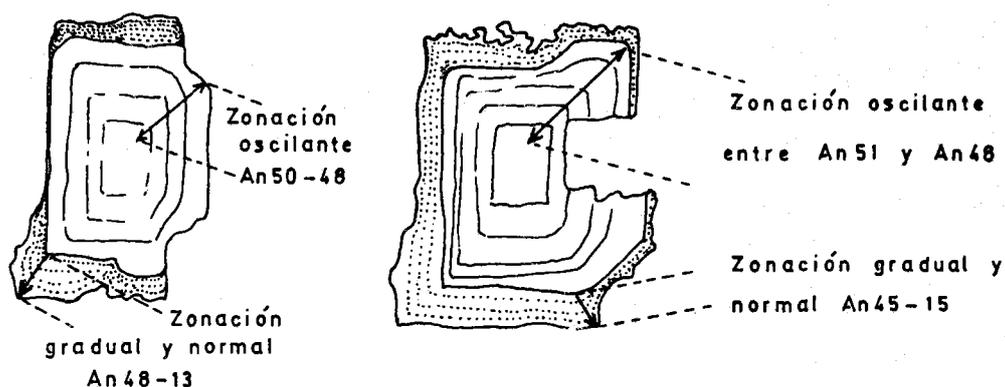
La textura es típicamente granítica, con plagioclasa idiomorfa, salvo en el borde, anfíbol y biotita subidiomorfos, y cuarzo y feld.k. intersticiales. La secuencia de cristalización que se deduce tiene a la plagioclasa (los núcleos) en el primer lugar, inmediatamente seguida por la hornblenda; la transformación de ésta en biotita precede ligeramente a la cristalización de feld.K. y cuarzo. La pronta cristalización de anfíbol señala una cantidad de

H₂O en el magma inicial superior al 2% (Maaløe y Wyllie, 1975; Burnham, 1979).

El anfíbol es una hornblenda común, con fuerte pleocroísmo en tonos verdes. En una etapa ígnea más avanzada, se transforma en biotita marrón. Los granos de mena aparecen ligados con la hornblenda y la biotita.

La plagioclasa posee una zonación característica, idéntica en la granodiorita y en la tonalita: grandes núcleos que muestran una zonación compleja, oscilante, aunque con pequeña variación de composición (An48-50), y una orla con zonación gradual y normal que llega hasta An13-15 (fig. 5.1)

Fig. 5.1



PLAGIOCLASAS DE LA GRANODIORITA-TONALITA DE ANTONIO ABAD

Las relaciones de estas rocas con otros granitoides posttectónicos no pueden observarse, dado el carácter aislado y la pequeña entidad de su afloramiento. No obstante, puede señalarse cierta afinidad mineralógica con la granodiorita de Los Melonares, siendo destacable que las secuencias de cristalización son iguales y que las plagioclasas de unas y otras tienen zonaciones prácticamente idénticas; las diferencias estriban en el carácter algo más básico de este afloramiento, y en la falta de la textura granofídica, en general embrionaria, que caracteriza a la granodiorita de Los Melonares.

Se dispone de dos análisis químicos, que se presentan en la tabla 5.1 junto con las correspondientes normas. La correspondencia entre norma

y moda es aceptable en líneas generales, aunque aparece en la norma una cantidad de magnetita netamente superior a la modal.

En la figura 5.2 se representan gráficamente varias proporciones entre minerales normativos.

Tabla 5.1

Análisis químicos de la granodiorita-tonalita de Antonio Abad

	<u>PD-60</u>	<u>PD-61</u>		<u>PD-60</u>	<u>PD-61</u>
SiO ₂	63,65	65,27	Q	23,5	24,7
TiO ₂	0,60	0,53	Or	0,0	5,4
Al ₂ O ₃	15,44	14,75	Ab	30,4	29,2
Fe ₂ O ₃	0,78	0,43	An	19,5	14,6
FeO	4,29	4,19	Bi	10,6	7,9
Mno	0,18	0,09	Horb.	12,7	15,6
MgO	3,02	2,6	Magnet.	1,1	0,6
CaO	5,54	5,06	Ilmen.	0,6	0,5
Na ₂ O	3,59	3,45	Apat.	0,2	0,2
K ₂ O	1,07	1,76			
P ₂ O ₅	0,10	0,10			
H ₂ O	1,80	1,33			
Suma	<u>100,06</u>	<u>99,56</u>			

PD-60: tonalita; PD-61: granodiorita hornbléndica
Cálculo normativo según Mielke y Winkler (1979).

5.3 GRANODIORITA DE LOS MELGNARES.

Es el tipo de roca granítica más abundante en el área estudiada. Aflora, fundamentalmente, constituyendo un macizo alargado en dirección NW-SE, que resulta desgajado por acción de la falla del embalse del Cala. En la región cartografiada, forma afloramientos menos importantes al norte de Burguillos y al norte de El Garrobo; estos afloramientos parecen definir una segunda alineación, al sur de la anterior, de carácter discontinuo, precisamente en medio de las dos alineaciones de rocas plutónicas básicas. En diversos itinerarios por sectores situados al oeste del área cartografiada, se ha podido reconocer que este tipo de roca tiene afloramientos hasta Campofrío y el sur de Aracem, al menos.

En el sector situado al norte del embalse del Cala, se han observado, incluidos dentro de la granodiorita, trozos de roca asimilables a la tonalita de grano fino; por tal causa, se supone que esta última intruyó antes que la granodiorita.

A simple vista, suele ser fácil distinguirla por la presencia de cuarzo globular y de tamaño superior al que suele ser normal; sin embargo, hay facies menos típicas, en las que la distinción macroscópica es comprometida. Con el microscopio, se observa una textura granofídica incipiente bastante característica, que se describirá más adelante.

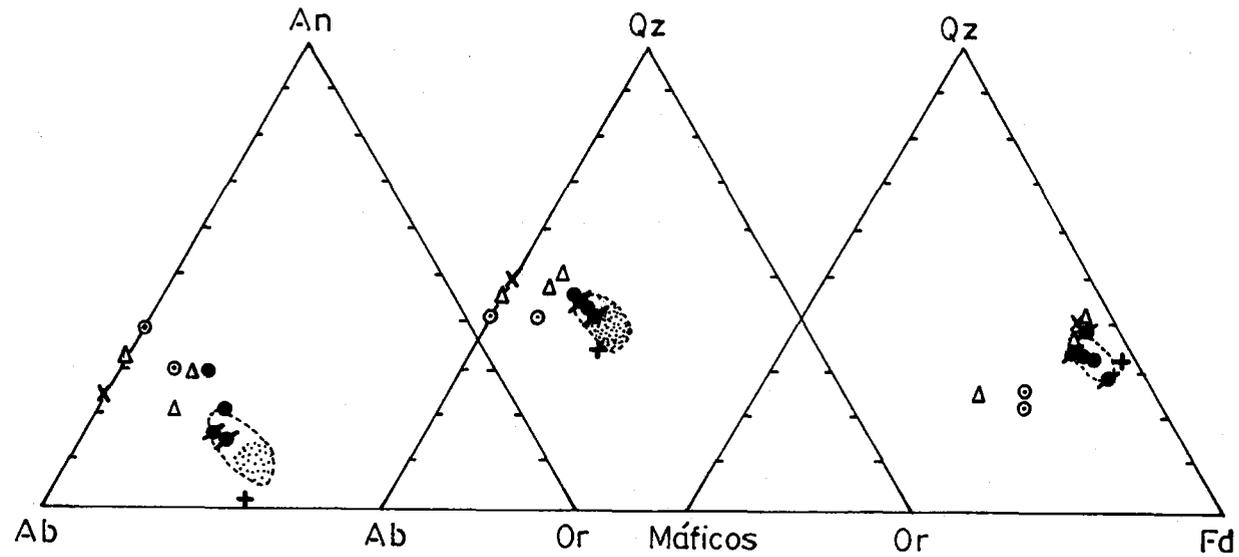
Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo ($\sim 40\%$), plagioclasa ($\sim 30\%$), feldespato perfitico (20-27%), biotita (3-10%), hornblenda (0-3%), mena, apatito, circón. Como minerales de alteración pueden aparecer calcita, sericita, clorita, vermiculita, pistacita, óxidos, leucoxeno y gibbsita. La roca se clasifica como granodiorita; en ocasiones, es una leucogranodiorita.

En la tabla 5.2, se ofrecen cinco análisis químicos de muestras de esta granodiorita. Las muestras PD-1, PD-13 y PD-22 tienen una notable alteración, por lo que sus datos químicos y normativos deben ser considerados con precaución: por ejemplo, la anormal cantidad de corindón normativo de PD-15 (hay gibbsita de alteración) o el elevado cociente $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ de PD-22. Por el contrario, JS-8 y JS-14 son muestras perfectamente inalteradas. Los datos químicos han permitido presentar gráficamente las proporciones normativas de diversos minerales (fig.5.2).

La plagioclasa presenta una zonación compleja, con un núcleo An50, una amplia zona media con oscilaciones An47-40, y una aureola irregular

FIG. 5.2

COMPOSICIÓN NORMATIVA DE GRANITOIDES POSTECTÓNICOS



- granodiorita-tonalita de Antonio Abad
- granodiorita de Los Melonares (● son muestras con signos de alteración)
- △ pórfidos del Zancudo
- X microgranitoides tardihercinianos
- + diques de microgranito-granito aplítico

○ área del granito de Castilblanco (se incluye a efectos comparativos)
○ con punteado, la facies normal.

Tabla 5.2

Análisis químicos de la granodiorita de Los Melonares

	<u>PD-1*</u>	<u>PD-15*</u>	<u>PD-22*</u>	<u>JS-8</u>	<u>JS-14</u>
SiO ₂	75,27	70,54	72,07	69,79	71,80
TiO ₂	0,21	0,29	0,37	0,42	0,33
Al ₂ O ₃	12,68	14,86	14,38	14,28	14,06
Fe ₂ O ₃	0,05	0,33	0,04	0,51	0,20
FeO	1,30	2,18	0,91	3,08	2,46
MnO	0,03	0,03	0,04	0,08	0,06
MgO	0,31	0,80	1,02	0,89	0,54
CaO	1,88	1,64	1,76	4,58	2,68
Na ₂ O	3,85	3,59	5,98	3,34	3,65
K ₂ O	2,79	3,45	1,28	2,40	3,07
P ₂ O ₅	0,05	0,07	0,10	0,10	0,08
H ₂ O	1,10	1,50	1,88	1,27	1,13
Suma	99,52	99,28	99,83	99,74	100,06

* : muestras con signos de alteración

	<u>PD-1*</u>	<u>PD-15*</u>	<u>PD-22*</u>	<u>JS-8</u>	<u>JS-14</u>
Q	38,29	33,12	28,88	33,6	33,29
Or	13,97	15,72	3,80(?)	9,10	13,76
Ab	32,61	30,41	50,60(?)	28,29	30,91
An	9,00	7,67	8,07	16,62	12,77
Biot.	4,31	7,84	5,97	9,71	7,84
Hornb	0,0	0,0	0,0	0,81	0,0
Magnet.	0,07	0,48	0,06	0,74	0,29
Ilmen.	0,20	0,27	0,35	0,40	0,31
Apat.	0,12	0,16	0,24	0,24	0,19
Corind.	0,01	2,39(?)	0,16	0,0	0,03

mesonorma de Mielke y Win kler (1979)

en la que la zonación es gradual y normal, llegando hasta An20 (fig. 5.3). No obstante, muchas muestras poseen una plagioclasa no zonada, algo turbia, de composición albítica, que parece ser el resultado de la transformación de la plagioclasa cálcica original: en tales muestras hay otros signos de alteración, tales como caolinización del feldespato potásico y cloritización de la biotita.

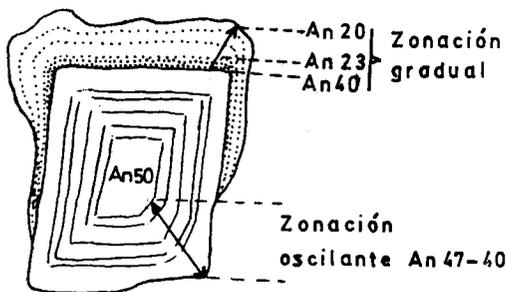


FIG. 5.3

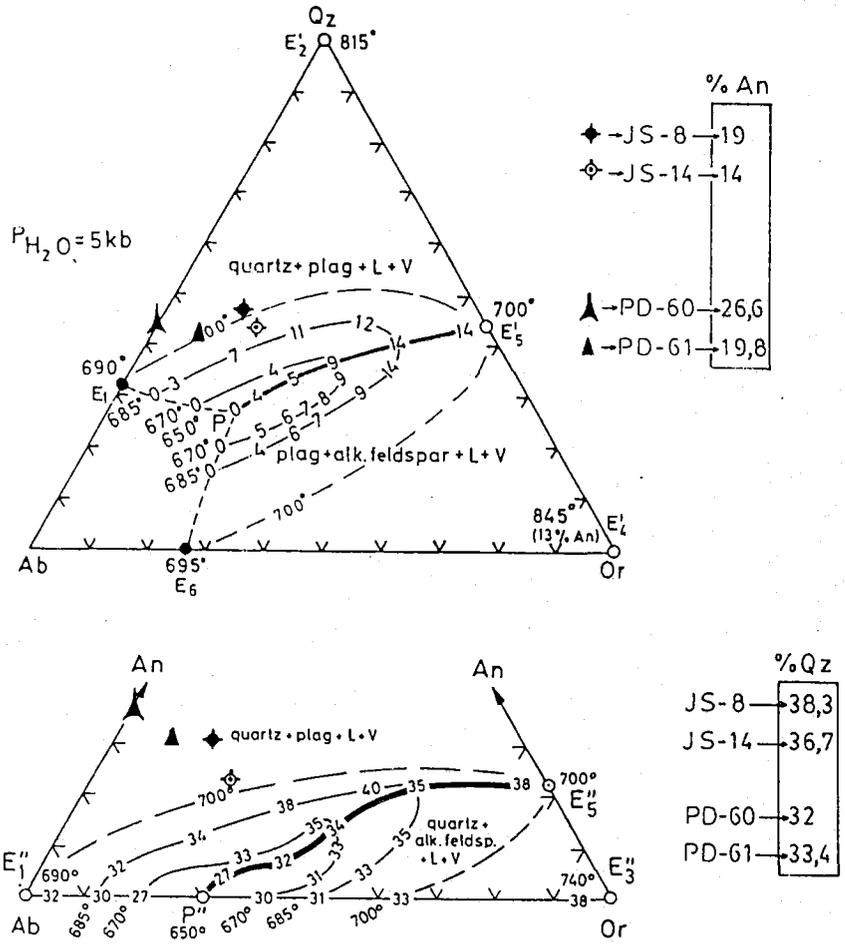
PLAGIOCLASA TÍPICA DE LA
GRANODIORITA DE LOS MELONARES

El feldespato alcalino es microclina microperítica.

La textura es característica. Plagioclasa, hornblenda y biotita son idiomorfos o subidiomorfos (aunque la aureola de los cristales de plagioclasa es más irregular: fig. 5.3) mientras que cuarzo y feldespato alcalino son xenomorfos. El cuarzo tiene una forma peculiar: constituye cristales que, en conjunto, son subredondeados, macizos en el centro pero con numerosos entrantes hacia los bordes, cristalizando en tales huecos el feldespato alcalino, al modo de una textura granofídica incipiente. En algunas ocasiones, la textura granofídica se generaliza: se observa entonces el paso gradual desde los núcleos de cuarzo macizo hasta la matriz perfectamente porfídica; en todo caso, la plagioclasa y los máficos se mantienen con sus contornos idiomorfos, al modo de fenocristales. Por lo tanto, se puede resumir diciendo que la granodiorita de Los Melonares tiene una textura general de granófido incipiente y, en ocasiones, llega a ser un granófido bien desarrollado.

El orden de cristalización que se deduce es muy claro: plagioclasa cálcica y máficos son los minerales que cristalizaron en primer lugar; después,

FIG. 5.4



Proyecciones del sistema Qz-Or-Ab-An-H₂O
(Winkler et al, 1975)

JS-8 | GRANODIORITA DE
JS-14 | LOS MELONARES

PD-60 | GRANODIORITA-TONALITA
PD-61 | DE ANTONIO ABAD

iniciaría su cristalización el cuarzo (núcleos macizos), que sería seguido muy pronto por el feldespato alcalino. La pronta cristalización de hornblenda y/o biotita sugiere un % H_2O inicial superior a 2,5 (Maaløe y Wyllie, 1975).

Las muestras JS-8 y JS-14 (tabla 5.2) se han proyectado en el diagrama Q-Or-Ab-An- H_2O (Winkler et al., 1975; Winkler y Breitbart, 1978) (fig. 5.4). El orden de cristalización que este diagrama predice coincide perfectamente con las observaciones texturales. Las muestras se sitúan en el campo de la plagioclasa; si se tiene en cuenta que el diagrama está construido con $PH_2O = 5kb$, valor muy superior al de la presión con que cristalizaría esta roca, las muestras quedan lejos del plano cotéctico Q + plag. + L + V, ya que este plano se va desplazando hacia el vertice Q a medida que disminuye la presión (fig. 4.43). En consecuencia, la lectura que el diagrama ofrece es: cristalización de plagioclasa cálcica en condiciones de temperatura muy por encima del solidus granítico; tras un importante descenso de temperatura, empezaría a cristalizar cuarzo y, al poco, el fundido alcanzaría la línea cotéctica, con lo que se iniciaría la cristalización eutéctica de cuarzo y feldespato alcalino.

En el caso de la granodiorita-tonalita de Antonio Abad (muestras PD-60 y PD-61), que también aparece representada en el diagrama de la fig. 5.4, la temperatura necesaria para fundir totalmente la roca es aún más elevada. Esto parece significar que el magma llevaría cristales, en ningún momento fundidos, de plagioclasa cálcica (y de máficos), puesto que un fuerte sobrecalentamiento del magma resulta menos probable (Winkler y Breitbart, 1978). El tipo de zonación de las plagioclasas (figs. 5.1 y 5.3) sugiere que la plagioclasa restítica estaría formada por los núcleos cálcicos con zonación oscilante compleja.

La textura granofídica (o gráfica), más o menos desarrollada en la granodiorita de Los Melonares, se cree debida a una cristalización eutéctica en un medio con cierta riqueza de H_2O (e.g., Hughes, 1971, 1972). Se desarrollaría cuando el fundido alcanzó la línea cotéctica PE5 (fig. 5.4), al iniciarse la cristalización eutéctica Q + feld.K.; la cristalización gráfica se nucleó alrededor de los fenocristales ya formados, y cuando lo hizo sobre cuarzo, el cuarzo gráfico guardó continuidad óptica con el primero. Esta textura es característica de intrusiones poco profundas, aunque sí lo suficiente para impedir la vesiculación subterránea del magma. A partir de este último hecho, es posible establecer un límite mínimo de profundidad para la granodiorita: teniendo en cuenta que % H_2O debió ser inicialmente mayor de 2,5 (de acuerdo con la secuencia de cristalización), en el momento de la cristalización gráfica puede suponerse una concentración de H_2O del orden del 4%, al menos; con

los datos de la fig. 4.25 se deduce que, en tal caso, la profundidad mínima para que no haya vesiculación es del orden de 3500 m. Una precisión mayor sobre la profundidad de emplazamiento no parece posible; en todo caso, ésta debió de ser inferior a los 8-9km deducidos para el granito de Castilblanco y para los gabros. Teniendo en cuenta la existencia de la mencionada textura granofídica, típica de intrusiones poco profundas, es imaginable una cifra más bien baja dentro del mar gen señalado.

5.4 GRANITO DEL BERROCAL.

Forma un pequeño macizo bien definido, en el extremo NE del área cartografiada. Su forma es aproximadamente elíptica, y encaja en la F. Media Fanega, quedando cubierto en el lado oriental por los basaltos del Viar.

El granito presenta una perfecta gradación desde facies porfídicas de borde a facies centrales; en estas últimas, la textura no llega a ser perfectamente granular sino que persiste una constitución porfídica, aunque muy poco marcada. Salvo en la facies de borde, el tamaño de grano es superior al del resto de los granitoides de la región, circunstancia que está reflejada en el topónimo "las arenas gordas", que se aplica a este paraje.

En casi todos los sitios, el contacto con el encajante está retocado por fallas normales. A juzgar por la disposición de la facies de borde, este contacto buza moderadamente hacia afuera, y la geometría que parece definir se es la de una cúpula ligeramente arrasada por la erosión. En todo el límite occidental, la facies de borde falta o está muy poco desarrollada, y esto sugiere que el borde occidental buza fuertemente, con lo que ligeros retoques por fallas han podido hacer desaparecer la facies porfídica marginal. En suma, resulta probable la geometría de una cúpula asimétrica con mayor buzamiento en el lado occidental.

Las superficies S₀ y S₁ del encajante se abren ligeramente en abanico, en el costado occidental del macizo, evidenciando una cierta introducción forzada del magma granítico (fig. 7.10).

Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, ortosa, plagioclasa, biotita; turmalina, grante, apatito. Como el feldespato potásico supera con claridad a la plagioclasa, la roca se clasifica como granito.

Dada la naturaleza de los afloramientos, es muy difícil coger muestras auténticamente frescas. Los feldespatos aparecen, en el examen microscópico, fuertemente anublados, a veces casi opacos. A pesar de ello, la plagioclasa se

ha podido determinar en varios casos: consiste en un amplio núcleo de composición An 34-32, con zonación oscilante en zonas anchas, y una estrecha aureola zonada normal y gradualmente desde An32 hasta An14. El feldespato potásico es monoclinico: ortosa microcliptopertítica de ángulo 2V moderado.

La biotita ha sido analizada con microsonda (tabla 5.3), pudiendo verse que es muy rica en Fe (annita). Tiene abundante F^- , en sustitución de OH^- .

El granate se encuentra en cantidad accesoria, y parece restringido a áreas de borde del macizo. También se dispone de análisis químicos de este mineral (tabla 5.4); la composición media obtenida es Pir. 3 - Alm. 80,4 - Espes. 14,3 - Gross. 2,3.

La turmalina se concentra en nódulos de unos pocos centímetros de diámetro, que se hallan dispersos por todo el granito. Tiene fuerte pleocroismo en tonos verdes y azules (rica en Fe), y forma cristales de gran tamaño que engloban a los granos de cuarzo.

La textura es variable según se trate, o no, de una facies de borde. En estas últimas hay una neta textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y ortosa, y una matriz de grano más fino en la que se suele dar un cierto intercrecimiento gráfico, generalmente muy imperfecto. Los fenocristales de cuarzo pueden mostrar formas regulares características de la variedad de alta temperatura. A veces, la textura recuerda mucho a la de la granodiorita de Los Melonares, con gruesos (comparativamente) cristales redondeados de cuarzo, que hacia los bordes pasan con la misma orientación óptica, a una textura granofídica. La facies del interior del macizo es, por el contrario, granular, aunque todavía resulta visible una leve tendencia porfídica.

El feldespato potásico no es en este granito un mineral tan tardío como en el granito de Castilblanco ó en la granodiorita de Los Melonares, y la biotita es menos temprana. Esto es evidente a partir de la geometría subidiomorfa que poseen algunos cristales de ortosa, que aparecen como fenocristales; por otro lado, la biotita, en general subidiomorfa, ocupa a veces una posición intersticial. Así, la secuencia de cristalización que se deduce sitúa en primer lugar a la plagioclasa cálcica (siempre subidiomorfa) y después, con un intervalo que parece pequeño, cuarzo, ortosa y biotita, sin que resulte posible establecer un orden entre estos tres minerales, ya que cristalizarían casi al mismo tiempo. Por lo tanto, de acuerdo con Maaløe y Wyllie (1975), la concentración de H_2O en el magma habría sido en este caso algo inferior a la de los otros casos señalados; más aún si se considera que la sustitución de OH^- por F^- en la biotita, aumenta su campo de estabilidad (Burnham, 1979).

Tabla 5.3

Análisis de biotitas del granito El Berrocal

		Número de iones(22oxígenos)			
		1	2	1	2
SiO ₂	36,51	36,48	Si	5,98	5,88
TiO ₂	0,32	0,99	Al	2,02	2,12
Al ₂ O ₃	11,08	11,29	Al	0,12	0,03
Fe ₂ O ₃	13,16	12,28	Ti	0,04	0,12
FeO	21,00	21,00	Fe ³⁺	1,62	1,49
MnO	0,19	0,19	Fe ²⁺	2,88	2,83
MgO	2,26	3,32	Mn	0,02	0,02
CaO	0,0	0,0	Mg	0,55	0,80
Na ₂ O	0,0	0,0	Ca	0,0	0,0
K ₂ O	8,35	8,58	Na	0,0	0,0
H ₂ O	0,0	0,0	K	1,74	1,76
Suma	92,87	94,13	OH	0,0	0,0

Tabla 5.4

Análisis de granates del granito El Berrocal

		a	b		
SiO	35,66	36,42	Si	5,85	5,97
Al ₂ O ₃	22,01	21,43	Al	0,15	0,03
FeO	35,02	34,05	Al	4,10	4,10
MnO	5,70	6,39	Fe	4,80	4,66
MgO	0,73	0,74	Mn	0,79	0,89
CaO	0,83	0,73	Mg	0,18	0,18
Suma	99,95	99,76	Ca	0,15	0,13

Composición media: Piropo 3 - Almandino 80,4 - Espesartina 14,3 - Grossularia 2,3.

Entre los componentes de este magma, los halógenos han debido constituir una parte comparativamente importante, a juzgar por la composición de la biotita y por la existencia de nódulos con turmalina. El ión flúor tiene una fuerte preferencia, frente al grupo OH^- , por combinarse con los cationes Li, Al, Ca y Mg, y, en consecuencia, se incorporará fácilmente a las micas; sin embargo, un reemplazamiento completo de OH^- parece posible sólo con una notable concentración de flúor en el magma. Como el comportamiento del cloro es opuesto al del flúor, teniendo difícil acomodo en las micas (o en el apatito o en la turmalina), suele concentrarse en la fracción volátil (Carmichael et al., 1974, pp, 314-319).

El efecto de FH y ClH sobre la curva de fusión del granito ha sido estudiado por Wyllie y Tuttle (1964) y Von Platen (1965), quienes muestran que la temperatura de fusión puede descender hasta un valor del orden de 70°C (depende, entre otros factores de la concentración de los halógenos). Este efecto puede ser la explicación de las bajas temperaturas determinadas por el geotermómetro biotita-granate, como se explica a continuación.

Los análisis de las tablas 5.3 y 5.4 corresponden a bordes de contacto biotita-granate. Aplicando diversos métodos propuestos para calcular la temperatura a partir de estos dos minerales, se han obtenido los siguientes valores:

Holdaway y Lee (1977)	570°C
Perchuck (1977)	626°C
Thompson (1976)	636°C
Ferry y Spear (1979)	660°C

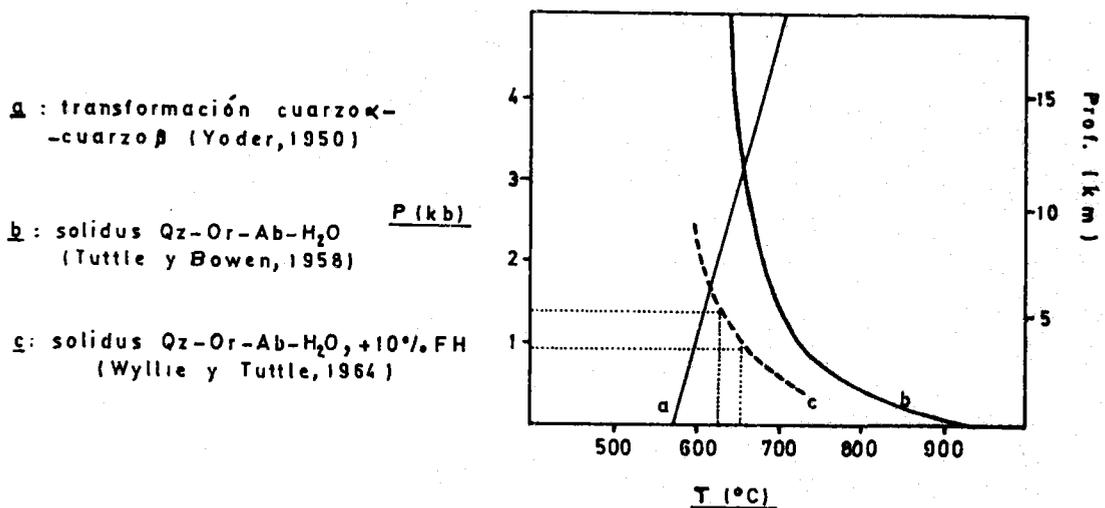
Como los dos minerales son de cristalización tardía, las temperaturas obtenidas deben ser próximas al solidus. Si se comparan estas temperaturas con la curva solidus del sistema Q-Ab-Or- H_2O , se observa que corresponden a presiones que, en el mejor de los casos ($T = 660^\circ\text{C}$), no son inferiores a 3kb , es decir, unos 11km de profundidad. Esto es incompatible con la existencia de evidencias claras en favor de una intrusión francamente poco profunda. Sin embargo, si se tiene en cuenta la presencia, aparentemente notable, de los volátiles ClH y FH, la curva del solidus granítico puede descender a temperaturas inferiores, como se indica en la figura 5.5. En tal caso, valores del orden de $625\text{--}660^\circ\text{C}$ corresponden a presiones mucho más modestas.

Esta caída de las temperaturas explica también, aunque no totalmente, el pobre efecto térmico que el granito de El Berrocal ejerce sobre su encajante. De todas formas, la mecanización de los contactos puede haber ocultado

una, en todo caso mínima, aureola térmica.

Sobre la profundidad de intrusión de este granito, puede decirse que las pruebas son evidentes en favor de un emplazamiento poco profundo. Lo más llamativo a este respecto es el desarrollo de facies de enfriamiento, con textura porfídica, indicadora de un medio encajante frío capaz de congelar con rapidez el magma. Es precisamente este enfriamiento precipitado, ligado a un modesto volumen de magma, otro factor que puede explicar la escasa acción térmica del granito sobre el encajante.

FIG. 5.5



POSIBLE SITUACIÓN P-T DEL GRANITO "EL BERROCAL" EN SU CONSOLIDACION FINAL

La figura 5.5 permite una estimación aproximada de la profundidad de emplazamiento. Considerando unas temperaturas de solidificación del orden de 624-650°C (datos del geotermómetro granate-biotita), y a partir del solidus c de dicha figura, la presión que se deduce está en el margen 1-1,3kb

, que equivale a profundidades entre 3600 y 4800m., aproximadamente. Nótese también que si $T < 610^{\circ}\text{C}$, el cuarzo que habría cristalizado del magma sería la variedad de baja T y no el cuarzo de alta T observado.

El granate, que suele cristalizar en ambientes más profundos, ocupa en la secuencia de cristalización de este granito un lugar tardío y, por tanto, hubo de formarse en condiciones de escasa presión. Su composición, con importante cantidad de espesartina y, sobre todo altísimo cociente Fe/Mg, es compatible con un ambiente poco profundo (Hsu y Burnham, 1969). La génesis de este mineral no parece ligada a la asimilación de material encajante, al menos en niveles altos, ya que los enclaves son muy escasos en el granito de El Berrocal. Responde, probablemente, a un carácter peraluminico del magma (desgraciadamente, no se dispone de análisis químicos), que puede ser original (granito tipo S); la moscovita no habría cristalizado porque para su estabilidad necesita mayor presión de la que sufría este granito en el tiempo de solidificar.

A pesar de que el plutonismo ácido del SW ibérico es, en su mayor parte, de tendencia claramente calcoalcalina, se encuentran también, minoritariamente, macizos de tendencia más o menos alcalina, con los cuales parece mostrar alguna afinidad el granito de El Berrocal: granito de La Cardenosa (Garrote y Sánchez Carretero, 1979), granito de Los Arenales (Pascual, 1981), granito de Ventas Quemadas (Bard y Fabries, 1970).

5.5 PORFIDOS DEL ZANCUDO

Afloran en cantidad importante, repartidos por el área estudiada. Se concentran esencialmente en dos sectores: uno se extiende desde las cercanías de la casa de Antonio Abad hasta el cortijo de Los Cardona; el otro se sitúa por encima de la falla del embalse del Cala, con afloramientos abundantes que intruyen en la granodiorita de los Melonares (parajes de las lomas del Lebrijano, de los Gazapos, del Zancudo y de Morillas), y con los macizos de la loma del Hornillo y de Risco Blanco. También aparecen en los alrededores de los cortijos El Pino y La Parrilla, formando intrusiones pequeñas, y en el sector del pueblo El Garrobo, intruyendo en el gabra.

Se distinguen por su textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y, no siempre, de máficos (honblenda y / o biotita). Los fenocristales, cuyo tamaño medio es de 3-4 mm, destacan con fuerza de una matriz de grano generalmente muy fino.

El cuarzo de los fenocristales presenta formas redondeadas o idiomorfas, y es de alta temperatura. Son comunes los golfos de corrosión. La matriz ha recrecido alrededor de estos cristales, constituyendo una corona con igual orientación óptica que la del fenocristal; otras veces, la corona está formada por un agregado radial.

Los máficos están casi siempre totalmente transformados en un agregado de clorita, pistacita y mena, en proporciones variables; sólo se conservan sus formas externas, que sugieren había hornblenda y/o biotita.

La plagioclasa observada es de dos clases. Una de ellas es una plagioclasa turbia, no zonada y de composición albítica (albita casi pura). La otra aparece limpia, con fuerte zonación y es cálcica. la zonación es de dos tipos: el más abundante consta de un amplio núcleo microzonado de forma oscilante entre las composiciones An55-50 (ligeras variaciones en cada caso concreto), y un borde con zonación gradual y normal hasta An30-20; en otros casos, la zonación es normal y gradual desde el núcleo (An55) al borde (An20). Es muy probable que la plagioclasa albítica sea el resultado de una descalcificación postígnea.

En raras ocasiones, se han visto enclaves pequeños de una roca de grano fino que, a juzgar por su textura subofítica, corresponde a una composición básica. Su composición mineralógica original está totalmente transformada en albita, clorita y epidota.

La matriz es relativamente variable, desde criptocristalina a grano fino. Lo más frecuente es que sea irresoluble con el microscopio, constituyendo una masa muy fina, esencialmente cuarzo-feldespática, en la que es frecuente una reorganización (recristalización tardía) en abundantes esferulitos. Tampoco son raros pequeños parches de textura gráfica que, eventualmente, alcanzan a convertirse en una textura granofídica generalizada.

A veces, sin embargo, la matriz es de grano fino y sus componentes discernibles con el microscopio. En tales casos, se observa un mosaico de granos de cuarzo, plagioclasa ácida (no determinada) y feldespato potásico cripto-micropertítico; otras veces aparece albita en damero, que debe resultar de la albitización del feldespato potásico.

La existencia de fenocristales de hornblenda y biotita implica una concentración inicial de H₂O del 3% en peso, como mínimo. Puesto que no siempre se observa esta clase de fenocristales, puede suponerse una concentración del orden de 2,5-3%, en el límite de la que es absolutamente necesaria para la cristalización de estos minerales.

Casi todas las muestras estudiadas se clasifican como fenodacitas,

, teniendo en cuenta la existencia de fenocristales de cuarzo y plagioclasa. Sin embargo, los casos en que la matriz es determinable, son riocitas, ya que se observa feldespatos alcalinos. Los análisis químicos (tabla 5.5) demuestran variabilidad entre composiciones riocíticas y dacíticas. La muestra JS-29 tiene rasgos inequívocos (químicos y petrográficos) de haber sufrido una intensa albitización, por lo que su composición normativa no debe ser tomada en cuenta; por ello, no se ha proyectado en la figura 5.2.

Tabla 5.5

Análisis químicos de pórfidos del Zancudo.

	PD-23	PD-24	PD-25	JS-26*
SiO ₂	59,70	74,30	71,95	75,58
TiO ₂	0,66	0,22	0,28	0,26
Al ₂ O ₃	16,45	13,26	14,10	12,56
Fe ₂ O ₃	1,25	0,67	0,52	0,47
FeO	4,28	1,17	1,73	1,72
MnO	0,13	0,03	0,05	0,04
MgO	3,54	0,45	0,80	0,61
CaO	6,37	2,28	2,97	1,30
Na ₂ O	3,05	4,09	3,57	6,07
K ₂ O	0,27	1,72	2,04	0,21
P ₂ O ₅	0,18	0,07	0,0	0,06
H ₂ O ^v	3,66	1,39	1,55	0,99
Suma	99,54	99,65	99,56	99,87
Q	21,96	39,22	37,00	35,71
Or	0,0	7,84	8,06	0,0
Ab	25,83	34,64	30,24	51,41
An	12,58	10,85	14,73	2,59
Biot.	2,64	3,83	6,61	2,14
Horn.	27,44	0,0	0,0	3,86
Magnet.	1,81	0,97	0,75	0,68
Ilmen.	0,63	0,21	0,27	0,25
Apat.	0,42	0,16	0,0	0,14
Corind.	3,22	0,67	0,60	0,72

* : fuerte albitización

mesonorma de Mielke y Winkler (1979)

Dado que los pórfidos del Zancudo intruyen en la granodiorita de Los Melonares , es claro que son posteriores a ella. Por otro lado, están afectados por la fracturación tardiherciniana, e intruidos por diques de diabasa. En consecuencia, son anteriores a esta fracturación (aunque, quizás, sólo ligeramente anteriores).

5.6. MICROGRANITOIDES TARDIHERCINIANOS.

Constituyen las manifestaciones ígneas ácidas más modernas de la región. Se caracterizan por tener grano fino y presentar unas relaciones específicas con la fracturación tardiherciniana y los diques de diabasa.

Por su textura y modo de aflorar, es posible distinguir dos grupos: a) rocas aplíticas, que constituyen diques poco potentes, esencialmente guiados por las fracturas tardihercinianas; b) rocas de textura microgranítica, que forman masas cartografiables de pequeño volumen.

ROCAS APLÍTICAS.

Se encuentran absolutamente dispersas por toda la región, pero no tienen entidad cartográfica. En cartografía, se ha sobreimpuesto un punteado en aquellos sectores en que han sido observadas con cierta abundancia.

Resulta claro que estos diques aplíticos están controlados por las fracturas tardihercinianas y, además, pueden encontrarse criterios que señalan su simultaneidad con los diques de diabasa (fig. 6.1).

Macroscópicamente, tienen grano muy fino y color claro, blanco o crema. Con el microscopio se reconocen dos tipos de textura, entre las que existe gradación: textura aplítica y textura granofídica.

En muchas muestras, la composición mineralógica esencial es cuarzo y albita, existiendo dos albitas distintas: una de aspecto normal, con las clásicas maclas polisintéticas , y otra con maclado en damero; esta última puede verse graduar a microclina, y este hecho, junto con el aspecto turbio de los feldespatos, sugiere que ha habido una albitización de la roca, transformándose en albita (prácticamente pura) la plagioclasa original y el feld. K.. No obstante, hay casos más dudosos, en los que la plagioclasa es albita pero se conserva bien el feldespato potásico; en éstos no debe descartarse que la albita sea primaria.

En muestras en que los feldespatos no están turbios, se advierte zonación en la plagioclasa (oligoclasa, con zonación normal y gradual hasta borde de albíta), y aparece claramente microclina. En todos los casos, hay una pequeña cantidad de biotita, ahora totalmente transformada en vermiculita ó clorita.

En las rocas con textura granofídica, se reconocen fenocristales de plagioclasa y cuarzo, que suelen servir de núcleos de cristalización de esferulitos cuarzofeldespáticos y de masas con textura gráfica.

Además de los diquecillos aplitoides hasta ahora referidos, se han considerado incluidos dentro de este conjunto tardiherciniano otras rocas semejantes, cuyas relaciones con la fracturación tardía no son tan claras. Unas son riolitas bandeadas, de grano muy fino y siempre muy sericitizadas; aparecen esporádicamente entre el cortijo del Zancudo y la loma del Lebrijano, incluyendo en la granodiorita de Los Melonares y en los pórfidos del Zancudo. El bandeo tiene, siempre que se ha observado, disposición subvertical.

Otras rocas aplitoides son las que constituyen el pequeño macizo del arroyo Las Torres, al norte de Gerena. Se reconocen aquí microfenocristales de albíta turbia (¿plagioclasa albitizada?) en una matriz de grano muy fino y textura aplitica, cuarzofeldespática.

En la tabla 5.6 se presenta un análisis de un diquecillo aplitico, y en la figura 5.2 diversas proporciones normativas.

Tabla 5.6
Análisis químico de granito aplitico.

	<u>PD-16</u>		<u>PD-16</u>
SiO ₂	76,80	Q	32,91
TiO ₂	0,03	Or	25,15
Al ₂ O ₃	12,54	Ab	38,88
Fe ₂ O ₃	0,05	An	0,51
FeO	0,56	Biot.	1,69
MnO	0,01	Hornb.	0,06
MgO	0,12	Magnet.	0,07
CaO	0,15	Ilmen.	0,03
Na ₂ O	4,59	Apat.	0,07
K ₂ O	4,42	Corind.	0,00
P ₂ O ₅	0,03		
H ₂ O ⁺	0,59		

Son rocas ácidas de grano fino, que forman pequeñas masas aflorantes en el borde sur del área cartografiada, entre Burguillos y Villaverde del Río: concretamente, aparecen en los arroyos El Pilar de la Dehesa, Vacía Zurrones y Siete Arroyos.

En diversos puntos, es posible observar que estos microgranitoides son posteriores a diques de diabasa, advirtiéndose, en algunos puntos, una notable asimilación de la roca básica; por otra parte, también hay diques de diabasa, de generaciones posteriores, que intruyen a los microgranitoides. En suma, la intrusión de las diabasas y la de estos cuerpos ácidos pueden considerarse fenómenos esencialmente simultáneos (fig. 6.1).

Tienen textura granítica y grano fino. La plagioclasa es subidiomorfa y el cuarzo y el feldespato potásico son xenomorfos. Los máficos son posteriores a la plagioclasa, pero sus relaciones temporales con el feldespato potásico y el cuarzo no están bien establecidas.

La composición mineralógica es : cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y/o anfíbol; y, como accesorios, mena, apatito (acicular), alantita, circón y turmalina. Feldespatos y máficos aparecen bastante alterados, con los siguientes minerales secundarios: pistacita, sericita, minerales arcillosos, clorita y vermiculita.

Su composición es variable, desde tonalitas a granitos. En las primeras, la plagioclasa es más cálcica y el feldespato potásico es muy escaso.

La plagioclasa siempre está zonada. En tonalitas y granodioritas se han observado composiciones An50-30 (núcleo), An20-10 (borde); en granitos, composiciones más ácidas: An15 (núcleo), An3 (borde). El feld.K. (microclina micro-criptopertítica) es xenomorfo y puede llegar a disponerse alrededor de los cristales de plagioclasa, como un manto.

Originalmente, la composición de estas rocas variaría entre granodiorita y granito. Las tonalitas parecen ligadas a la digestión de material básico, como se observa en el arroyo Vacía Zurrones: en efecto, la roca se oscurece y basifica en aquellos puntos en que se enriquece en enclaves básicos, muchos de los cuales muestran un estado de asimilación muy avanzado (fig. 6.1).

Los microgranitoides intruyen indistintamente en gabros, granodiorita de Los Melonares y roca metamórfica. En este último caso (en el arroyo Sie-

te Arroyos), un examen atento permite concluir que el metamorfismo observable es anterior a la microgranodiorita, y estaría ligado a los gabros cercanos, ya que la microgranodiorita corta las estructuras metamórficas.

En la tabla 5.7 y en la figura 5.2, se presenta el análisis químico de una microtonalita.

Tabla 5.7

Análisis químico de microtonalita tardiherciniana.

	<u>PD-44</u>		<u>PD-44</u>	
SiO ₂	74,36	Q	39,72	
TiO ₂	0,26	Or	0,00	
Al ₂ O ₃	12,99	Ab	38,96	
Fe ₂ O ₃	1,15	An	12,64	
FeO	1,23	Biot.	1,78	Mesonorma de Mielke y Winkler (1979).
MnO	0,02	Hornb.	3,60	
MgO	0,44	Magnet.	1,66	
CaO	3,08	Ilmen.	0,25	
Na ₂ O	4,60	Apat.	0,14	
K ₂ O	0,18	Corind.	0,17	
P ₂ O ₅	0,06			
H ₂ O ⁺	1,08			

5.7. ALGUNAS IDEAS SOBRE EL ORIGEN DEL PLUTONISMO POSTCINEMÁTICO.

Las descripciones precedentes han mostrado que la composición fundamental de estas rocas es granodiorítica, con cantidades menores de granito (El Berrocal) y de tonalita. En ningún caso aparecen términos más básicos que las tonalitas, por lo que el conjunto es puramente ácido. Por otro lado, si ya han sido expuestos criterios desfavorables a una relación genética entre el granito de Castilblanco y los gabros, tanto más en el caso de estos granitoides postcinemáticos, distanciados temporalmente de las rocas básicas. En consecuencia, una génesis por fusión cortical parece la hipótesis más plausible para estos granitoides.

En un intento de ahondar algo más en la génesis de estas rocas, los siguientes hechos merecen especial consideración:

1.- Dado el carácter tardío de estas intrusiones, el gradiente térmico que existiría en la región sería inferior al que puede deducirse a partir del metamorfismo (fig. 5.6 A).

2.- La composición fundamental no es granítica sino granodiorítica.

3.- Son intrusiones poco profundas, algunas verdaderamente subvolcánicas.

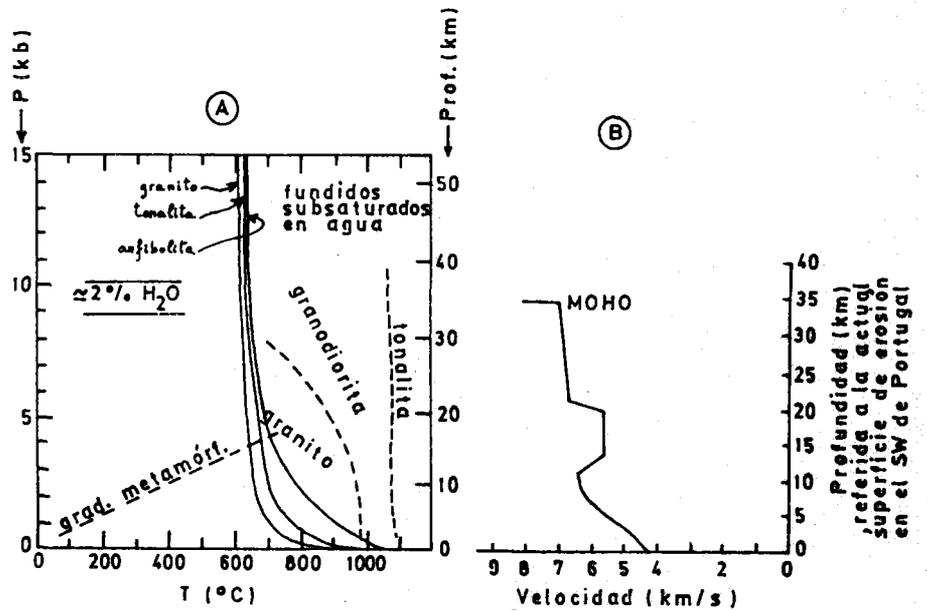
4.- El efecto térmico sobre el encajante es muy escaso.

Estos puntos serán desarrollados a continuación.

Suponiendo que en las rocas originales existe suficiente calcio, hay tres formas principales de conseguir que el fundido tenga composición granodiorítica según los datos experimentales existentes (revisión en Winkler, 1976 y Wyllie, 1977). Una de ellas es el aumento de presión, ya que esta circunstancia desplaza el punto eutéctico del sistema Q-Or -Ab- H₂O hacia composiciones más ricas en Ab. De igual forma, un sobrecalentamiento por encima del punto mínimo de fusión conduce hacia composiciones granodioríticas o, incluso, tonalíticas (Brown y Fyfe, 1970). En la figura 5.6, se resume el efecto conjunto de P y T sobre la composición del fundido. Por otro lado, la composición de la roca puede ser un factor condicionante: si se parte de un gneis constituido por plagioclasa, cuarzo y biotita, sin feld.k. ni moscovita, todo el feld.k. normativo que pueda tener el líquido será el que corresponda a la desintegración de la biotita; por ello, y como la biotita se disuelve muy poco en el inicio de la anatexia (a diferencia de la moscovita, cuya curva de estabilidad se alcanza relativamente pronto), el fun

dido que se forma es, desde el principio, granodiorítico.

FIG. 5.6



(A) CAMPOS DE COMPOSICIÓN DE FUNDIDOS ORIGINADOS A PARTIR DE DIVERSAS CLASES DE ROCA (WYLLIE, 1977, figs. 15A y 15B). SE HA AÑADIDO EL SUPUESTO GRADIENTE METAMÓRFICO REGIONAL.

(B) GRÁFICA SÍSMICA DEL SW DE PORTUGAL (MUELLER et al., 1973)

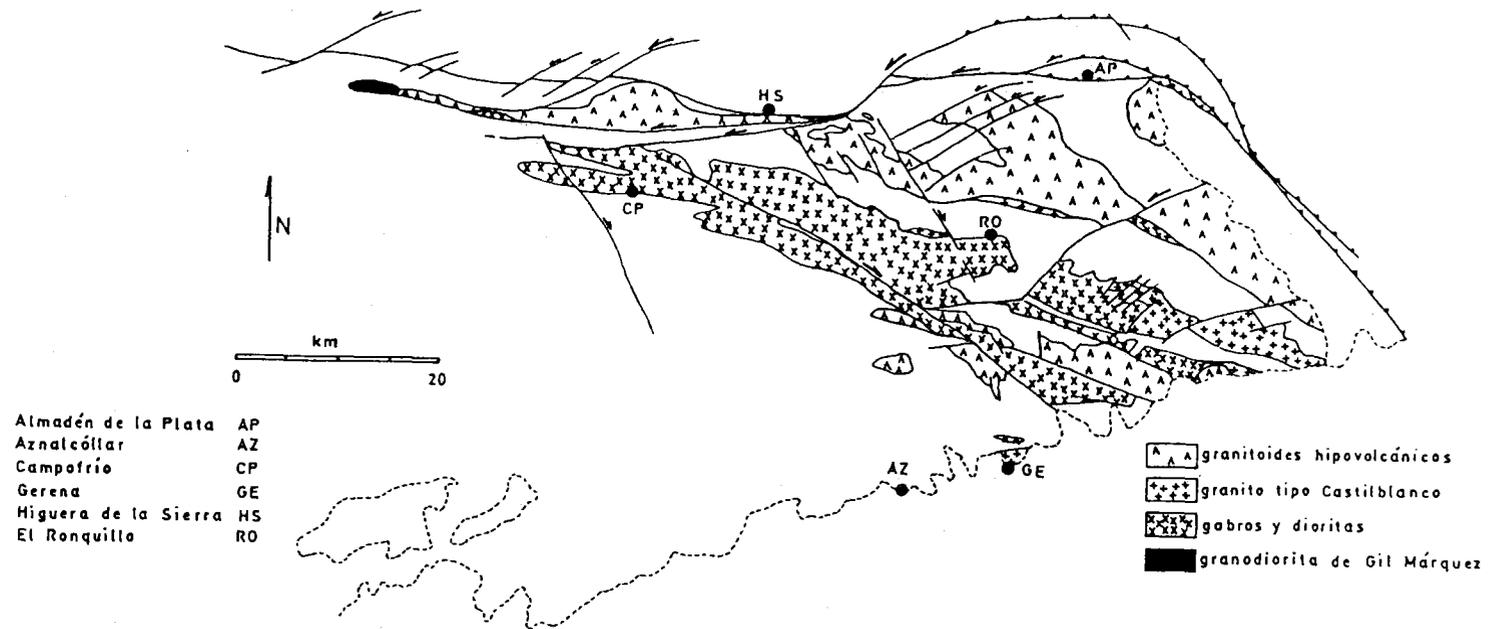
—EXPLICACIÓN EN EL TEXTO—

Suponiendo que no existió el estricto control litológico señalado en último lugar, se puede especular sobre la posibilidad de formación de magmas granodioríticos y tonalíticos y tonalíticos, tomando como base la figura 5.6. En la parte B de esta figura, se reproduce la gráfica velocidad–profundidad, que permite establecer un modelo de corteza para el SW de Portugal (Mueller et al., 1973; Sousa Moreira et al., 1976); en parte, ha sido ya comentada en 4.3.5.5. Interesa resaltar la existencia, entre 10 y 20km, de una zona de baja velocidad, que no puede corresponder más que a roca granítica y metasedimentos. Por debajo, aparece la corteza inferior, que ha resultado ser muy homogénea, con velocidad entre 7,0 y 7,1 km/s; esta velocidad es típica de rocas básicas. Así, la hipótesis que se sugiere es que la zona de baja velocidad fuese el lugar en que se localizarían esencialmente los procesos de fusión cortical, y su constitución actual sería la de rocas metamórficas no fundidas, mezcladas con masas graníticas. Considerando que el gradiente de temperaturas que produciría los granitoides tardíos sería inferior al hipotético gradiente metamórfico señalado en la parte A de la figura, se deduce que para conseguir fundidos granodioríticos habría que sobrepasar los veinte kilómetros de profundidad; pero la constitución básica y homogénea de la corteza inferior no parece favorable a haber sido sede importante de producción de magmas ácidos, y la conclusión final es que parece poco probable que llegasen a producirse cantidades apreciables de magmas granodioríticos y, mucho menos, tonalíticos.

Sin embargo, las rocas granodioríticas y tonalíticas pueden resultar no sólo de la cristalización de magmas de esa composición, sino también a partir de un magma granítico cargado de restos no fundidos de plagioclasa cálcica y máficos (White y Chappell, 1977; Winkler y Breitbart, 1979). Según esta hipótesis, la existencia de granodioritas y tonalitas no implica temperaturas originales elevadas.

Por otra parte, las intrusiones que estamos considerando se solidificaron a escasa profundidad, quizás en ningún caso superior a 5 km, y algunas son subvolcánicas. De acuerdo con las ideas discutidas en diversos trabajos (Cann, 1970; Brown, 1971; Fyfe, 1973; Hyndman, 1981), los magmas que sólo alcanzan una temperatura cercana a la del solidus granítico con H₂O libre, no tienen posibilidades de ascender un largo trecho, a causa de la pendiente negativa del solidus. Por el contrario, los magmas sobrecalentados o formados en ausencia de H₂O libre (con H₂O liberada en la descomposición de micas) pueden ascender hasta niveles muy altos e, incluso, extruir.

Este conjunto de consideraciones conduce a sugerir, para los granitoides postcinemáticos de esta región, un esquema como el siguiente:



ESQUEMA CARTOGRÁFICO DEL CONJUNTO PLUTÓNICO DE LA PARTE ORIENTAL DE LA ZONA SUDPORTUGUESA

FIG. 5.7

Proceden de magmas de composición granítica que arrastrarían cristales de plagioclasa cálcica y máficos. La fusión habría tenido lugar hacia la parte más baja de la actual zona de inversión en la velocidad sísmica, en el límite con la corteza inferior (básica). Los magmas alcanzarían temperaturas superiores, en algunas decenas de grados, a la temperatura del solidus granítico, de tal forma que un posterior ascenso los instalase en niveles altos de la corteza.

Este esquema pudiera ser aplicable a la mayor parte de los granitoides, pero en el caso del granito del Berrocal hay notables particularidades que ya fueron puestas de manifiesto en el momento de su descripción; el magma de este granito podría haberse formado a menor profundidad y sin sobrecalentamiento importante.

En el esquema anterior, dos hechos encuentran difícil acomodo. Uno es que, a juzgar por las secuencias de cristalización observadas, los magmas no serían tan secos como cabría esperar de un notable sobrecalentamiento. Esto podría explicarse si se supone que tras un inicio de la fusión, provocado por cierta cantidad de H_2O libre, hubiese tenido lugar una importante descarga de H_2O al alcanzarse la curva de destrucción de la moscovita; es decir, suponiendo que la moscovita era abundante en las rocas que se fundieron. Por otro lado, cabe la posibilidad de la incorporación de H_2O de las rocas encajantes, durante el ascenso y emplazamiento de los magmas (Friedman et al., 1974; Lipman y Friedman, 1975).

De explicación más difícil es un segundo problema: no se comprende por qué un volumen importante de magma (granodiorita de Los Melonares), supuestamente sobrecalentado hasta temperaturas del orden de $750-800^{\circ}C$, no ha producido más que un efecto térmico muy débil sobre su encajante, como se observa claramente al norte de la falla del embalse del Cala.

5.8. EXAMEN GENERAL DEL PLUTONISMO DE LA ZONA SUDPORTUGUESA.

El autor ha realizado numerosos recorridos por sectores occidentales al área cartografiada, reconociendo la continuidad de diversos rasgos geológicos. Por lo que se refiere a las rocas plutónicas, puede afirmarse que varias, si no todas, de las facies descritas en páginas anteriores aparecen igualmente más al oeste.

La figura 5.7 es un esquema cartográfico del conjunto plutónico afloran

te en la parte oriental de la Zona Sudportuguesa. En este esquema, el sector comprendido entre El Ronquillo y Campofrío está especialmente simplificado, ya que no se han señalado diversos afloramientos graníticos que aparecen en la misma banda de las rocas básicas; por ejemplo, en las cercanías de Campofrío existen rocas semejantes a la granodiorita de Los Melonares, facies que parece ser, entre las rocas ácidas, la más abundante en toda la región. La figura permite ver que los afloramientos constituyen fundamentalmente dos alineaciones plutónicas: la septentrional está formada sólo por granitoides - postectónicos; la banda meridional se compone casi totalmente de gabros, dioritas y granito tipo Castilblanco, aunque aquí y allá pueden aparecer granitoides postectónicos. Obsérvese cómo la banda septentrional está fuertemente afectada por el cizallamiento tardiherciniano.

En apariencia, el único granitoide que no tiene su igual en el área cartografiada es la granodiorita de Gil Márquez (fig. 5,7). Según Bard y Fabries (1970), es una granodiorita ortoneisificada, con ojos de ortosa peritítica y plagioclasa (An38 - An20), incluidos en un cemento de cuarzo, plagioclasa (An10), microclina, biotita y hornblenda; esta matriz se amolda a la forma de los ojos. Existen diques aplíticos también afectados por una esquistosidad. En algunos puntos (observaciones personales), se desarrolla una notable feldespaticización, con formación de grandes cristales de feld. k. tipo "diente de caballo". En la aureola de contacto, constituida en materiales del Pulo do Lobo, los minerales de metamorfismo están afectados por una esquistosidad de fractura.

Bard (1969) y Bard y Fabries (1970) consideran que la deformación que afecta a la granodiorita es F_2 , si bien no parece totalmente clara la existencia de una fase F_1 anterior a ella, ya que, en palabras del propio Bard (1969, p. 346):

"La présence dans les métamorphites d'un élément planaire dans lequel ont cristallisé des petites micas, laisse supposer que cette intrusion s'est produite..... après le développement d'une première schistosité (voisine du flux) qui serait l'équivalent de S_1 dans la bande métamorphique d' Aracena. S'il en est ainsi, la schistosité de fracture des roches de Gil Márquez serait S_2

A la vista de esta descripción, debe ser tenida en cuenta la posibilidad de que este primer elemento planar no sea superficie tectónica sino S_0 (un problema que pudiera ser como éste es discutido en 7.2.2). Por esta causa, me inclino a creer que la esquistosidad que afecta a la granodiorita es equiva-

lente a S_1 de la Zona Sudpotuguesa y, en consecuencia, que el pequeño macizo de Gil Márquez es anterior (quizás sólo ligeramente) a los gabros de Campofrío-Castilblanco y al granito de Castilblanco.

En resumen, un esquema, aún provisional, del plutonismo de la Zona Sud portuguesa podría ser el siguiente:

1.- Granodiorita de Gil Márquez

2.- Gabros y dioritas

2'.- Granito de Castilblanco

3.- Tonalitas de grano fino; tonalitas-granodioritas de Antonio Abad; granodiorita de Los Melonares; granito del Berrocal.

4.- Pórfidos del Zancudo

5.- Microgranitoides tardihercinianos

1 es pre- F_1 ; 2 y 2' son tardi- F_1 ; 3 y 4 son postectónicos respecto de las fases de plegamiento, aunque anteriores a la fracturación tardiherciniana; 5 son simultáneos a esta fracturación. En tiempo absoluto, el plutonismo se extiende desde el Westfaliense medio (¿antes, en el caso de Gil Márquez?) hasta bien dentro del Estefaniense, y más que un desarrollo continuo parece haber un pequeño intervalo vacío entre 2 y 3, es decir, hacia el Westfaliense medio-superior.

5.9. POSIBLE EQUIPARACION DE LOS GRANITOIDES DE LA ZONA SUD PORTUGUESA CON OTROS AFLORANTES EN LA REGION DE BEJA.

En 4.26 se han señalado las analogías existentes entre los gabros y dioritas de la región de Castilblanco y parte de los que afloran en la región de Beja (Portugal), analogías de orden petrográfico y químico, además de las sugerencias favorables a su correlación que nacen de la observación de una cartografía de gran escala.

Cuando se intenta hacer una comparación semejante con los granitoides, los resultados son menos claros. En efecto, las diversas facies petrográficas diferenciadas en el área estudiada no tienen analogías llamativas, en contra de lo que ocurre en el caso de las rocas básicas, con otras de la región de Beja, a juzgar por las descripciones existentes (Andrade et ál., 1976). Se tiene la impresión de que en área de Beja la variedad de productos es mayor, y éstos se presentan en una amalgama que hace especialmente difícil su investigación.

De una forma general, se debe reconocer el dominio, en uno y otro lugar, de facies subvolcánicas, pero faltan analogías más detalladas que hicieran có-

moda la correlación. Esta viene sugerida por la disposición geométrica a gran escala; se debe notar que los granitoides se concentran en una franja que se dispone, tanto en Portugal como en España, por encima de otra banda dominada por rocas básicas; además, la disposición oblicua de estas bandas respecto del límite entre Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa es un dato interesante, así como la disposición que resulta si deshacemos el efecto del cizallamiento habido en el límite indicado (fig. 8.12).

EL VULCANISMO BASICO TARDIHERCINIANO

En este trabajo se denomina etapa tardiherciniana un lapso de tiempo inmediatamente posterior a las fases de plegamiento ; esencialmente, comprende el Estefaniense y el Pérmico. En esta etapa hubo un importante desarrollo de fracturas y de fenómenos magmáticos, y se formaron cuencas molásicas de las que la del Viar es un buen ejemplo. Los estudios sobre la fracturación tardiherciniana y sobre la cuencia del Viar tienen su espacio en otros capítulos de esta memoria; aquí será tratado el magmatismo.

Las rocas ígneas tardihercinianas son, sobre todo, basaltos, y éstos aparecen en dos tipos de afloramiento: diques (diabasas de Castilblanco) y coladas (basaltos del Viar). También hubo en este tiempo magmatismo ácido, aunque en cantidad sensiblemente inferior. En efecto, se encuentran pequeños diques de leucomicrogranito rosado, más o menos aplíticos, cuyas relaciones geométricas con las diabasas permiten establecer la simultaneidad general de ambos tipos de roca (fig. 6.1), aunque volumétricamente la desproporción es tremenda y favorable a las diabasas. Hay también pequeños "stocks" de microgranitos y microplagiogranitos, que parecen ser simultáneos los diques diabásicos. Estos cuerpos ácidos han sido descritos en el capítulo anterior, junto con otros granitoides aflorantes en la región, y este capítulo se dedica exclusivamente al vulcanismo básico.

6.2 DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS.

La fracturación tardiherciniana tuvo en la región investigada un desarrollo intenso (capítulo 7). Las rocas, y muy especialmente los macizos graníticos y gabroides, resultaron abundantemente fracturadas y se crearon así las vías de acceso del magma basáltico que dió lugar a los diques de diabasa. Estos se presentan con potencias variadas desde unos pocos centímetros hasta un valor máximo observado de unos veinte metros, con una mayor frecuencia entre los treinta centímetros y los dos metros. Los bordes de los diques suelen ser rectos, pero en algunos casos se observan figuras quebradas (fig. 6.2), lo que sugiere una formación puramente tensional para este tipo de fracturas; por el contrario, la mayor parte de las fracturas (y, en todo caso, las más importantes, las de los diques más potentes) se habrían formado antes en un régimen comprensivo y rejuarían después abriéndose.

A pesar de que es prácticamente imposible seguir los diques uno a uno desde un extremo a otro, debido a limitaciones de afloramiento y a la superposición de diques distintos, los diques han sido cartografiados intentándose reflejar cuán abundantes son en cada punto. En la figura 6.3 puede observarse que la mayor concentración se sitúa al sureste de Castilblanco de los Arroyos, formando una banda arqueada que sigue fielmente la orientación de las fracturas arqueadas de dirección media ENE-WSW, que se habían formado previamente como fallas sinistrorsas. En esta franja, la densidad de los diques es tal que en determinados sectores la roca de caja (granitos, gabros) es minoritaria frente a la diabasa. De los 6-7 km de anchura que tiene la banda, puede estimarse que aproximadamente la mitad corresponden a la diabasa intruída.

Los basaltos del Viar se presentan, por el contrario, como coladas. Su extrusión tuvo lugar distanciada claramente en el tiempo de las intrusiones de diabasa, ya que los basaltos se disponen encima de, o junto a, niveles conglomeráticos con cantos de diabasa; es decir, hubo un periodo erosivo entre la intrusión de los diques y la extrusión de los basaltos. Son muy abundantes los niveles vacuolares y faltan, en cambio, estructuras de almohadilla; la extrusión debió tener lugar bien al aire libre o bien bajo una delgada capa de agua, siendo lo último más probable habida cuenta de que sobre las coladas se sitúan sedimentos de facies probablemente lacustre. Los basaltos del Viar afloran principalmente en la base de la cuenca postorogénica del mismo nombre, al norte de la falla del embalse del Cala; aparecen también al sur de esta falla, intercalados

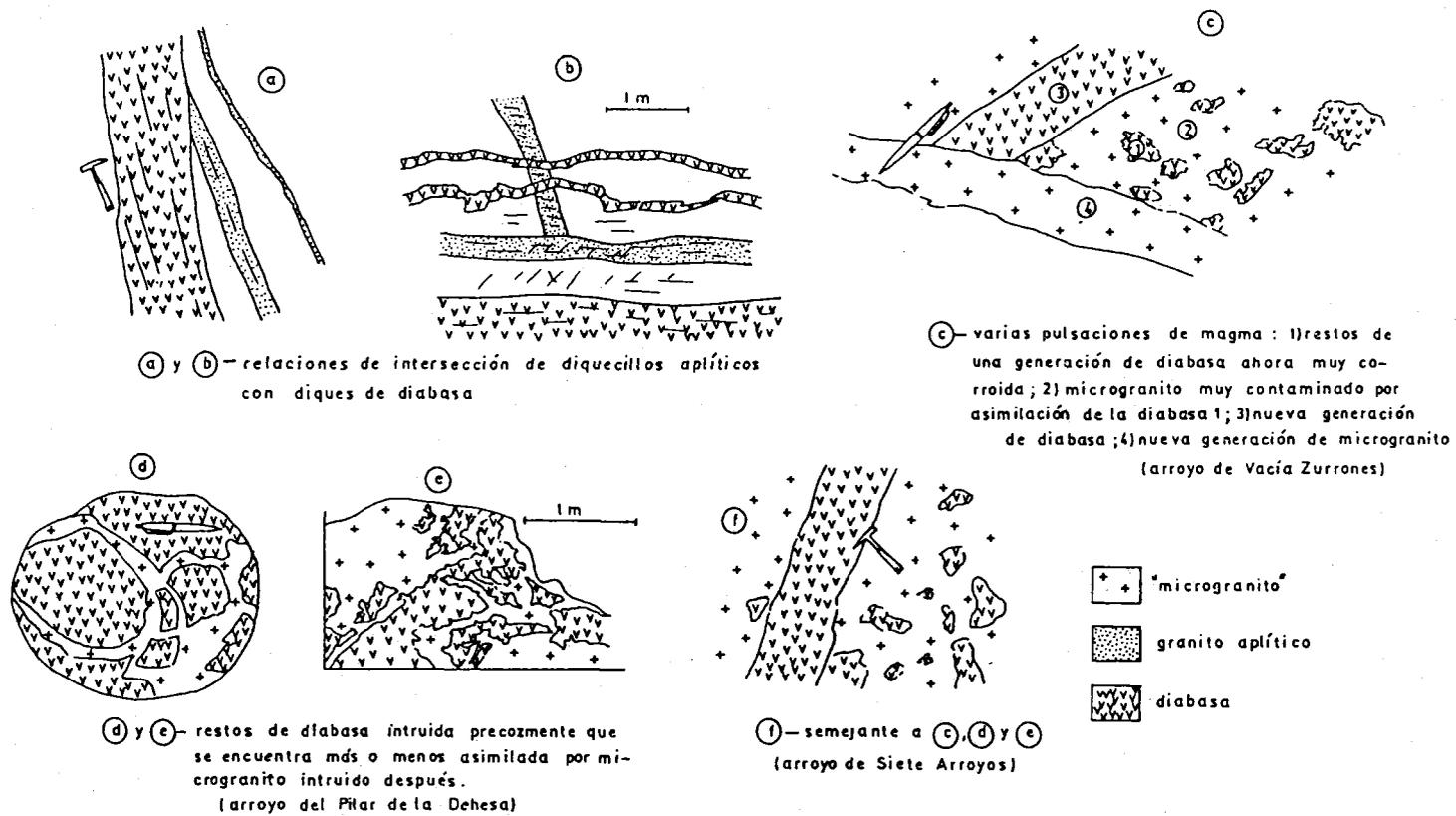


Fig. 6.1 MAGMATISMO TARDIHERCINIANO: RELACIONES ENTRE ROCAS ACIDAS Y DIABASAS

en el medio de la secuencia estratigráfica de la cuenca (fig. 9.1).

6.3 PETROGRAFIA.

6.3.1 DIQUES BASICOS DE CASTILBLANCO DE LOS ARROYOS.

Son rocas de color verde oscuro, grano variable desde muy fino, con fenocristales de plagioclasa, hasta holocristalino medio-grueso en la parte central de los diques potentes. Dominan las texturas intergranular y subofítica; en diques poco potentes existe textura pilotaxítica, y en los bordes de todos los diques la textura es traquítica. En conjunto, puede deducirse que una pequeña cantidad de plagioclasa cristalizó precozmente, y que inmediatamente después cristalizaron conjuntamente piroxeno y más plagioclasa.

Su composición mineralógica general es la siguiente:

a) Magmáticos.- Plagioclasa (\sim 52%); piroxeno (con frecuencia muy pseudomorfizado por anfíbol; \sim 42%); mena (\sim 5%); apatito (\sim 0,5%); olivino (restringido a la matriz y no discernible ópticamente; se ha determinado con rayos X).

b) Magmáticos tardíos.- Hornblenda, que pseudomorfiza al piroxeno.

c) Postmagmáticos.- Epidota, actinolita, clorita, sericita, leucoxeno, calcita, cuarzo, óxidos de hierro.

La plagioclasa aparece en tres generaciones:

1ª.- Fenocristales.- Hipidio o idiomorfa, raramente corroída; a veces, en agregados glomeroporfidicos con sineusis. Su maclado es complejo (leyes de Albita y Carlsbad, esencialmente, pero también leyes de Periclina, Baveno y Manebach) y presenta zonación oscilatorio-normal entre An78 (núcleo) y An63 (borde). Como estos cristales aparecen incluso en los bordes de enfriamiento, pudieran haberse originado en una profundidad mucho mayor que el resto de los cristales.

2ª.- Plagioclasas del entramado fundamental.- Es la generación más abundante. El pequeño tamaño de los listoncillos de la matriz en las texturas traquíticas o pilotaxíticas ha impedido la determinación óptica de su cociente Ab/An; por el contrario, en las texturas intergranular y subofítica el tamaño es siempre suficiente. En general, están zonadas con núcleo An70 y borde que puede llegar hasta An 35.

3ª.- Plagioclasas xenomorfas, intersticiales (tardías).- Rellenan huecos

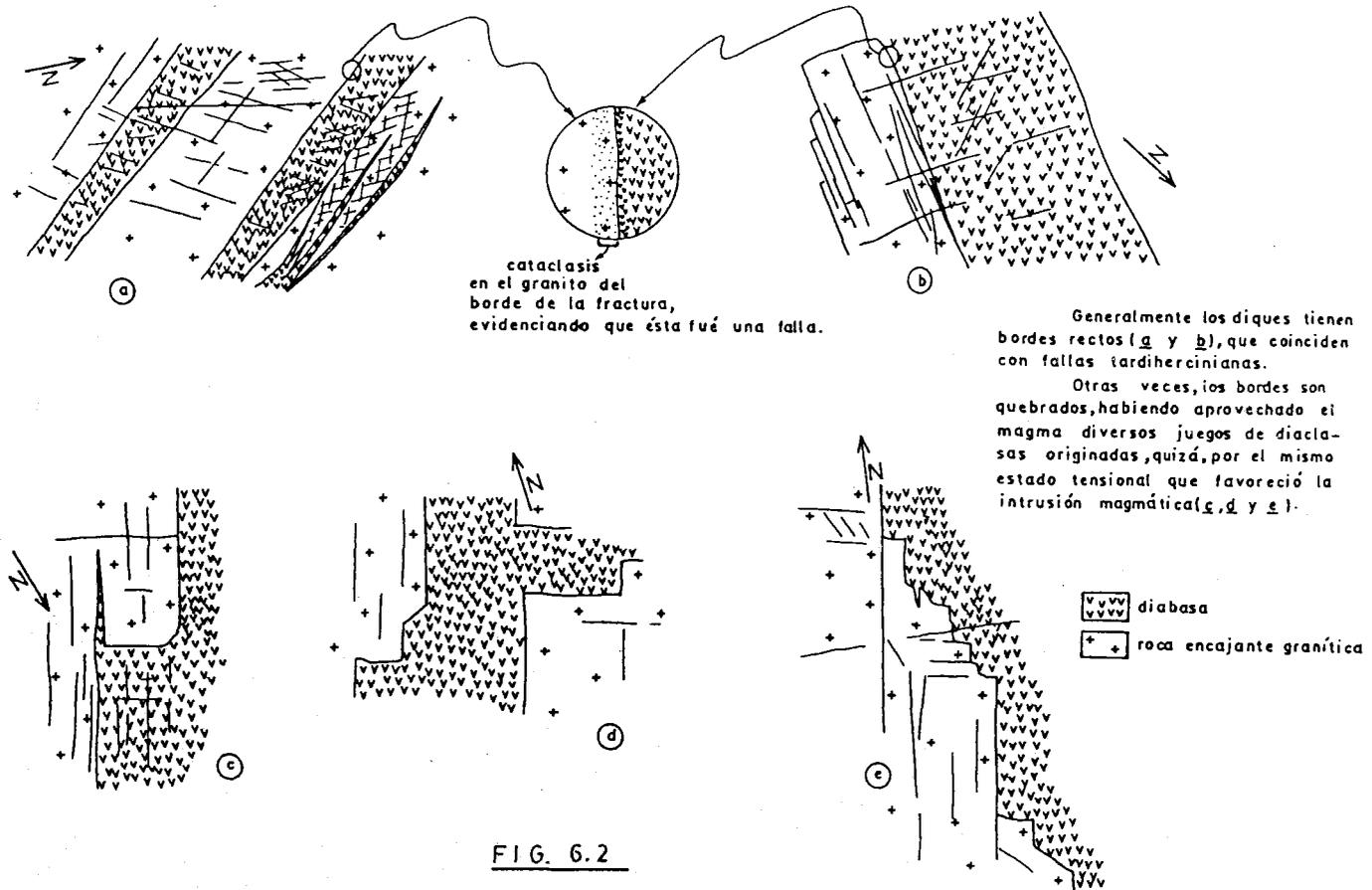


FIG. 6.2

o forman una aureola alrededor de los cristales de la generación anterior. Se trata de andesina u oligoclasa.

Con gran frecuencia, la plagioclasa se encuentra alterada por procesos hidrotermales tardíos. Los productos así originados son: sericita, epidota, clorita (pennina) y calcita.

El piroxeno nunca constituye fenocristales. Con frecuencia, se transforma en hornblenda, probablemente en una etapa magmática final, cuando la concentración de H₂O fué suficiente. El anfíbol se dispone formando una corona alrededor del piroxeno o como agregados de pajitas desorientadas. En transformaciones hidrotermales postmagmáticas se formaron clorita, epidota y calcita.

Las diabasas tienen siempre sólo un piroxeno, cuyos caracteres son: incoloro, marrón rosado suavísimo o verde muy tenue; $2V_z = 47-49^\circ$ y dispersión $r > v$ ó $r > v$; birrefringencia $\sim 0,025-29$. Estos datos sugieren la existencia de augita de composición ligeramente variable.

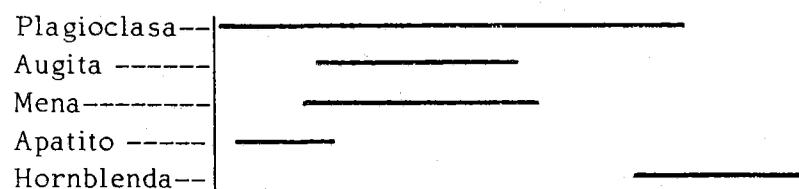
El anfíbol es una hornblenda verde; sólo aparecen algunos parches de color marrón relacionados espacialmente con granitos de mena. Los datos ópticos de la hornblenda son: $Z - c = 19-24^\circ$, birrefringencia $\sim 0,018-0,020$; $2V_x = 63-79^\circ$. La notable variación del ángulo de los ejes ópticos coincide con cambios de intensidad de color: los mayores ángulos corresponden a hornblendas de color pálido (magnesianas), y viceversa.

En la gran mayoría de las diabasas de esta región no se detecta ópticamente olivino. No obstante, algunos análisis mediante difracción de rayos X sugieren que puede haber olivino escondido en la matriz, cuando ésta es de grano fino; si esta identificación es correcta, la composición del olivino sería, a juzgar por el valor d_{130} , de 55-60% Fa.

La mena es rica en Ti, como demuestra su transformación en leucoxenno. Se puede ver englobada por el piroxeno, pero nunca por los fenocristales de plagioclasa.

El apatito está en forma de prismas casi aciculares, frecuentemente incluido en el piroxeno y la plagioclasa.

El orden de cristalización que puede deducirse es el siguiente:



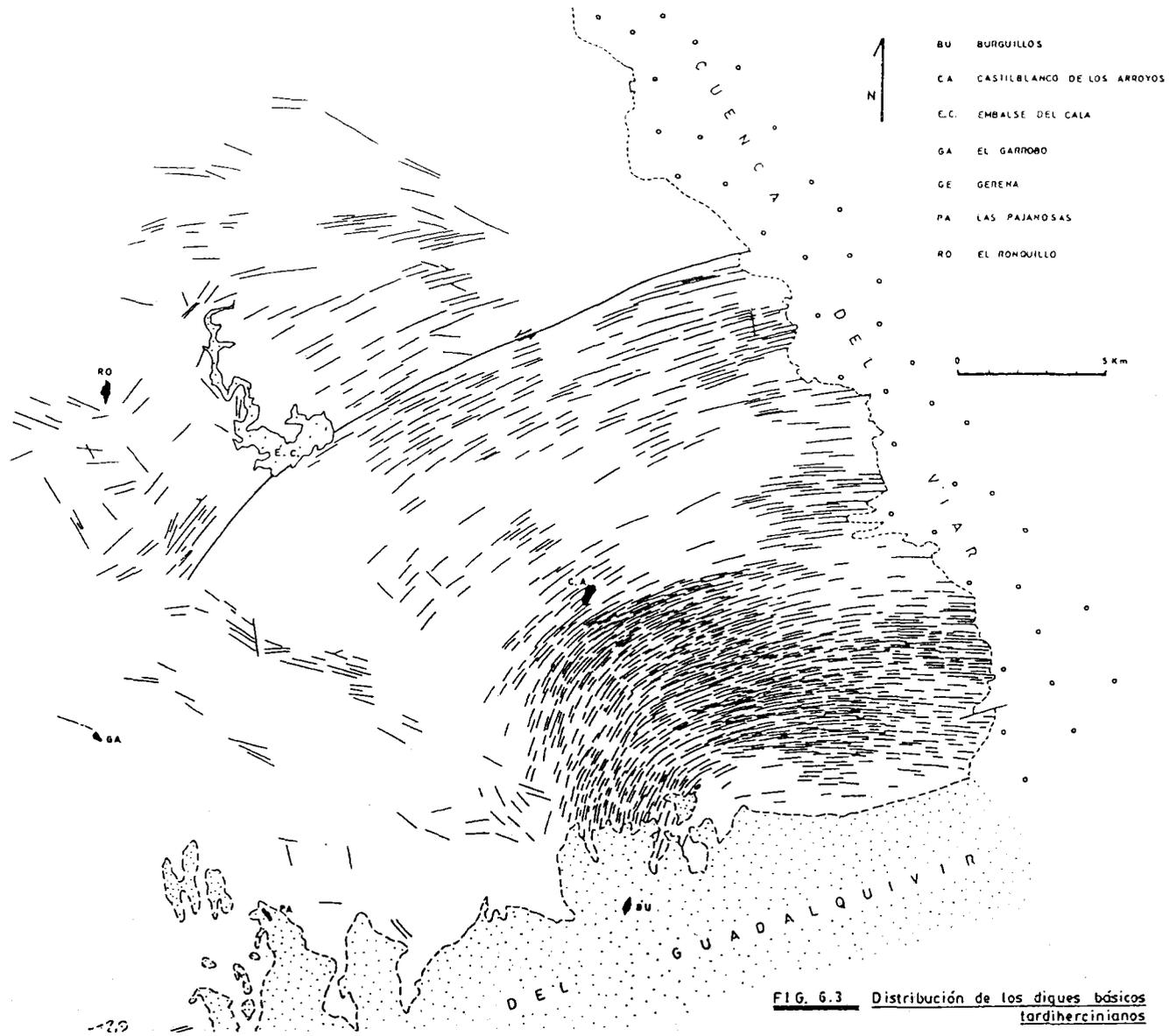


FIG. 6.3 Distribución de los diques básicos tardihercynianos

En ocasiones, las transformaciones postmagmáticas llegan a ser tan intensas como para hacer desaparecer casi totalmente la paragénesis ígnea.

Las anteriormente descritas son las diabasas absolutamente mayoritarias en la región. Sin embargo, al norte de El Ronquillo han aparecido diabasas con olivino de cristalización precoz. Este tipo se describe a continuación.

La textura es intergranular-subofítica y la composición mineralógica es: plagioclasa (55%), piroxeno cálcico ($\approx 32\%$), olivino ($\approx 9\%$), mena ($\approx 3,5\%$) apatito ($\approx 0,5\%$).

El olivino aparece en fenocristales pequeños, así como en granillos de la matriz. Su $2V_x$ es de unos 80° , lo que supone una composición aproximada Fo_{60} , menos magnésica que la de los olivinos de basaltos del Viar, como luego se verá. Suele estar muy transformado, dando serpentina, biotita y óxido de hierro.

El piroxeno se caracteriza por: suavísimo color marrón; $Z-c = 43^\circ$; $2V_z = 51^\circ$ y $r > v$; birrefringencia $\approx 0,030-31$; datos que indican una augita, quizás levemente titanífera.

La plagioclasa aparece en tres formas:

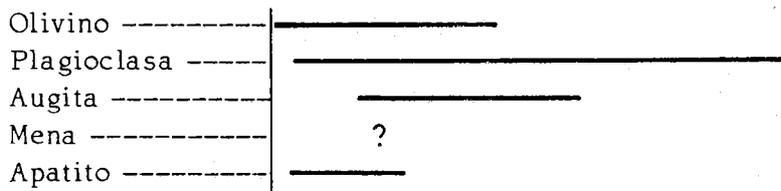
1ª.- Cristales de unos 2mm, de tendencia equidimensional, con un amplio núcleo lleno de inclusiones de mena, olivino, piroxeno y apatito. El núcleo parece ser un xenocristal proveniente de otro sector de la cámara magmática en que la cristalización estaba más avanzada. Está rodeada por plagioclasa fresca semejante a la de los dos tipos siguientes.

2ª.- Listoncillos que constituyen el entramado fundamental de la roca. Están zonados gradual y normalmente, desde An_{67} hasta An_{45} .

3ª.- Plagioclasa xenomorfa, que rellena huecos.

El apatito forma agujillas incluidas frecuentemente en la plagioclasa.

Para esta diabasa con olivino, la observación petrográfica sugiere un orden de cristalización como el que a continuación se esquematiza.



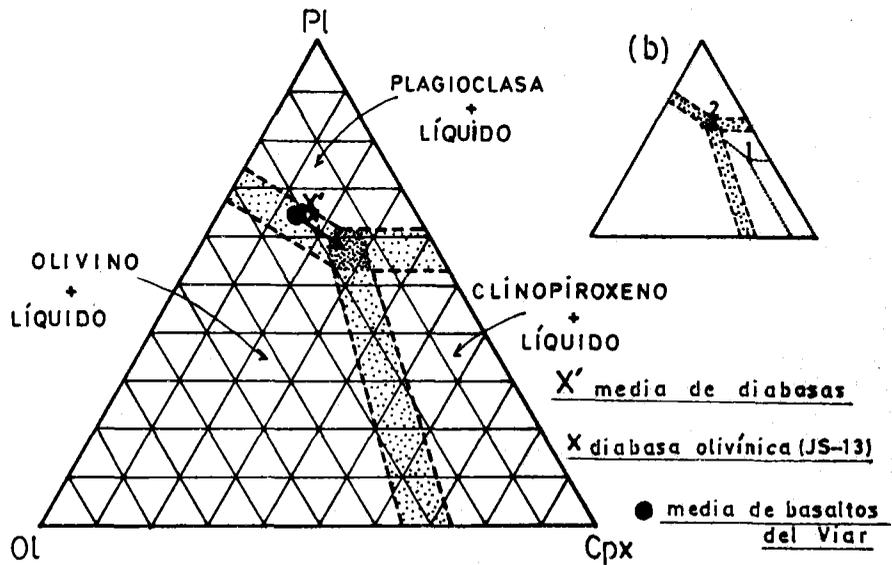


diagrama de Cox et al. (1978)

Proyección desde SiO_2 sobre Ol-Cpx-Pl de la parte muy pobre en SiO_2 del sistema basáltico simplificado Ol-Cpx-Pl- SiO_2 ($P = 1 \text{ atm}$)

Obsérvese en (b) la diferencia entre el sistema experimental An-Di-Fo (1) y el sistema natural Pl-Cpx-Ol (2).

FIG. 6.4

Químicamente, las diabasas con olivino no son muy distintas de las que tienen olivino (véase más adelante el apartado de datos químicos). En términos de los cuatro componentes del sistema basáltico simplificado Q-plag-clpx-oliv, su composición es muy semejante (% en peso; cálculos según Cox et al., 1978):

- Diabasas no olivínicas (media)

Q= 1,15

plag. = 66,63 ; An58-Ab 42

clpx= 14,75 ; Di63-Hed 37

oliv.= 17,47 ; Fo58-Fa42

- Diabasa con olivino precoz

Q= 0,59

plag.= 65,67 ; An54-Ab46

clpx= 15,53 ; Di69-Hed31

oliv.= 18,23 ; Fo64-Fa36

Así, su proyección sobre la cara plag-clpx-oliv es casi coincidente (fig. 6.4). El orden de cristalización predicho por este diagrama no es conforme con el deducible petrográficamente, sobre todo en el caso de las diabasas no olivínicas (sin fenocristales de olivino). Al menos para estas últimas, ha bría que imaginar una notable migración del punto eutéctico triple hacia la izquierda y arriba, en relación con la posición que ocupa en el diagrama. La causa de esta migración no está clara; podría ser debida, en parte, a que $P > 1$ atm en la cristalización de las diabasas, pero los datos regionales hacen muy improbable un valor superior a $P \approx 0,5$ kb y, en consecuencia, la explicación no parece suficiente (Presnall et al., 1978, fig. 5: influencia de P en la localización del punto triple).

6.3.2 BASALTOS DEL VIAR.

En fresco tiene color oscuro, casi negro, que pasa a verdoso o marrón cuando se encuentran alterados. Son frecuentes los niveles vacuolares, cada uno de los cuales marca el techo de una colada. La textura dominante es microporífido-cristalina, con matriz fluidal o intergranular; los pequeños fenocristales son casi exclusivamente de olivino.

En los niveles vacuolares, los únicos minerales que pueden ser estudiados ópticamente son los que rellenan las vacuolas. El resto de la roca, de grano fino, se halla siempre muy transformada, con destrucción prácticamente total de la paragénesis ígnea. El relleno de las vacuolas es básicamente ceolítico o calcítico; la incompatibilidad existente entre las ceolitas cálcicas y la calcita debe explicarse por el efecto que sobre la estabilidad de estos minerales tiene la concentración de CO_2 en el fluido hidrotermal implicado.

Las ceolitas son variadas. Se han detectado las siguientes:

a) Laumontita o epiestilbita.- Cristales incoloros con índice de refracción inferior al del bálsamo. Formas troncocónicas, con una buena exfoliación que sigue el alargamiento de los cristales. Extinción oblicua de pocos grados (13°); elongación positiva. Birrefringencia baja ($\sim 0,013$). $2V_x = 41^\circ$, $r < v$.

b) Harmotoma.- Falta de exfoliación visible. Presencia de maclas poli-sintéticas. $Y-c$ moderado ($\geq 15^\circ$). $2V_z = 81^\circ$.

c) Thompsonita.- Buena exfoliación paralela al alargamiento. Extinción recta. $2V_x =$ moderado.

Además, ligada a estas ceolitas se ha encontrado prehnita: índice de refracción superior al del bálsamo; exfoliación neta siguiendo el alargamiento; extinción recta; elongación negativa (hábito tabular); birrefringencia notable, $\geq 0,020$; $2V_z \sim 30^\circ$; $r \gg v$.

En cada vacuola existe un único tipo de ceolita, o bien el núcleo es de prehnita y a su alrededor existe una ceolita. En casos, las ceolitas no sólo rellenan vacuolas sino que también pseudomorfizan fenocristales de olivino y piroxeno (ceditización generalizada en la roca).

Por otro lado, en las vacuolas clásticas se suelen ver anillos alternantes entre calcita de grano fino y lo que parece ser una fina mezcla de calcita, clorita y óxido de hierro. La calcita puede verse también sustituyendo a los fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa (carbonatización generalizada).

Fuera de los niveles vacuolares, el basalto se halla mucho mejor conservado. Su constitución mineralógica media es la siguiente:

a) Magmáticos.- Plagioclasa (60%), piroxeno (20%), olivino (13%), mena (6,5%), apatito (0,5%), cuarzo (escasísimo y raro).

b) Postmagmáticos.- Serpentinatas, "iddingsita", flogopita, clorita, calcita, óxido de hierro, leucoxeno.

El olivino está formando fenocristales muy pequeños y en la matriz. Es subidiomorfo y suele haberse transformado casi totalmente. Sus alteraciones son, sobre todo, serpentización e iddingsitización; con menos frecuencia, los productos pseudomorfos son calcita, flogopita (un cristal de gran tamaño puede pseudomorfizar a otro de olivino), ceolitas, leucoxeno. No parece existir relación de reacción entre olivino y piroxeno. Los datos ópticos obtenidos, no muy exactos ($2V$ siempre cerca de 90°), indican que el olivino precoz (microfenocristales) es muy magnésico ($\sim Fo 85$).

La plagioclasa aparece en dos generaciones:

1) Entramado de la matriz.- Listoncillos con zonación gradual y normal; el núcleo es An_{63-68} y el borde llega a An_{30-20} .

2) Plagioclasa xenomorfa, tardía.- Es intersticial o cubre a los liston-

cillos de la generación anterior. Está zonada, y su composición, no determina de con seguridad, parece variar entre oligoclasa y albita.

Muy raramente se ha observado algún fenocristal de plagioclasa. Consiste en un amplio núcleo cargado de inclusiones de mena, y una aureola limpia que intercrece con los listones de plagioclasa del entramado general. Para el núcleo se ha establecido ópticamente una composición An73, mientras que el borde está zonado de forma gradual entre An 60 y An30. Probablemente, el núcleo es un "xenocristal".

El piroxeno existente es monoclinico, y posee los siguientes caracteres ópticos: color marrón rosado muy suave o incoloro; $2V_z = 49^\circ$; $Z - c = 46^\circ$; birrefringencia = 0,028-0,030. Es una augita, quizás ligeramente titanífera.

Excepcionalmente, se ha observado escasísimo cuarzo, que rellena algún pequeño poro de la roca.

El orden de cristalización deducible de la observación petrográfica es el siguiente: olivino en primer lugar (los únicos fenocristales existentes), seguido de plagioclasa y piroxeno augítico. A partir de los datos químicos que se ofrecen en el siguiente apartado, he proyectado la composición media de los basaltos del Viar en el sistema basáltico simplificado Ol-Cpx-Pl-SiO₂. La proyección sobre la cara Pl-Ol-Cpx sugiere (fig. 6.4) que los basaltos del Viar han debido tener, en el principio, una cristalización prácticamente cotéctica olivino-plagioclasa, para llegar después a la cristalización conjunta de olivino, plagioclasa y piroxeno cálcico. Como, según los criterios petrográficos, el olivino - habría empezado a cristalizar ligeramente antes que la plagioclasa, existe una mínima discrepancia que puede ser debida al efecto que sobre la posición de las líneas (bandas) de cristalización cotéctica tienen algunas variaciones de composición; en este caso, podría quizás atribuirse a una concentración de K₂O ligeramente alta (Irvine, 1979, pp 248-250).

6.4 DATOS QUIMICOS.

En la tabla 6.1 se presentan diez análisis químicos correspondientes a diques de diabasa y a basaltos del Viar. La muestra V-31 se deshecha por su elevado porcentaje de H₂O, explicable a la vista del gran desarrollo que en esta roca tienen minerales como la clorita y la serpentina.

Recalculados a 100, tras excluir % H₂O, los análisis quedan como en la tabla 6.2. Desde este momento, puede observarse una notable coherencia

Tabla 6.1

Análisis químicos de basaltos tardihercinianos

	SI-44	BC-1	BC-57	JS-13	BC-23	SI-90	MC-30	MC-26	JF-37	V-31
SiO ₂	44,19	47,64	45,85	46,98	43,00	50,32	50,90	48,33	48,83	48,19
Al ₂ O ₃	18,76	15,68	15,76	16,92	18,09	15,52	15,04	17,30	16,20	16,95
Fe ₂ O ₃	2,27	1,07	3,12	3,26	3,32	4,93	4,89	5,88	5,06	5,53
FeO	7,95	7,72	7,81	7,81	6,47	4,76	5,57	5,39	5,48	6,54
TiO ₂	1,08	0,81	0,58	1,58	0,98	0,70	1,02	1,02	1,46	2,09
MnO	0,25	0,26	0,21	0,21	0,21	0,17	0,22	0,19	0,20	0,24
CaO	14,51	13,63	13,61	9,42	14,81	9,10	7,42	7,69	8,48	6,02
MgO	4,42	6,76	6,97	7,40	7,51	7,50	7,86	7,37	7,45	4,30
Na ₂ O	2,00	2,38	3,46	3,02	3,00	2,78	3,06	3,36	3,04	4,25
K ₂ O	0,34	0,58	0,16	0,74	0,16	1,28	1,00	0,91	0,94	0,20
H ₂ O	3,53	2,80	1,90	2,02	1,95	2,35	2,54	2,03	2,33	5,06
Suma	99,30	99,33	99,43	99,36	99,50	99,41	99,52	99,47	99,47	99,37

Diabasas de Castilblanco de los Arroyos: SI-44 , BC-1, BC-57
JS-13, BC-23.

Basaltos del Viar: SI-90, MC-30, MC-26, JF-37, V-31

Analista: F.J. Rodríguez Gordillo.

dentro de cada uno de los tipos de basalto, con claras diferencias entre ellos en los porcentajes de SiO₂, CaO, K₂O y en la relación Fe₂O₃/FeO. No obstante, el significado de estas diferencias es muy desigual, como se discute a continuación.

En primer lugar, es evidente que las razones férrico-ferroso de los basaltos del Viar, muy altas, indican una oxidación secundaria de hierro

(Irvine y Baragar, 1971). Estos autores recomiendan el siguiente reajuste:

$$\% \text{Fe}_2\text{O}_3 = \% \text{TiO}_2 + 1,5.$$

La corrección es quizás excesiva en rocas como éstas, con % de TiO_2 bajo, juzgando por la aplicación de tal ecuación a análisis publicados en la literatura petrológica. Evidentemente, estas correcciones son, en lo cuantitativo, subjetivas (Chayes, 1966, no admite cocientes férrico/ferroso superiores a 0,6). Aquí, se ha corregido de acuerdo con $\% \text{Fe}_2\text{O}_3 = \% \text{TiO}_2 + 2$. En cualquier caso, estas diferencias de criterio apenas influyen sobre la norma. Los datos reajustados se dan en la tabla 6.2; con ellos se ha calculado la media de cada grupo, cuya representatividad es notable (tabla 6.3).

Tabla 6.2

Análisis de la tabla 6.1, recalculados a cien tras excluir % H_2O , y reajustada la razón $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$

	<u>SI-44</u>	<u>BC-1</u>	<u>BC-57</u>	<u>JS-13</u>	<u>BC-23</u>	<u>SI-90</u>	<u>MC-30</u>	<u>MC-26</u>	<u>JF-37</u>
SiO_2	46,14	49,35	47,01	48,26	44,08	51,84	52,48	49,60	50,27
Al_2O_3	19,59	16,24	16,16	17,38	18,54	15,99	15,51	17,75	16,68
Fe_2O_3	2,37	1,11	3,20	3,35	3,40	5,08	5,04	6,03	5,21
FeO	8,30	7,99	8,00	8,02	6,63	4,90	5,74	5,53	5,64
TiO_2	1,13	0,84	0,59	1,62	1,00	0,72	1,05	1,05	1,50
MnO	0,26	0,27	0,21	0,22	0,21	0,18	0,23	0,19	0,20
CaO	15,15	14,12	13,95	9,68	15,18	9,37	7,65	7,89	8,73
MgO	4,61	7,00	7,15	7,60	7,70	7,73	8,10	7,56	7,67
Na_2O	2,01	2,46	3,55	3,10	3,07	2,86	3,15	3,45	3,13
K_2O	0,35	0,60	0,16	0,76	0,16	1,32	1,03	0,93	0,96

	<u>SI-90</u>	<u>MC-30</u>	<u>MC-26</u>	<u>JF-37</u>
Fe_2O_3	2,72	3,05	3,05	3,50
FeO	7,02	7,53	8,20	7,18

Reajuste de la razón $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$

Tabla 6.3

Análisis medios de diabasas y basaltos del Viar

	A) Diques		B) Basaltos del Viar	
	\bar{W}	S		\bar{W}	S
SiO ₂	46,97	2,02	51,05	1,34
Al ₂ O ₃	17,58	1,48	16,48	0,97
Fe ₂ O ₃	2,69	0,97	3,08	0,32
FeO	7,79	0,66	7,48	0,52
TiO ₂	1,04	0,38	1,08	0,32
MnO	0,23	0,02	0,20	0,02
CaO	13,61	2,27	8,41	0,78
MgO	6,81	1,26	7,76	0,23
Na ₂ O	2,84	0,60	3,15	0,24
K ₂ O	0,41	0,26	1,06	0,18
Q	0,0		0,0	
Or	2,39		6,23	
Ab	14,94		26,64	
An	34,02		27,54	
Ne	4,91		0,0	
Di	27,31		11,33	
Hy	0,0		15,20	
Ol	10,49		6,07	
Mt	3,89		4,47	
Il	1,97		2,05	

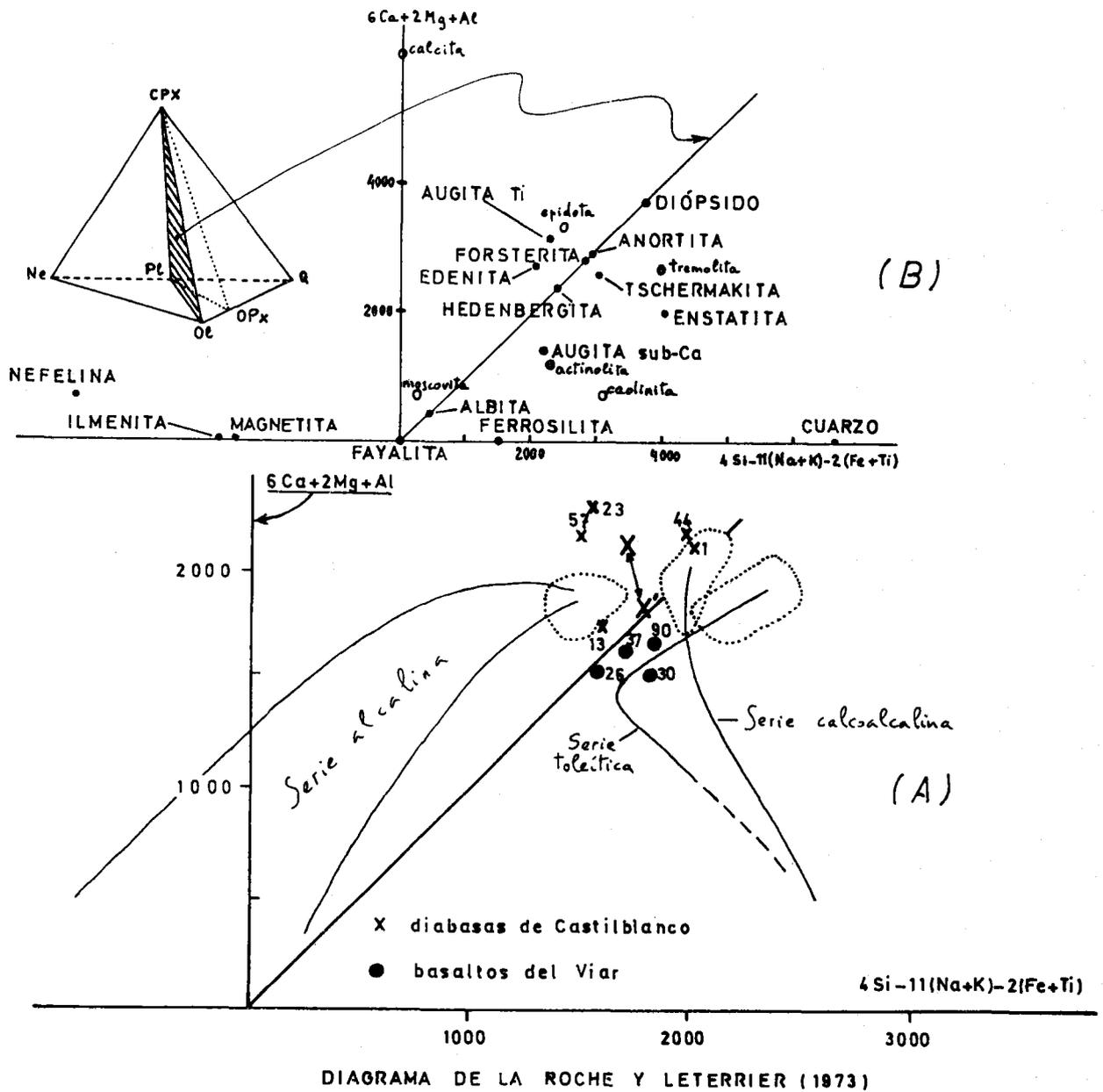
Medias (\bar{W}), con sus desviaciones típicas (S), y normas C.I.P.W.

La composición normativa de las medias está también en la tabla 6.3. La de los basaltos del Viar tiene hiperstena y olivino, lo que corresponde a toleitas olivínicas, en la clasificación de Yoder y Tilley (1962). En la norma de las diabasas (excluyendo JS-13) aparecen nefelina y olivino, indicando una fuerte subsaturación que, sin embargo, no se refleja en la composición mineralógica observable; también se observa que la plagioclasa normativa es mucho más cálcica que la modal. Tal desajuste no puede aceptarse, y su explicación radica probablemente en los elevados % de CaO que poseen las diabasas (salvo JS-13). Estas cantidades de calcio no son explicables por una acumulación de cristales de plagioclasa, ya que el aluminio se presenta en cantidades moderadas; parece que es la existencia de calcita la causa de la subida en el calcio, aun cuando el estudio petrográfico no apoye claramente esta solución puesto que la calcita visible ópticamente no parece tan abundante (¿está finamente dispersa en la matriz?). Con todo, son pocas las dudas sobre la necesidad de reajustar % CaO, si se quiere que los análisis expresen la composición química original. Inevitablemente, la cuantificación de este reajuste ha de ser subjetiva, y aquí se ha tomado un valor de % CaO = 10,5, ligeramente superior todavía a los valores medios mundiales (e.g. fig. 2.5) de los diferentes tipos de basalto. el efecto que esta rectificación tiene sobre la norma es hacerla menos infrasaturada y, así, al nuevo análisis medio que resulta para las diabasas le corresponde una norma con hiperstena y olivino (tabla 6.4)

Tabla 6.4

Media de las diabasas, tras excluir % de CaO. Norma correspondiente

SiO ₂	48,72	1,77	Q	0,0
Al ₂ O ₃	18,25	1,72	Or	2,45
Fe ₂ O ₃	2,78	1,00	Ab	24,85
FeO	8,08	0,66	An	35,38
TiO ₂	1,07	0,37	Ne	0,0
MnO	0,24	0,02	Di	13,29
CaO	10,42	0,41	Hy	5,03
MgO	7,06	1,27	Ol	13,38
Na ₂ O	2,94	0,61	Mt	4,03
K ₂ O	0,42	0,27	Il	2,03



(A).--Proyección de las diabasas de Castilblanco (X) y de los basaltos del Viar (●). X y X' son, respectivamente, la media de las diabasas y la misma media pero corregido el valor del %CaO, según se indica en el texto.

(B).--Proyección, en el diagrama, de minerales importantes en rocas básicas. Nótese la diferente escala respecto de (A).

Fig. 6.5

En el diagrama de La Roche y Leterrier (1973) (fig. 6.5) se han proyectado los análisis de las diabasas (sin rectificación del % de CaO) y de los basaltos del Viar. Se observa que estos últimos son basaltos andesíticos claramente subcalcalinos; las diabasas, por el contrario, se sitúan en el campo alcalino, si bien, como acaba de discutirse, esto se debe probablemente al "tirón" ejercido por la calcita, mineral postígneo. Si se efectúa la rectificación propuesta del % de CaO, la media de las diabasas pasa a situarse prácticamente sobre la línea crítica, en una posición análoga a la de JS-13. Así, pues, el carácter alcalino de las diabasas no parece real, tanto más cuanto que la proporción alcalis-sílice no es verdaderamente alcalina (fig. 6.6). En realidad, estos datos químicos y los caracteres petrográficos ya reseñados sugieren que las diabasas son basaltos transicionales entre las toleitas y los basaltos alcalinos.

Los rasgos químicos primarios (no debidos a procesos hidrotermales tardíos) diferenciadores entre diabasas y basaltos del Viar parecen ser, después de la discusión anterior y las consiguientes rectificaciones:

- a) % de SiO_2 mayor en los basaltos del Viar.
- b) K_2O netamente superior en los basaltos del Viar.

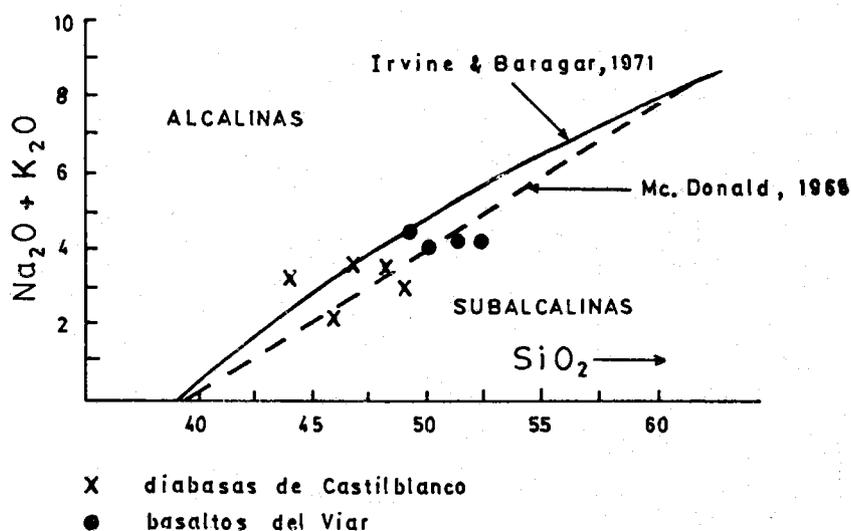


Fig. 6.6

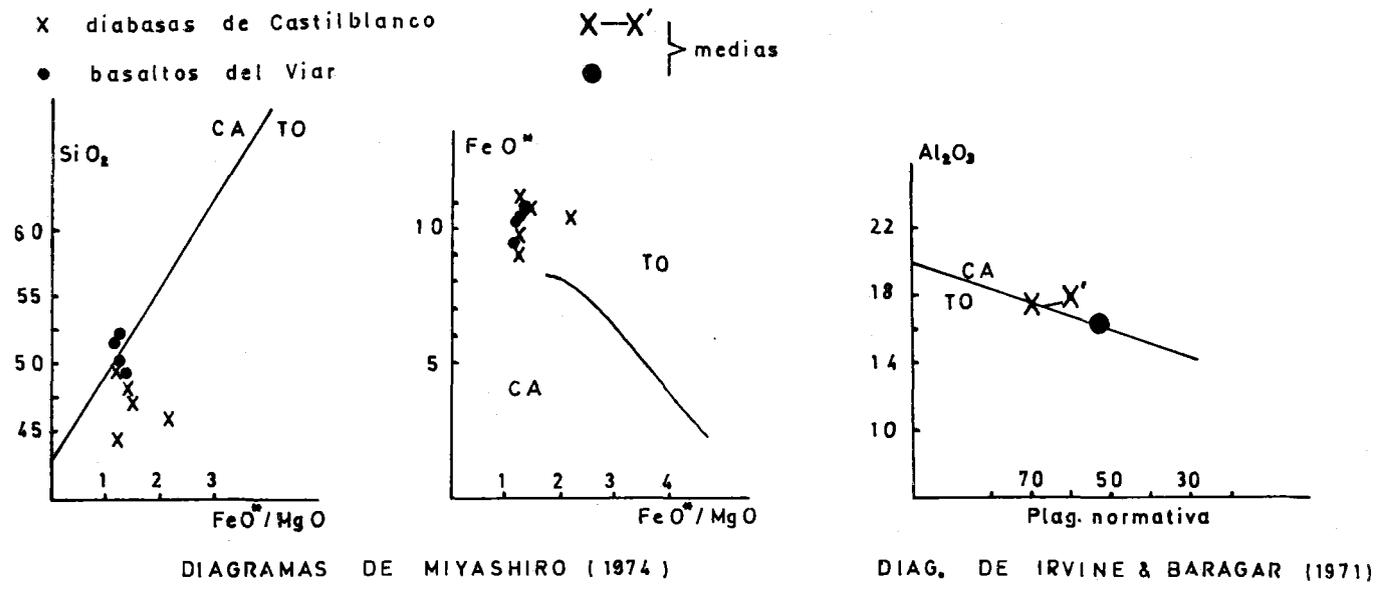


Fig. 6.7

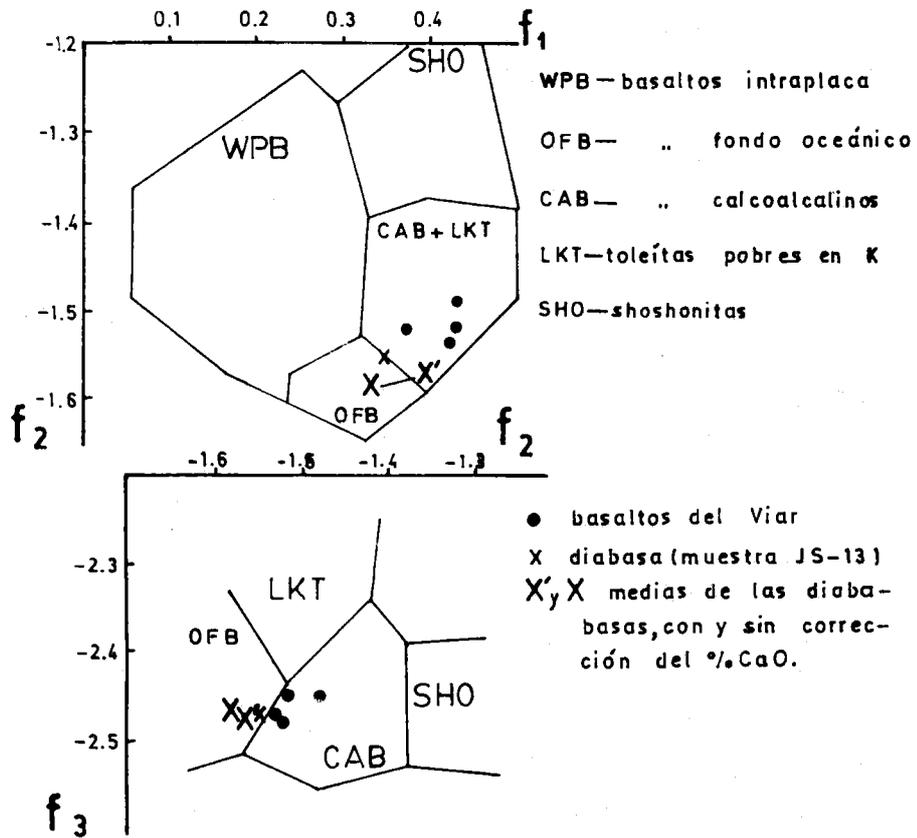
6.5 CARACTERIZACION TECTONICA DEL VULCANISMO TARDIHERCINIANO

El ambiente tardiherciniano está relativamente bien definido: es la etapa final de la evolución del orógeno; no hubo plegamientos y sí una amplia fracturación que evidencia la "consolidación" del medio; hubo también intensa erosión y formación de cuencas típicamente molásicas, como la del Viar. Parece, pues, que la actividad propiamente orogénica había cesado. No obstante, la investigación del magmatismo de esta etapa puede arrojar alguna luz sobre hasta qué punto es cierta esta última afirmación, y a tal fin la cuestión que debe estudiarse es si los caracteres de este vulcanismo son semejantes a los del que aparece típicamente relacionado con zonas orogénicas o si, por el contrario, se asemeja al vulcanismo de regiones no orogénicas. Se es consciente de la pobreza de datos disponibles para este propósito; en particular, faltan análisis de ciertos elementos traza de particular interés (Y, Nb, Zr, Ce, Cr, entre otros). A pesar de ello, se intenta a continuación una discusión limitada.

En el apartado anterior, se ha visto que los basaltos del Viar son rocas subalcalinas y que las diabasas de Castilblanco no son, al menos, netamente alcalinas. Estudiemos ahora si estas rocas son encuadrables o no en la serie calcoalcalina, la cual es característica de las regiones orogénicas actuales o recientes.

La distinción entre las dos series subalcalinas (toleítica y calcoalcalina) se basa esencialmente en la existencia o no de un máximo de FeO (t) en los términos intermedios. No obstante, como Gill (1981p.8) ha señalado, otras definiciones recientes no implican la existencia de ese máximo en las series toleíticas sino simplemente unos valores altos de FeO (t) (Myashiro, 1974). Esta diferencia supone alguna confusión, pues no siempre se cumplen simultáneamente ambas condiciones. Aunque el primer criterio es preferible, el segundo tiene la ventaja de poder clasificar rocas basálticas aun faltando términos más evolucionados; por tanto, es el que puede ser aplicado aquí. Adicionalmente, el cociente entre SiO_2 y FeO(t) / MgO se considera también significativo, así como el porcentaje de Al_2O_3 . En la figura 6.7 se observa el resultado de aplicar estos criterios a las diabasas de Castilblanco y a los basaltos del Viar: la determinación es ambigua en ambos casos, aunque puede aceptarse una cierta afinidad toleítica, sobre todo en las diabasas de Castilblanco (a pesar de su elevada proporción de Al_2O_3).

De otro lado, están los diagramas en que se aborda directamente la cuestión de la adscripción de las rocas a determinados ambientes geotectó-



DIAGRAMAS DE PEARCE (1975)

FIG. 6.8

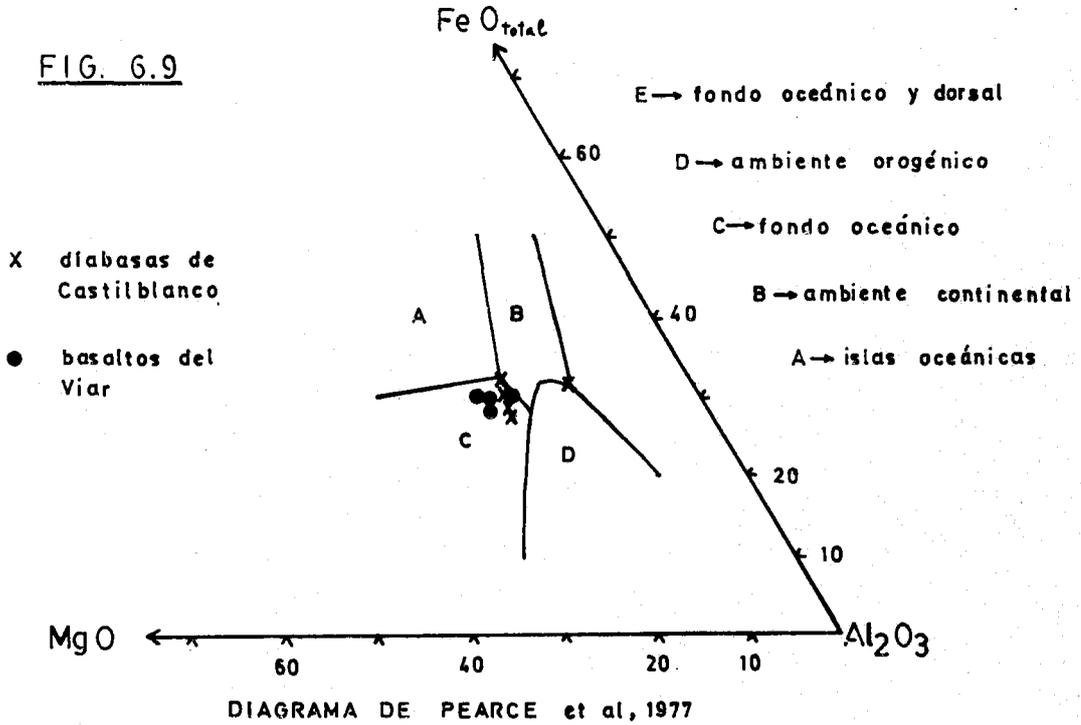
nicos. Debido a lo limitado de los datos existentes, sólo podemos usar unos pocos de estos diagramas: figuras 6.8, 6.9 y 6.10 a. Lo que de ellos se extrae parece favorecer, con reservas, una filiación orogénica: en efecto, tal cosa sugiere el gráfico de Rittmann y Villari (1979) y, para los basaltos del Viar, el de Pearce (1975). Sin embargo, un punto merece discusión en este momento, y es la extraordinaria influencia que tiene TiO_2 en estos dos diagramas. Así, la ordenada de Rittmann y Villari es

$$\mathcal{Z}' = \mathcal{Z}/10 + \mathcal{Z}, \text{ siendo } \mathcal{Z} = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$$

; de igual forma, en la función discriminante F_1 de Pearce, TiO_2 está multiplicado por un coeficiente muy superior al que corresponde a los demás óxidos:

$$F_1 = 0,0088 SiO_2 - 0,0774 TiO_2 + 0,0102 Al_2O_3 + 0,0066 FeO (t) - 0,0017 MgO - 0,0143 CaO - 0,00155 Na_2O - 0,0007 K_2O$$

FIG. 6.9

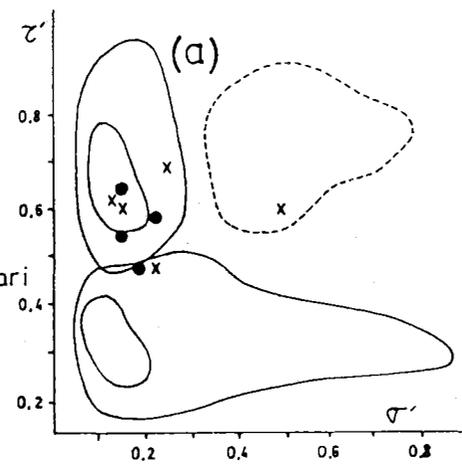


Ambos parámetros sustentan su valor discriminante en la generalización de que TiO_2 tiene valores elevados en los basaltos continentales y en los de islas oceánicas (es decir, en los basaltos del interior de placas), y valores bajos en los de arcos de islas y bordes continentales activos; con mucho menor peso, se tiene también en cuenta la importancia de SiO_2 (es el segundo óxido más influyente en F_1) y de Al_2O_3 (τ). Sin embargo, por lo que respecta a TiO_2 la generalización enunciada tiene una excepción importante, como se verá en seguida. En los basaltos continentales deben distinguirse dos grupos distintos, a saber, los de provincias alcalinas y los de provincias toleíticas (Carmichael et al., - 1974; Girco et al., 1978); en los primeros, % TiO_2 es característicamente alto,



diagrama de Rittmann y Villari (1979)

fig. 6.10



(a)

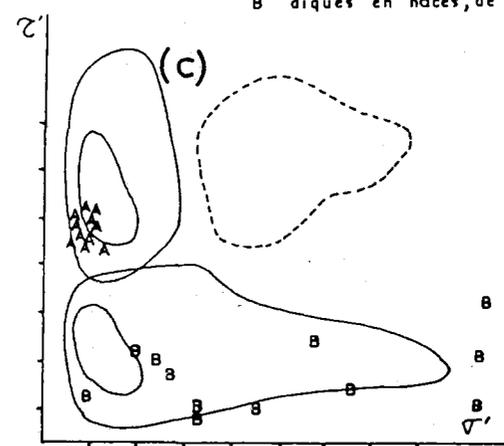
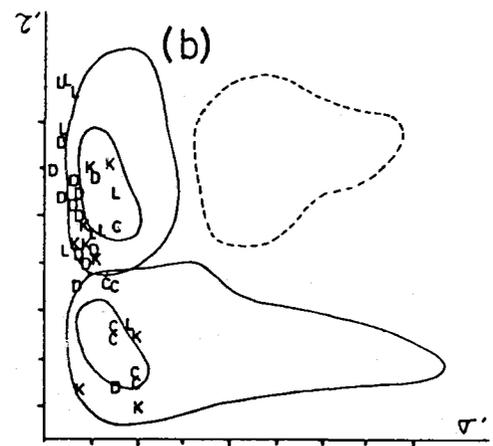
- X - diques de Castilblanco
- - basaltos del Viar

(b) datos de Carmichael et al. (1974, capítulo 9)

- C - Columbia River plateau
- K - Karroo basin
- D - sills toleíticos y diques (Palisades y diabasas de Tasmania, Antártida y NE de America)
- L - intrusiones básicas bandeadas (Skaergaard, Stilwater, Bushveld)

(c) datos de Figuerola et al. (1974)

- A - gran dique Alentejo-Plasencia
- B - diques en haces, de Extremadura



pero no ocurre lo mismo en los segundos. Los basaltos continentales toleíticos (basaltos de "plateau", sills y diques diabásicos continentales, intrusiones básicas tipo Skaergaard) tienen a veces valores de TiO_2 elevados (provincias de Paraná -Brasil- y Columbia River -Estados Unidos-), pero con mucha mayor frecuencia éstos son bajos. Por esta causa, tales basaltos suelen proyectarse; !en el campo orogénico! de los diagramas indicados antes, tal y como se observa en la figura 6.10b, en donde se han proyectado casi todos los análisis de basaltos que aparecen recopilados en el capítulo dedicado a las provincias continentales toleíticas del libro de Carmichael et al., (1974).

En resumen, la composición química de los basaltos tardihercinianos de la región investigada es algo afín a la de los basaltos orogénicos, pero también a la de las toleitas continentales. Teniendo en cuenta el ambiente tardiherciniano, resumido en las líneas que encabezan el presente apartado, y considerando también el gran predominio de los basaltos, con falta absoluta de términos andesíticos y magmatismo ácido escasamente presente, me parece mucho más adecuado encuadrar los basaltos dentro de las toleitas continentales. Por ello, creo que el vulcanismo básico tardiherciniano responde a un ambiente geotectónico ya plenamente no orogénico, con distensión dominante. Las rocas ácidas tardihercinianas (diquecillos de leucomicrogranitos aplíticos, pequeñas masas de microgranitos y microplagiogranitos) no parecen derivar de los basaltos, habida cuenta de la inexistencia de rocas intermedias o diferenciados de composición ácida; son, probablemente, residuos del abundante magmatismo granítico posttectónico.

6.6 EL VULCANISMO TARDIHERCINIANO DE OTRAS REGIONES DEL MACIZO IBERICO.

En diversas áreas del Macizo Ibérico se encuentran rocas volcánicas posteriores a los granitos posttectónicos; de entre ellas, particularmente extendidos e importantes son los diques de diabasa. Este vulcanismo, dominado por los basaltos, está en general mal conocido, aunque en unas pocas regiones ha sido estudiado con detalle: tal ocurre con el de la región de Atienza (Guadalajara) y con los haces de diques de Extremadura.

En el área de Atienza aparecen rocas volcánicas formando masas extrusivas y algunos sills, que se sitúan principalmente en la base de la serie carbonífero-pérmica que se dispone de forma discordante sobre un sustrato metamórfico (Hernán et al., 1981). La sedimentación estuvo, como ocurre en la cuenca

del Viar, muy controlada por fallas normales que, a su vez, serían las vías de salida del vulcanismo. Por lo tanto, en el modo de aflorar las vulcanitas de Atienza guardan gran semejanza con los basaltos del Viar, aunque debe hacerse notar la clara disposición en coladas de éstos frente a la presentación de las primeras en coladas masivas e incluso domos. La edad de ambos afloramientos volcánicos es prácticamente la misma: por su situación estratigráfica y la datación radiométrica efectuada por Hernando et al., (1980), que ha dado 287 ± 12 millones de años (K/Ar), la edad de las andesitas es Estefaniense o Autuniense.

Petrográficamente, las rocas de Atienza son andesitas piroxénico-anfibólicas y andesitas anfibólico-biotíticas (Hernán et al., 1981). La composición química ha sido estudiada con detalle por Ancochea et al. (1981), quienes han demostrado su carácter calcoalcalino. En estos dos aspectos, petrografía y composición química, las rocas de Atienza son muy distintas a los basaltos del Viar y a las diabasas de Castilblanco de los Arroyos: las andesitas de Atienza son rocas intermedias de tendencia ácida ($\text{SiO}_2 = 60,04$ es el valor medio de los análisis publicados en el trabajo referido), existiendo incluso auténticas dacitas, mientras que en el área de esta Tesis sólo se han encontrado basaltos sin diferenciación apreciable. Por lo tanto, a pesar de su igual encuadramiento geológico, las vulcanitas de Atienza no son equiparables a los basaltos tardihercinianos de la región investigada, y el significado geotectónico de uno y otro vulcanismo parece diferente. Para las rocas de Atienza se ha propuesto, dado su carácter calcoalcalino, una génesis orogénica, a pesar del ambiente de fracturación distensiva y sedimentación molásica reinante en el momento de su extrusión; se ha considerado que existiría un magmatismo calcoalcalino orogénico originado con anterioridad al momento de la fracturación tardiherciniana, y que encontró su última oportunidad de extruir cuando en la época distensiva tardiherciniana se crearon abundantes fallas profundas (Hernán et al., 1981). De hecho, existen algunas dataciones radiométricas que sugieren la existencia de plutonismo ácido pérmico en el Sistema Central (Mendes et al., 1972).

Rocas como las de Atienza parecen, sin embargo, excepcionales en la época tardiherciniana. Al contrario, son numerosas las diabasas que afloran formando haces de diques más o menos densos; se han citado no sólo en la región aquí estudiada (diabasas de Castilblanco) sino también al norte de Córdoba (Pascual, 1981), en amplios sectores de Extremadura y el área portuguesa contigua (Figuerola et al., 1974), y en otros lugares. La edad de estos diques

no queda, con frecuencia, suficientemente precisada, de forma que sólo puede asegurarse que son posteriores a macizos graníticos postectónicos. Esto no basta para situarlos en la época tardiherciniana, porque está comprobado que existen también diques similares intruídos mucho más tardíamente, durante el Triásico y el Jurásico (Teixeira, 1981).

Al norte de Córdoba, los diques de diabasa son netamente postectónicos, aunque quizás no penetran en el granito de los Arenales, cuyas características sugieren para él una edad bastante tardía, incluso pérmica (Pascual, 1981); en consecuencia, las referidas son seguramente diabasas tardihercinianas. Petrográficamente son similares a las diabasas de Castilblanco, pero no existen datos químicos que permitan profundizar en la comparación.

Tabla 6.5

Análisis químicos de diques del haz de Brozas

	3	4	5	6	7	Media
SiO ₂	46,15	42,43	48,77	46,00	50,44	46,76
Al ₂ O ₃	16,28	19,36	16,62	15,70	13,21	16,23
Fe ₂ O ₃	7,14	6,11	4,40	4,54	5,06	FeO _t 12,61
FeO	6,01	8,13	8,38	8,31	7,67	
TiO ₂	3,81	5,31	2,92	3,05	3,81	3,78
MnO	0,19	0,20	0,20	0,19	0,14	0,19
CaO	8,63	7,87	8,04	10,47	9,51	8,90
MgO	8,26	7,06	7,53	8,87	7,20	7,78
Na ₂ O	2,40	2,58	2,73	2,13	2,11	2,39
K ₂ O	1,10	0,94	1,09	0,96	0,81	0,98

Según G. de Figuerola et al. (1974).

Se han reajustado a la suma de cien, tras eliminar P₂O₅ y M.V., a fin de una correcta comparación con los diques de Castilblanco.

En Extremadura son abundantes los haces de diques (Figuerola et al. (1974). Uno de los haces más importantes es el de Brozas: en él la densidad de intrusiones es notable y los diques llevan dirección E-W, con una curvatura semejante a la de las diabasas de Castilblanco; los diques son verticales o subverticales y su potencia oscila entre 0,4 y 10 metros. Petrográficamente se distinguen diabasas sin olivino (las más abundantes en la región y las únicas del haz de Brozas) y diabasas con olivino; un tercer tipo, restringido en el espacio y en su cuantía, son diques de tipo lamprofídico. En cuanto a su edad, puede asegurarse que, por lo menos las diabasas de Brozas, son tardihercinianas ya que se ven desplazadas ligeramente por fracturas ENE-WSW y, además, en el área portuguesa vecina se han observado filones de cuarzo uraníferos que las cortan.

Por su composición química, las diabasas de Extremadura parecen ser basaltos alcalinos; no obstante, la influencia de los procesos de alteración debe ser tenida en cuenta y quizás es más correcto suponer, como hacen Figuerola et al. (1974), que una tendencia alcalina es clara en muchos diques mientras que otros parecen toleíticos. De hecho, la dispersión de los análisis es notable. La razón sílice/álcalis es semejante a la que presentan las diabasas de Castilblanco, pero existen diferencias significativas en otros aspectos: en Brozas es mayor el porcentaje de K_2O , $FeO(t)$ y TiO_2 . Por otro lado, respecto de los basaltos del Viar tienen % SiO_2 menor y TiO_2 mayor (tabla 6.5). De especial significación es la elevada cantidad de TiO_2 , en virtud de la cual las diabasas de Brozas aparecen inequívocamente en el campo no orogénico de cualquiera de los diagramas antes considerados (e.g., fig. 6.10).

6.7 INTERPRETACION GENERAL DEL MAGMATISMO TARDIHERCINIANO Y SU RELACION CON EL MAGMATISMO POSTHERCINIANO

Aparte de lo referido en el apartado anterior, no tengo conocimiento de otros estudios químicos de vulcanitas tardihercinianas del Macizo Ibérico. Lo expuesto en las páginas precedentes me parece interpretable de la siguiente forma:

La actividad volcánica tardiherciniana (Estefaniense y Pérmico inferior) es sobre todo basáltica, y se manifiesta principalmente como diques agrupados en haces (pudo haber coladas posteriormente erosionadas). El vulcanismo ácido o intermedio es muy minoritario y, al parecer, calcoalcalino, pudiendo interpretarse

como residuos de un magma originado en las condiciones orogénicas precedentes. En el Sistema Central podría haber plutonismo ácido calcoalcalino pérmico, si se consideran rigurosamente exactas (cuestión a veces dudosa; e.g. Teixeira , 1981) las escasas dataciones radiométricas que existen. En cuanto a las diabasas, y raramente basaltos en coladas, son toleitas o basaltos alcalinos con caracteres no orogénicos; por el contrario, parecen semejantes a los basaltos fisurales de regiones estabilizadas. El vulcanismo tardiherciniano, al igual que la sedimentación molásica pérmica, está condicionado por el movimiento como fallas normales de profundas fracturas, en su mayoría ya formadas en una etapa compressiva inmediatamente precedente. Tanto esta fase compressiva como la distensión posterior fueron fenómenos de muy amplia escala, y existe un magmatismo estefano-pérmico, en gran parte de Europa, que está gobernado, al igual que el presentado en páginas anteriores, por esta tectónica de fracturación (Arthaud y Matte, 1977). En fin, el Estefaniense final y el Pérmico fueron al parecer, en una vasta extensión de Europa y norte de Africa, un tiempo modestamente distensivo, favorecedor de la extrusión de "basaltos continentales".

Sin que se conozca solución de continuidad, este régimen geotectónico de estabilidad con relativa distensión debió mantenerse durante todo el Pérmico y continuar en el Mesozoico. Así, existe un vulcanismo básico de características semejantes al tardiherciniano, pero más joven. Por ejemplo, "el dique" que rellena la falla de Alentejo-Plasencia (falla de Messejana, según denominación de otros autores).

Las descripciones más modernas de este gran dique son las de Figuerola et al. (1974) y Schermerhorn et al. (1978). Su naturaleza es de toleita sobresaturado, carácter que resulta evidente tanto del estudio petrográfico como del químico. Su edad se ha calculado radiométricamente entre, por lo menos, 168 ± 5 M.A. hasta 184 ± 5 M.A., esto es, desde el Jurásico basal al medio. La gran falla tuvo un primer movimiento de desgarre sinistorsor de unos 4Km (modestísimo si se compara con la envergadura de la falla, de más de 500Km de longitud) y funcionó después en régimen puramente distensivo. Tanto por su magnitud como por su orientación subparalela a la línea de separación entre el norte de Africa y América del Norte (en una reconstrucción anterior a la deriva), así como por la edad del basalto intruído en ella, la formación de la falla Alentejo-Plasencia debe conectarse, como han señalado Schermerhorn et al. (op. cit.) con la primera fase de la apertura del Atlántico, en tiempos triásicos o en el Jurásico basal. No sería, pues, una falla tardiherciniana y, en efecto, corta a la banda de cizallamiento frágil sinistorsor Beja-Arancena-Almadén de la Plata,

, ésta sí claramente tardiherciniana (cap. 8). Es interesante señalar, que de acuerdo con todos estos datos, el magmatismo del dique Alentejo-Plasencia no puede, de ninguna manera, ser considerado orogénico a pesar de su nítida proyección en tal campo, en el diagrama de Rittmann y Villari (fig. 6.10c) o en el de Pearce (1975). Este es un claro ejemplo de cómo una gran parte de las toleitas continentales tienen rasgos químicos semejantes a los basaltos calcoalcalinos, y pueden confundirse con ellos (véase discusión en páginas anteriores).

En el norte de Portugal aparecen también enjambres de diques básicos, de los cuales se poseen algunos datos radiométricos que les asignan una edad entre 188 y 200 M.A. (Triásico superior y Lias inferior); en algún caso, resulta una edad ligeramente más antigua (225 M.A.: Triásico inferior), de veracidad más dudosa (Texeira, 1981). Al menos en parte, son basaltos alcalinos.

Fuera del Macizo Ibérico, pero en un ámbito geológico afín, en Marruecos occidental, se conoce también un vulcanismo básico tardiherciniano y, sobre todo, postherciniano. El gran dique de Foum Zguid (toleítico; entre 160 ± 10 y 185 ± 5 M.A.) es directamente relacionable con el de Alentejo-Plasencia, incluso por su orientación (Schermerhorn et al. 1978). Otros diques menores, petrográficamente similares al gran dique, tienen 180 ± 5 M.A. En el anti Atlas marroquí hay diques y sills de 155 ± 5 M.A., y en la plataforma sahariana se han distinguido dos grupos, uno de 160-166 M.A. y otro de 275 M.A. (Leblanc, 1973). Manifestaciones ígneas del todo similares continúan por la costa occidental africana hasta Costa de Marfil, y tienen sus análogas en el borde oriental norteamericano y la costa de las Guayanas. En la ensambladura continental anterior a la apertura del Atlántico, estos diques presentan una disposición convergente con centro hacia las Bahamas, y es precisamente aquí donde varios investigadores han situado el inicio de la apertura atlántica (May, 1971).

En definitiva, es claro que aproximadamente a partir del Estefaniense superior, es decir, tras la fase compresiva principal de la denominada fracturación tardiherciniana (cap.8), gran parte de Europa y de sector noroccidental de Africa entraron en una etapa de moderada distensión, en la que extruyeron basaltos no orogénicos acompañados, en los primeros momentos, por cantidades menores de rocas ácidas, residuos del magmatismo previo. Este régimen continuaría sin cambios notables hasta que en el Trías superior-Jurásico inferior la situación pasase a ser, en algunas regiones, netamente tensional, al iniciarse la apertura del Atlántico. A esta nueva situación corresponde el magmatismo básico mesozoico de las regiones que bordean el Atlántico. En el Macizo Ibérico la tensión debió seguir siendo moderada puesto, que a pesar de un accidente tan espectacular como la Falla Alentejo-Plasencia y su relleno basáltico

¹ Con posterioridad a la redacción de este capítulo, he tenido conocimiento del trabajo de Portugal Ferreira y Regêncio Macedo (1979; Mem. e Not., 87, 29-49), en el que se ofrecen más dataciones K-Ar de filones doleríticos del norte de Portugal.

co,y de otras manifestaciones ígneas ya referidas, éstas no son abundantes. La tensión se concentró, al parecer, en el área que después fué asentamiento de cordilleras alpinas (e.g., Alvaro et al., 1979).

DEFORMACION HERCINIANA: LAS FASES DE PLEGAMIENTO

Las estructuras tectónicas de la región investigada pueden dividirse en dos grandes grupos, sobre la base de su estilo y edad. De un lado, está un conjunto de pliegues con fallas inversas y cabalgamientos asociados; del otro lado, hay fracturas formadas en un episodio tardío de la orogenia hercíniana, cuando los diversos plegamientos, el metamorfismo y las intrusiones ígneas habían configurado ya un medio esencialmente rígido. Las estructuras del segundo grupo se suelen denominar conjuntamente "fracturación tardihercíniana", y serán descritas en un capítulo aparte, dada la importancia que poseen en la región. En el siguiente capítulo nos ocuparemos de las estructuras del primer grupo o deformaciones hercínianas.

7.1 DESCRIPCION GENERAL

Antes de entrar en la descripción detallada de las estructuras, se ha estimado conveniente presentar de una forma general las sucesivas fases de deformación.

Se ha diferenciado una primera generación de pliegues (F_1), que llevan asociada la esquistosidad principal (y generalmente única) visible en las rocas (S_1). Los caracteres de estos pliegues son bastante peculiares, como se detallará en un apartado posterior, aunque en algún área su separación de los pliegues F_2 es problemática. Prácticamente siempre presentan vergencia al

sur, aunque en un reducido sector al SW de las Pajanosas se disponen con el plano axial subvertical, y en algunos otros sectores llegan a ser pliegues tum-bados (al sur de El Ronquillo). Los pliegues tienen charnelas curvas, según re-vela la fuerte dispersión de sus orientaciones); en casos aislados, tal curvatu-ra llega a ser visible incluso a escala mesoscópica.

Como el efecto de los pliegues de fases posteriores es normalmente re-ducido, resulta posible en muchos puntos utilizar confiadamente las relaciones angulares $S_0 - S_1$ y la asimetría de los micropliegues para establecer no sólo hacia dónde están antiformes y sinformes contiguos sino incluso la polaridad de la serie; en algunos casos, la polaridad puede leerse directamente en las es-tructuras de ordenamiento interno de los estratos areniscosos. Un buen número de observaciones de este tipo, en toda la región estudiada, ha permitido establecer el predominio, en extensión de afloramiento, de los flancos normales sobre los -invertidos. Contribuye a este hecho no sólo la menor longitud del flanco inverso sino, además, la frecuente asociación de fallas inversas a dichos flancos. Los -pliegues de dimensiones cartográficas pertenecen a esta primera fase de defor-mación.

Las fallas inversas y los cabalgamientos, desarrollados en el lugar de los flancos invertidos de pliegues F_1 , son un carácter estructural muy importan-te, y dado que se desarrollan tardíamente respecto de los pliegues F_1 , aunque están íntimamente ligados a ellos, pueden considerarse agrupados en una subfa-se F'_1 . Se observan bien allí donde ponen en contacto rocas de diferente compo-sición litológica; por ejemplo, es muy claro el cabalgamiento que limita por el norte el Complejo vulcanosedimentario de Aznalcóllar. Sin embargo, dentro de las extensas áreas pizarrosas es prácticamente imposible cartografiar estas estructuras.

Ha podido distinguirse también otras dos fases de plegamiento, de impor-tancia mucho menor. La fase segunda (F_2) originó pliegues de plano axial sub--vertical y dirección cercana a E-W, es decir, casi coaxiales con los de F_1 ; en virtud de este hecho, los ejes de F_2 son horizontales o poco buzantes. Es fre-cuente que sean de geometría "chevron", aunque no faltan los de charnelas muy redondeadas, y siempre tienen apretamiento menor (mayor ángulo entre flancos) que los pliegues F_1 . Puede aparecer asociada una esquistosidad de fractura o crenulación, limitada a una pequeña zona o, como sucede en el área Pajanosas-Guillena, mucho más extendida. F_2 no tiene una distribución uniforme sino que aparece en bandas orientadas aproximadamente E-W.

Los pliegues F_3 tienen también planos axiales subverticales, pero sus ejes se orientan en dirección NW-SE por lo que, dada la disposición de S_0 y S_1

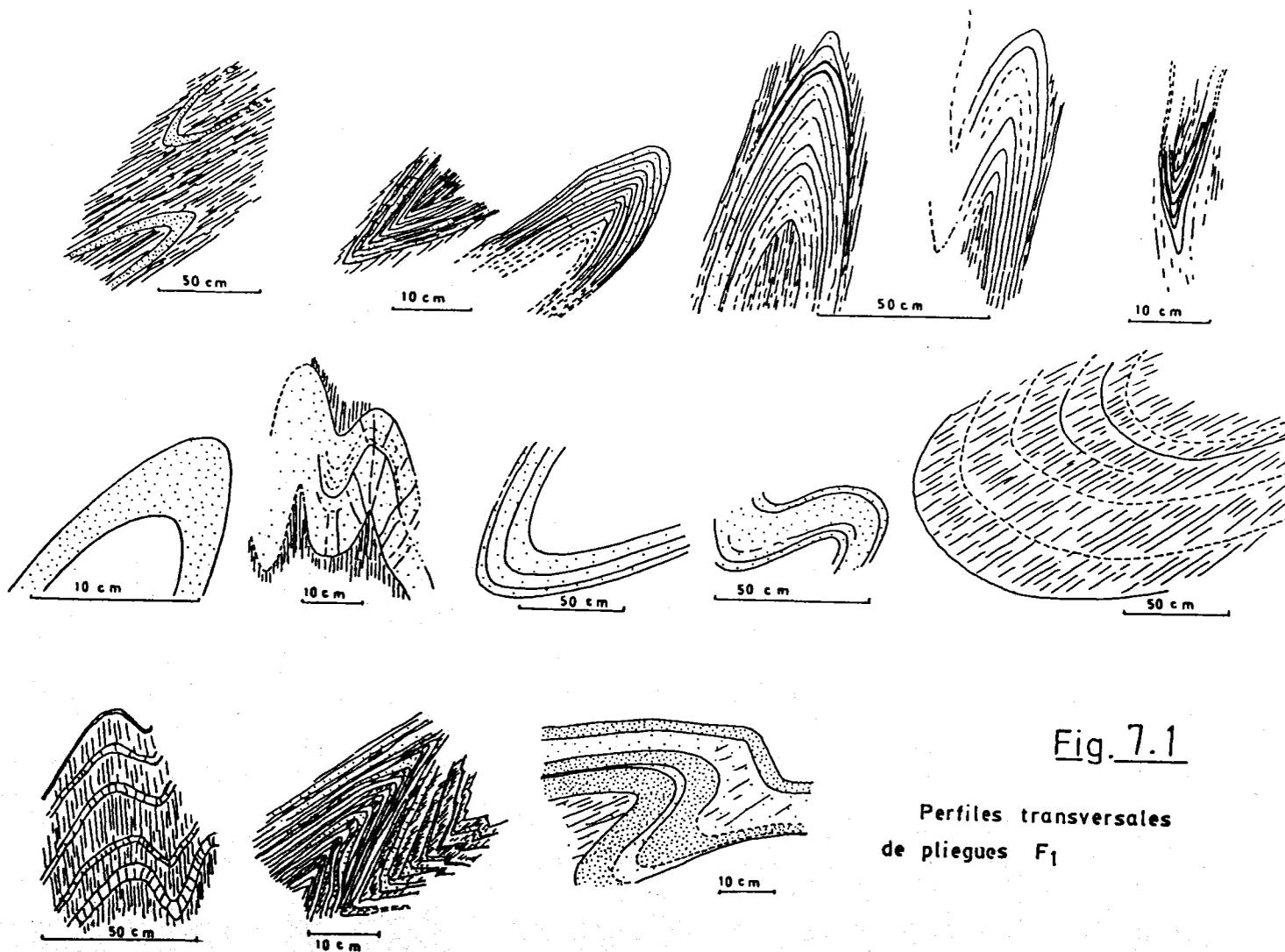


Fig. 7.1

Perfiles transversales
de pliegues F_1

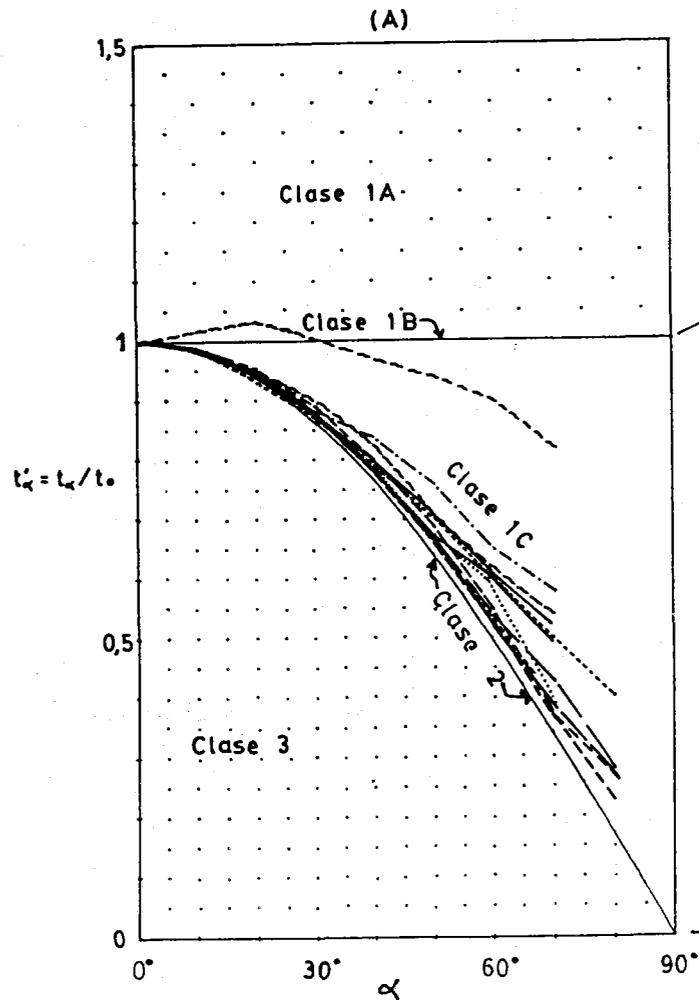
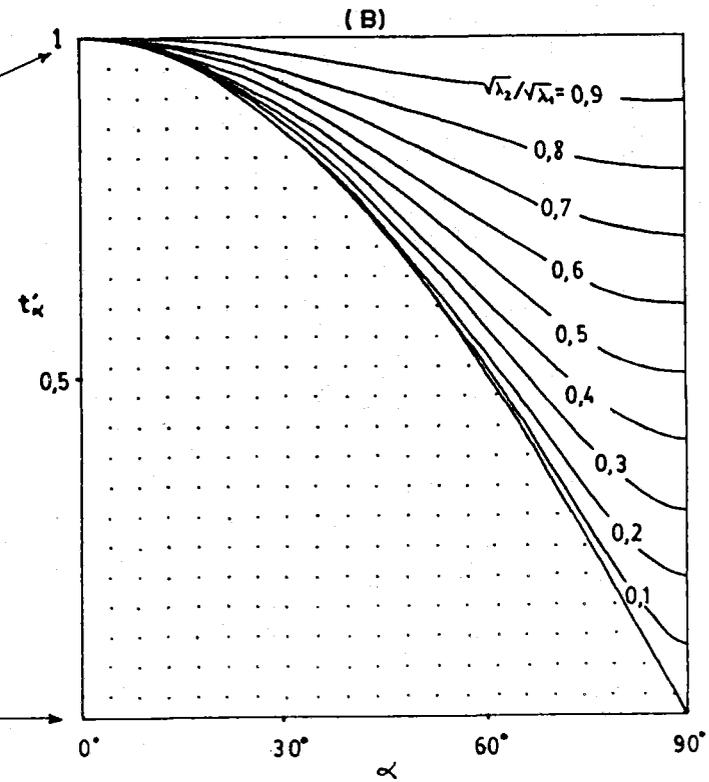


Fig. 7.2

(A) VALORES t_x DE DIVERSOS PLIEGUES DE PRIMERA FASE
 (B) " " DE PLIEGUES INICIALMENTE PARALELOS QUE HAN SUFRIDO APLASTAMIENTO (RAMSAY, 1967)



, buzan al NW. Son angulares, poco apretados, y existe a veces una esquistosidad S_3 espaciada y de fractura, poco penetrativa.

Puesto que ni F_2 ni F_3 producen flancos inversos, al disponerse subverticalmente sus planos axiales, todas las inversiones de la secuencia son atribuibles a F_1 . Una situación más compleja es la que se encuentra al sur de Almadén de la Plata: inmediatamente al sur de la falla que limita el afloramiento de la Formación Cuarcita de Calvario, se encuentran pliegues cuya asimetría es propia de flancos normales, aunque las estructuras sedimentarias indican inversión de la secuencia; los pliegues son relativamente apretados, sin esquistosidad y vergentes al sur, con estilo semejante al de los pliegues F_1 (aunque debe notarse la agudeza de sus charnelas), y sin embargo es evidente que existe una inversión previa a ellos. Esto podría tomarse como evidencia de una fase de plegamiento anterior a la aquí denominada F_1 , pero teniendo en cuenta lo excepcional de la observación y que jamás se han encontrado pliegues atribuibles a esta hipotética fase, ni existe una esquistosidad anterior que pudiera ligarse a ella, parece más coherente suponer que son pliegues F_2 cuyo estilo apretado se debería a movimientos tardíos (tardihercinianos) de la falla que existe unos metros al norte. En suma, éste parece el único sector en que F_2 es claramente vergente y desarrolla flancos invertidos, aunque sea muy localmente.

Otro aspecto interesante es que los pliegues F_1 no presentan buzamientos al sur, dada la vergencia marcada que poseen; en consecuencia, tales buzamientos se deben a la acción de las fases posteriores, principalmente F_2 . Hay que resaltar también que la asimetría de los pliegues F_2 y F_3 observados ha resultado ser constante y este hecho, unido a la excepcionalidad de los buzamientos al sur, indica que apenas existen grandes pliegues de F_2 o F_3 : en su inmensa mayoría son estructuras meso o microscópicas.

7.2 LA PRIMERA FASE DE DEFORMACION

7.2.1 LOS MESOPLIEGUES

La primera fase de plegamiento originó grandes pliegues, que frecuentemente aparecen acompañados de una importante cantidad de pequeños pliegues singenéticos, observables en el campo de forma directa. No obstante, la abundancia de pliegues menores parece variable según las áreas, llegando a ser muy

escasa en algunos sectores.

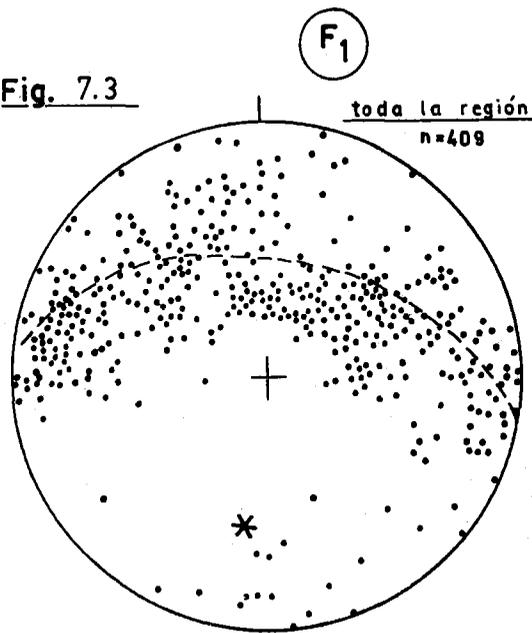
GEOMETRIA DE LA SECCION TRANSVERSAL AL EJE

En la figura 7.1 se han representado perfiles de pliegues F_1 a partir de fotografías. Como se observa, son bastante apretados, aunque su morfología está muy condicionada por la composición litológica y potencia de los estratos afectados: dejando a un lado aquellos pliegues que afectan a niveles cuarcíticos comparativamente potentes, los ángulos entre flancos suelen variar entre 20° y 40° , y en ningún caso se han observado pliegues isoclinales. El apretamiento no es constante en toda la región sino que hay zonas donde los pliegues F_1 se ven algo más abiertos. Comparados con los modelos de la clasificación de Hudleston (1973), el mayor número de casos corresponde a formas geométricas equiparables a las formas ideales 4C-D-E y 3D.

Se ha estudiado también la potencia ortogonal de las capas (Ramsay, 1967 p. 360), observándose (fig. 7.2) que los pliegues F_1 pertenecen a la clase 1C de la clasificación de Ramsay, a veces con morfología muy próxima a la clase 2. Los pliegues 1C suelen considerarse el resultado de un aplastamiento sobreimpuesto a pliegues inicialmente paralelos (1B), y supuesto este mecanismo de formación puede calcularse el valor del aplastamiento, siempre y cuando uno al menos de los ejes de la deformación haya estado contenido en el plano axial del pliegue (Mukhopadhyay, 1965, en Hudleston, 1973). Ramsay (1967, pp.411-415) ha estudiado el caso en que uno de los ejes de deformación coincide con el eje del pliegue, estableciendo una serie de curvas $t_\alpha - \alpha$ e específicas de un determinado aplastamiento; las curvas se han incluido en la figura 7.2 y a partir de ellas pueden deducirse valores dominantes de $\sqrt{\lambda_2/\lambda_1}$ entre 0,4 y 0,2, en las rocas cuyos pliegues se han analizado. Hudleston (1973) considera más probable que el proceso de "buckling" y del aplastamiento tengan lugar simultáneamente, y en tal caso las curvas $t_\alpha - \alpha$ de diferentes $\sqrt{\lambda_2/\lambda_1}$ son algo distintas (véase la fig. 23, p.41 de Hudleston). La principal fuente de error del método debe provenir de la frecuente falta de coincidencia entre el eje de los pliegues (cuya orientación es variable) y un eje principal del elipsoide de deformación, a pesar de lo cual el margen de valores deducido puede aceptarse como una estimación semicuantitativa que resulta congruente con estimaciones realizadas a partir de objetos deformados (véase más adelante).

Los pliegues F_1 son vergentes al sur y sólo en casos excepcionales

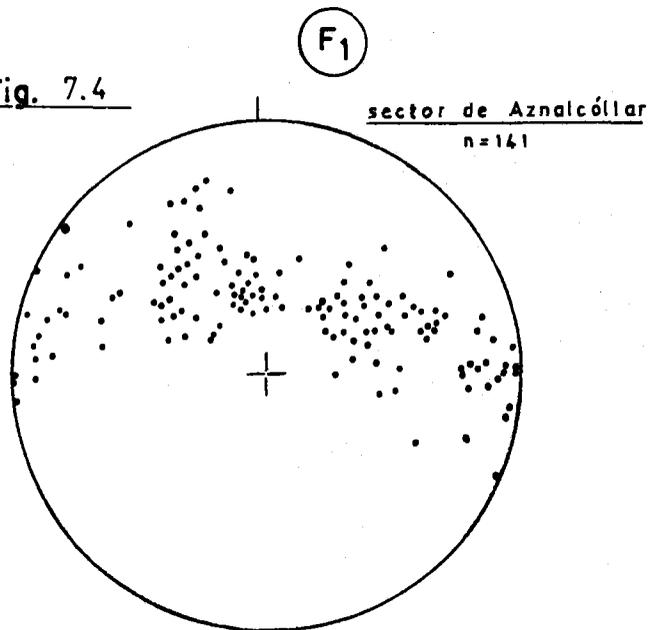
Fig. 7.3



• ejes de pliegues

* posición media de S₁

Fig. 7.4



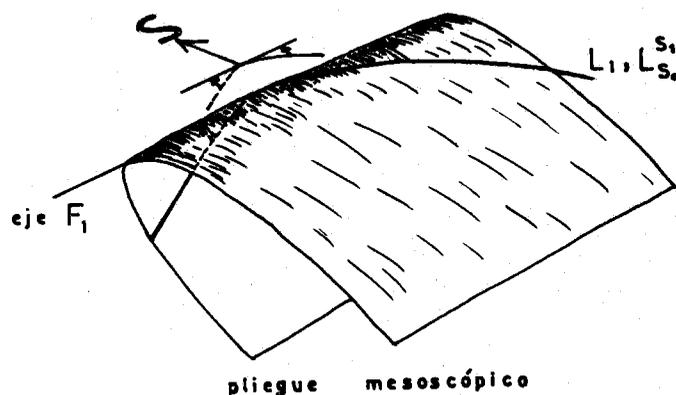
se presentan con plano axial vertical o subhorizontal. La asimetría dominante es la de pliegues Z, cuando se mira hacia el este.

VISION LONGITUDINAL

Una de las características de estos pliegues es su falta de cilindricidad. La orientación variable de los ejes queda reflejada en el diagrama de la figura 7.3, que reúne medidas efectuadas en toda la región investigada, pero también se puede encontrar una gran dispersión de ejes en áreas más reducidas, y a modo de ejemplo se presenta el diagrama de la figura 7,4 con datos sólo del sector de Aznalcóllar. De hecho, no es raro observar en un mismo afloramiento cierta variación en los ejes.

Otro aspecto interesante es la existencia de lineaciones ligeramente oblicuas a los ejes de los pliegues mesoscópicos, con apariencia de lineaciones previas plegadas. Las lineaciones son de dos tipos: a) micropliegues muy poco continuos, que se suelen ver morir lateralmente, y b) crenulación fina debida a la intersección entre la esquistosidad S_1 y la superficie de fisilidad original en las lutitas (S_0). Su disposición plegada indica que son anteriores al eje F_1 que las pliega, pero tanto el análisis estructural general, contrario a la existencia de una fase previa a la denominada F_1 , como la misma geometría de estas lineaciones (véase a continuación) indican que pertenecen a un episodio de plegamiento que puede imaginarse dentro de un proceso continuo. Además, la esquistosidad S_1 está asociada sin duda a los pliegues F_1 , aparentemente de plano axial

Fig. 7.5



en las secciones transversales aunque resulta oblicua longitudinalmente.

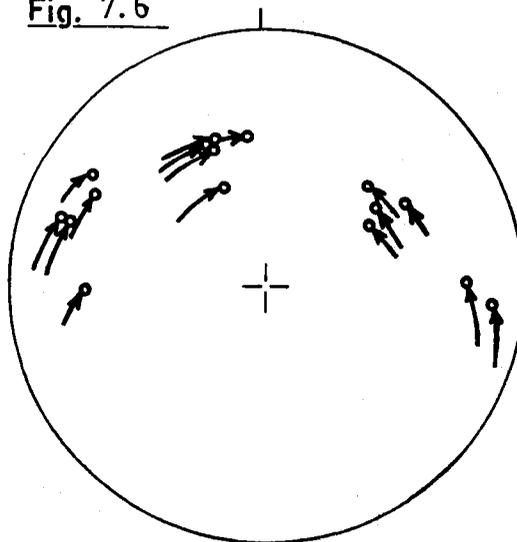
La traza de las lineaciones referidas no puede determinarse con una medición sencilla de dirección y buzamiento. Sin embargo, se puede establecer fácilmente su orientación global respecto del eje F_1 correspondiente. Para ello debe tenerse en cuenta que el ángulo medio (aproximado) formado por estas linearidades con el eje F_1 es de igual valor pero orientación distinta en uno y otro flanco de un mismo pliegue (fig. 7.5). De esta forma, se han realizado algunas medidas representadas en el diagrama de la figura 7.6: los círculos representan ejes de mesopliegues F_1 , y el origen de las flechas respectivas fija la posición aproximada, sobre el flanco normal, de las lineaciones asociadas, de manera que las flechas marcan el sentido para ir desde las lineaciones al eje del pliegue.

La proyección que resulta es simétrica respecto de una recta NNE-SSW: cuando los ejes F_1 buzanan con componente oeste, para ir desde las lineaciones hasta los ejes se ha de seguir el movimiento de las agujas del reloj; al contrario, cuando los ejes F_1 buzanan con componente este, desde las lineaciones hacia los

relaciones oblicuas entre $L_1, L_{S_1}^{S_0}$ y los ejes $F_1(\theta)$
(véase el texto)

L_1 y/o $L_{S_1}^{S_0}$ se sitúan hacia la cola de las flechas mientras que los ejes de los correspondientes pliegues están en la punta.

Fig. 7.6



pliegues se marcha en contra del movimiento de las agujas del reloj. Por lo tanto, la disposición de las lineaciones en el conjunto de un pliegue curvo es la esquematizada en la figura 7.7.

Es importante señalar que la lineación que consiste en micropliegues (L_1) forma siempre con el eje F_1 correspondiente "un" ángulo mayor que el que forma la lineación definida por la intersección entre S_1 y S_0 ($L_{S_1}^{S_0}$), según puede apreciarse cuando ambas aparecen juntas (fig. 7.8)

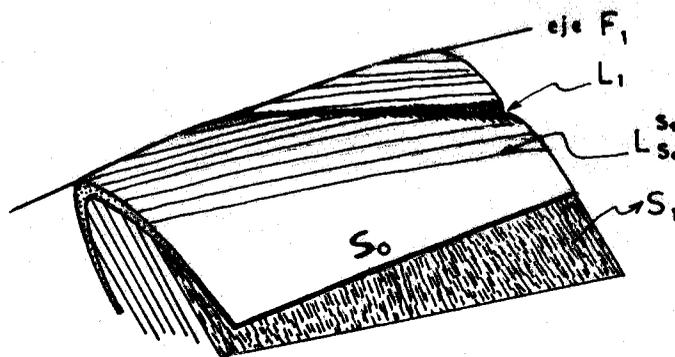
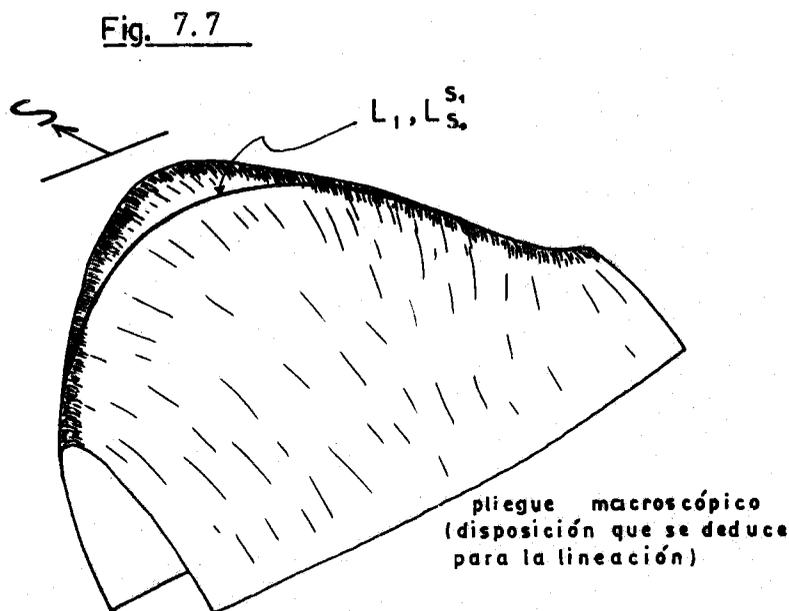


Fig. 7.8

7.2.2 LA ESQUISTOSIDAD

Asociada a los pliegues F_1 existe siempre una esquistosidad que, como se acaba de describir, parece de plano axial cuando se observan secciones transversales de los pliegues, pero en un examen de las charnelas se nota ligeramente oblicua al eje. Incluso limitándonos a las pizarras, la morfología de la esquistosidad no es constante: muchas veces le resulta aplicable el término de esquistosidad pizarrosa ("slaty cleavage"), teniendo en cuenta su aspecto a simple vista, si bien en un examen microscópico lo más frecuente es observar una fina crenulación que afecta a una estructura planar original (sedimentaria). No obstante, a veces ni siquiera con el microscopio óptico pueden distinguirse "microlitones"; y la esquistosidad es continua incluso a esta escala. Por el contrario, en otros lugares el espaciamiento entre dominios de esquistosidad (anchura de los microlitones) es detectable a simple vista y resulta adecuado el término de esquistosidad de crenulación. En casos menos frecuentes, S_1 es una esquistosidad de fractura.

La existencia de una superficie penetrativa definida por orientación de filosilicatos, que ha sido crenulada por otra superficie, se ha considerado tradicionalmente un criterio de dos fases de deformación, y sin embargo parece mucho más adecuado en el presente caso interpretar que la primera es una superficie sedimentaria, teniendo en cuenta: a) que si en algunos ejemplares es difícil distinguir por su aspecto la estructura planar crenulada de una esquistosidad verdadera, dada la buena orientación de los filosilicatos, en otras muestras esa misma superficie está mucho más pobremente definida y su aspecto difiere marcadamente del usual en una esquistosidad; b) jamás se ha encontrado meso o micropliegue alguno con el que se pueda asociar esa superficie plana primera, ni tampoco parece que pueda haber grandes pliegues. Acerca de esta cuestión, Hobbs et al. (1976, p. 153) han expresado claramente su opinión de que:

"..... failure by structural geologist to recognize the existence of this sedimentary fabric has led to the common, but erroneous, belief that all layer-silicate preferred-orientation fabrics in deformed rocks are of deformational origin. Furthermore, in areas where the earliest recognizable generation of folds have an axial plane crenulation cleavage the folds are commonly labelled as second generation and earlier folds are sought..... There is no foundation for this argument".

De hecho, en diversos trabajos se ha puesto de manifiesto que la primera esquistosidad de las rocas es de crenulación (e.g. Williams, 1972; Borradaile, 1972). Aún más, en estudios detallados con microscopio electrónico de transmisión de alto voltaje, se ha podido establecer que lo que suele denominarse esquistosidad pizarrosa (slaty cleavage) comprende una gradación completa de fábricas en que se observan microlitones incluso con un microscopio ordinario hasta otras en que, por disminución progresiva de éstos y aumento de los dominios de esquistosidad (cleavage domains), la esquistosidad es perfectamente continua a la escala del microscopio ordinario, aunque siempre se observan discontinuidades con medios más resolutivos como el microscopio electrónico (White y Knipe, 1978).

En suma, una crenulación de primera fase es no sólo posible sino que constituye generalmente un primer paso en la evolución de las fábricas de las rocas pizarrosas; si existe, y es frecuente, una buena orientación sedimentaria de los filosilicatos detríticos y diagenéticos, y si además la fábrica pizarrosa no está muy evolucionada, la esquistosidad tendría morfología de crenulación, generalmente una crenulación muy poco espaciada.

En las áreas en que las rocas han sufrido metamorfismo de contacto, la observación puede resultar aún más engañosa: mirando un pliegue mesoscópico de los que se atribuyen a F_1 , que esté definido por un estrato competente plegado, se aprecia una película de filosilicatos metamórficos que rodea la charnela del pliegue, y cuyo aspecto a simple vista es el de una auténtica esquistosidad metamórfica. Sin embargo, en estas áreas también se ha observado pliegue alguno anterior a los denominados F_1 , y este hecho, unido a la correlación con las áreas sin metamorfismo de contacto, lleva a concluir que tal superficie no es sino la estructura plana sedimentaria (S_0) realizada por el crecimiento mimético de filosilicatos metamórficos.

Cuando la disposición de los filosilicatos metamórficos no está condicionada por un nivel competente que perfile con nitidez la superficie S_0 , su orientación es bastante peor, y al menos a partir de la isograda de la biotita, el metamorfismo de contacto tiende a borrar más que a realizar toda superficie plana penetrativa preexistente (S_0 y S_1).

Hasta aquí se ha tratado de la esquistosidad que aparece en rocas lutíticas, todas finas y cineritas. En las areniscas, la esquistosidad es más espaciada y generalmente de fractura, con los planos anastomosándose unas veces y más bien paralelos otras; cuando existe granoselección, los planos de esquistosidad son curvos, con refracción en la base del estrato de arenisca y paso gradual a la lutita del techo. En las rocas volcánicas lávicas la

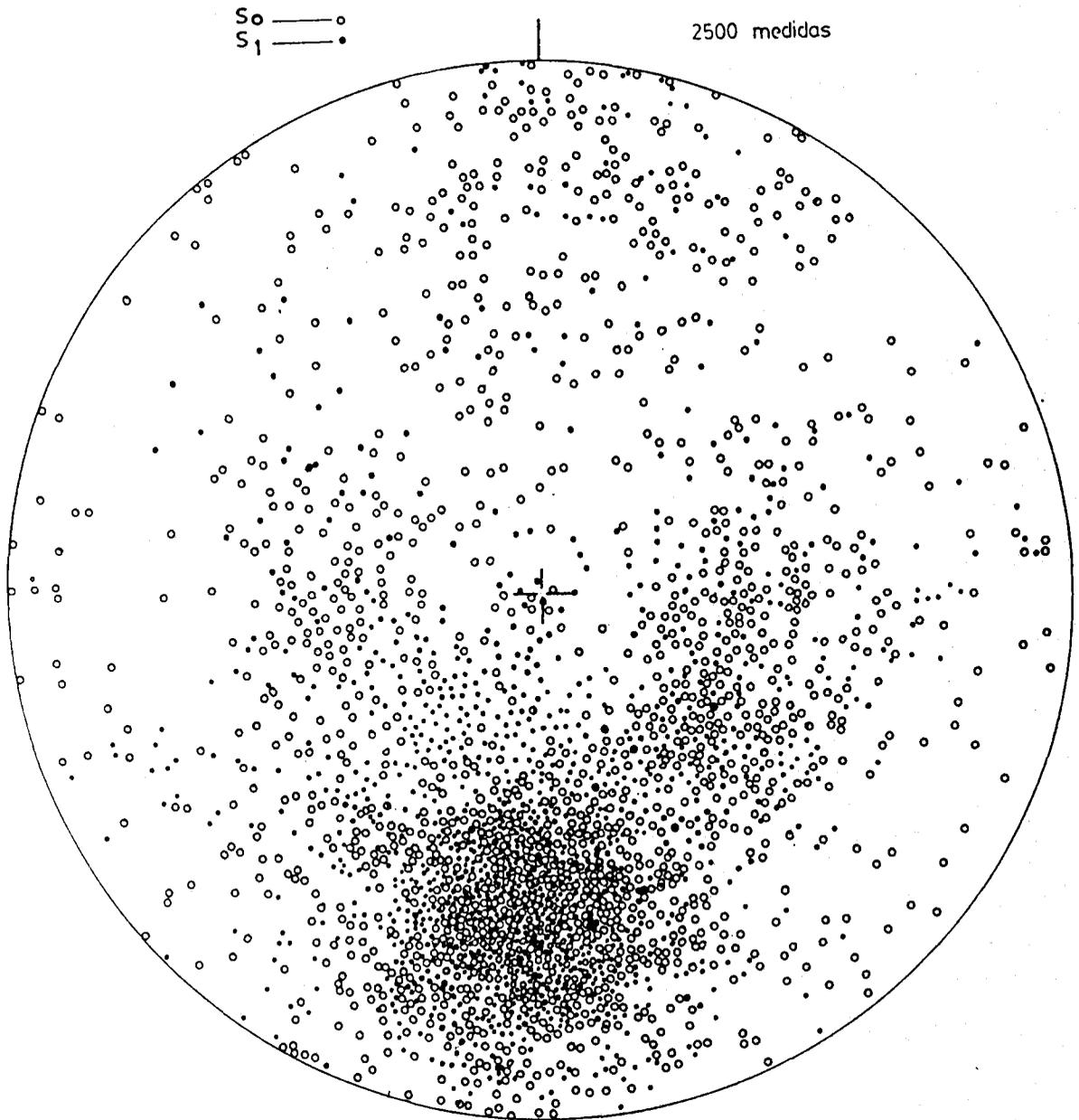
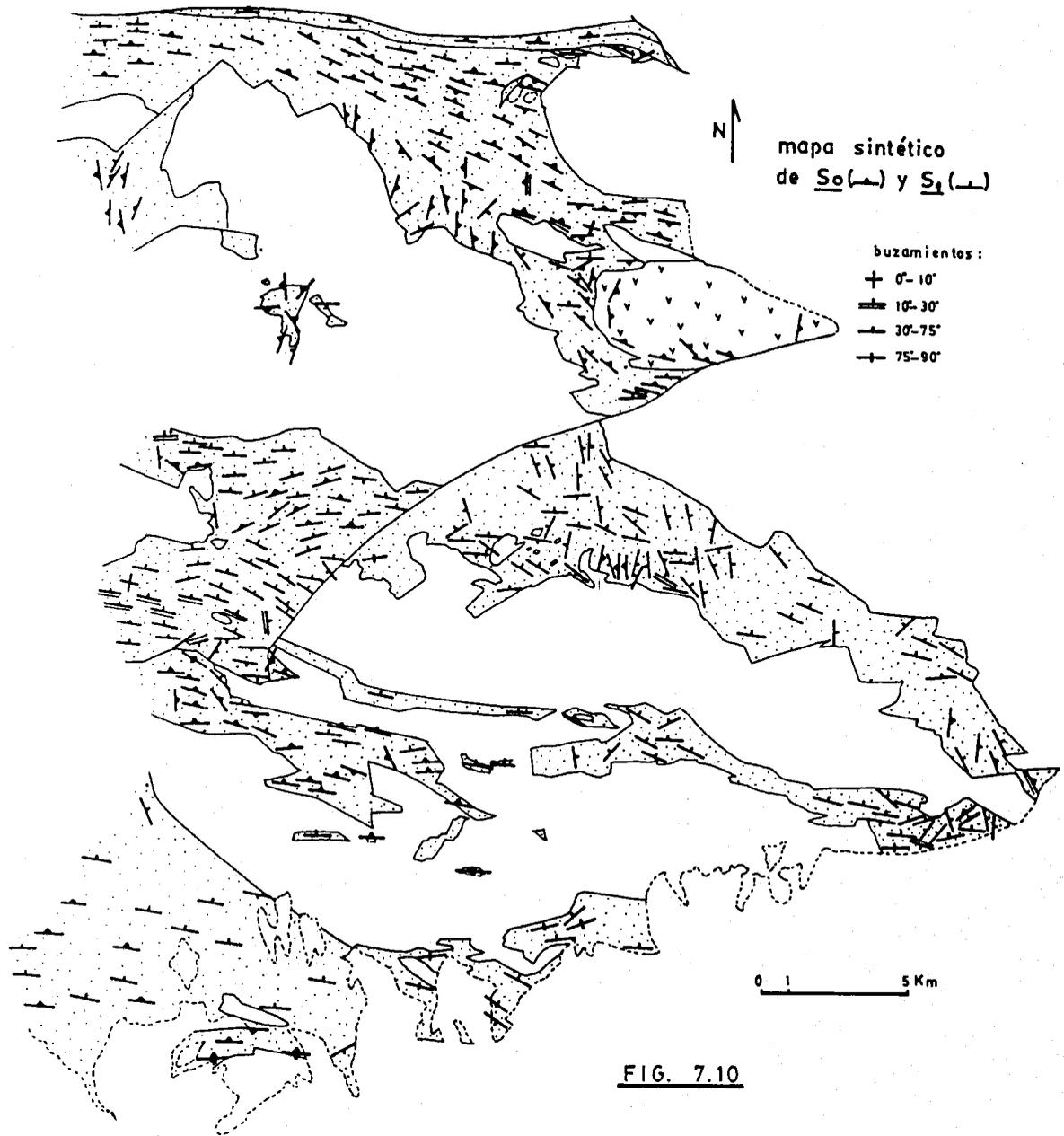


FIG. 7.9



esquistosidad existe o no en función de la potencia del cuerpo rocoso; cuando aparece, suele ser del tipo esquistosidad de fractura anastomosada.

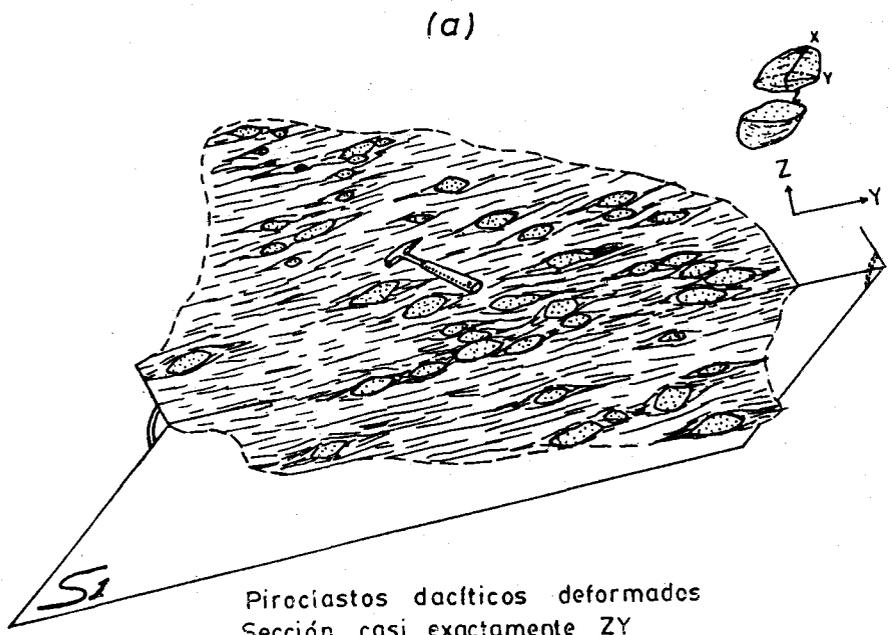
La esquistosidad S_1 , así como la estratificación, tiene una orientación relativamente poco variada en toda la región, como se aprecia en el diagrama de la figura 7.9, y en la figura 7.10. A pesar de una cierta dispersión, atribuible a la acción de los pliegues F_2 y F_3 , y a una cierta dislocación por las intrusiones plutónicas, queda definida una concentración máxima cuya orientación es N 80-110E de dirección, y 40°-70° de buzamiento al norte. Localmente, S_1 puede llegar a estar casi vertical, y en otras zonas aparece subhorizontal. Al sur de El Ronquillo, una vez abandonado el macizo gabrodiorítico, se llega a un conjunto metasedimentario, (F. El Ronquillo) que en ese área presenta buzamientos muy tendidos, con S_1 subhorizontal; unos 3km al sur se observa la recuperación de los buzamientos normales: como se muestra en el corte geológico correspondiente (corte F-E, fig. 7.19) la zona de esquistosidad subhorizontal parece corresponder a un pasillo en que se intensifica la deformación con un régimen - cizallante.

EL ELIPSOIDE DE DEFORMACION FINITA Y SU RELACION CON LA ESQUISTOSIDAD S_1

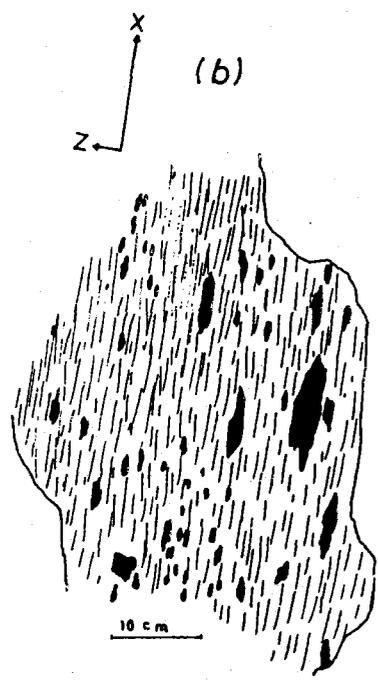
La gran mayoría de las rocas de la región afectadas por F_1 , carecen totalmente de objetos de forma original conocida que permitan calcular la deformación finita; sólo en el sector de Aznalcóllar, donde aparecen depósitos piroclásticos, los fragmentos volcánicos (piroclastos) muestran una morfología groseramente elipsoidal atribuible fundamentalmente a la deformación. Aunque no se ha realizado un estudio cuantitativo sistemático de la deformación finita, las observaciones efectuadas permiten establecer la orientación del elipsoide de deformación y evaluar aproximadamente las razones áxicas.

El eje Z del elipsoide de deformación ($Z < Y < X$) es siempre perpendicular a la esquistosidad S_1 , la cual contiene por tanto a los otros dos ejes. X sigue aproximadamente la línea de máxima pendiente de S_1 , e Y es prácticamente horizontal. Estas orientaciones se ilustran en la figura 7.11, donde se representan dos afloramientos dibujados a partir de sendas fotografías: en (a) se trata del aglomerado dacítico que aflora casi en el núcleo del sinclinal del río Agrio, tal como se ve en el fondo del cauce del río, y la sección de los piroclastos es casi exactamente YZ; en (b) una toba de lapilli riolítica está cortada de forma que muestra secciones ZX de los piroclastos. Tal tipo de observaciones, en éstos y otros afloramientos, lleva a estimar para

Fig. 7.11



Piroclastos dacíticos deformados
Sección casi exactamente ZY



Piroclastos riolíticos deformados
Sección ZX

las relaciones áxicas los valores $1,5-1,6 / 1 / 0,3-0,4$.

Esporádicamente, en rocas no necesariamente piroclásticas se pueden obtener también estimaciones, aunque menos precisas, de la deformación. Por ejemplo, en pizarras y tobas finas hay a veces escasos agregados cloríticos microscópicos alargados en el plano de esquistosidad, y la razón entre sus longitudes máxima y mínima resulta ser muy variable, incluso en una misma muestra, con valores comprendidos entre $4 / 1$ y $9 / 1$. Es casi seguro que ello se debe a que la forma original de los agregados no era equidimensional sino alargada pues, al menos en algunos casos, derivan de antiguos cristales de biotita: por ello, las razones más altas deben considerarse cocientes netamente superiores al cociente real X / Z . En venas de cuarzo deformadas por F_1 , se pueden distinguir algunos granos de forma elíptica y no suturados con los adyacentes, siendo su relación de longitudes aproximadamente $4 / 1$ en sección XZ.

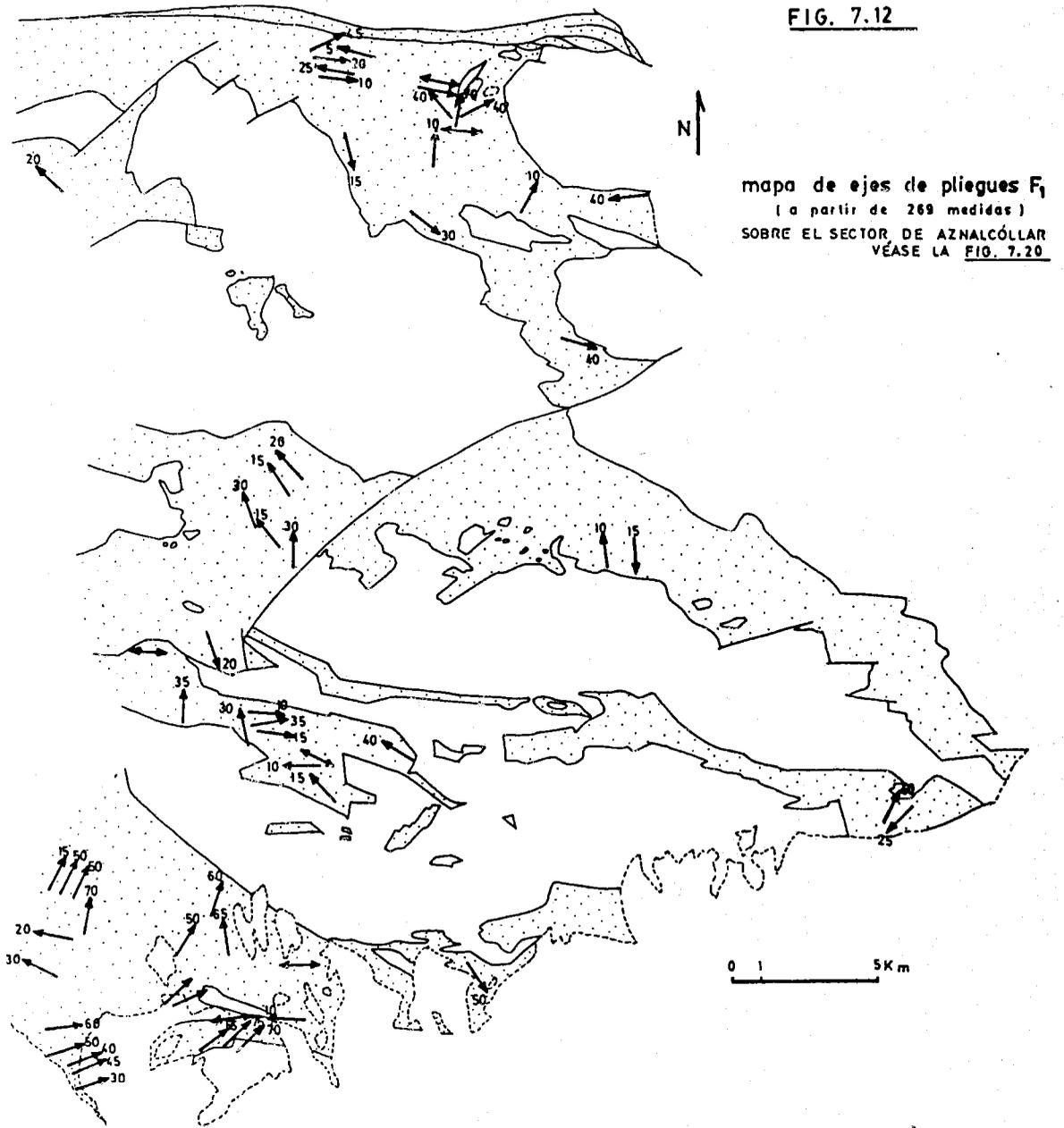
En suma, de todas estas observaciones parece que puede establecerse con carácter general y bastante aproximado la razón áxica ya señalada antes: $1,5-1,6 / 1 / 0,3-0,4$. Un estudio más sistemático es posible en el sector de Aznalcóllar, aunque no creo que introdujese cambios sustanciales. En las extensas áreas de pizarral, la falta de material adecuado excluye la posibilidad de determinaciones sistemáticas de la deformación finita, salvo quizá mediante un penoso estudio de los granos de cuarzo.

El estudio morfológico de los pliegues F_1 sugirió que la razón áxica de la elipse de aplastamiento que debieron sufrir tiene valores comprendidos fundamentalmente entre $2 / 1$ y $5 / 1$, inferiores o iguales a los de X / Z del elipsoide de deformación general antes estimado; los valores son tanto más bajos cuanto más competente es la capa plegada cuya geometría ha sido estudiada, es decir cuanto mayor importancia ha tenido el proceso de "buckling" y menos el de aplastamiento.

7.2.3 LINEACIONES

A partir de la descripción precedente sobre forma y orientación de los piroclastos, es evidente que en los depósitos piroclásticos groseros existe una burda lineación sobre S_1 , definida por el eje mayor de los fragmentos volcánicos e interpretable como una lineación de estiramiento que marca la posición del eje X del elipsoide de deformación. Como esta estructura linear

FIG. 7.12



sigue muy de cerca la línea de máxima pendiente de S_1 , su dirección media en la región resulta ser NNE. En las pizarras no se observa una lineación semejante, porque la debilísima recristalización fué incapaz de desarrollar lineación mineral, además de que la razón XY es muy baja (1,5-1,6 / 1).

Otra estructura linear ligada a F_1 es la debida a la intersección de S_1 con S_0 ($L_{S_1}^{S_0}$). Generalmente se trata de una fina crenulación sobre S_0 , pero otras veces es una línea de partición. En un apartado anterior se ha descrito ya la relación oblicua de $L_{S_1}^{S_0}$ con los ejes de los pliegues F_1 . Estos últimos son, con frecuencia, muy abundantes a las escalas mesoscópica y microscópica, y sus ejes pueden incluirse como una estructura linear más.

Los ejes de los pliegues menores F_1 tienen una orientación cambiante (fig. 7.3). En el mapa de la figura 7.12 se presenta la variabilidad espacial de los ejes; existen en el mapa importantes lagunas con pocas o ninguna medida, lo cual se debe principalmente a la poca calidad de afloramiento y/o la escasez de mesopliegues F_1 en esas áreas (que contrasta con su abundancia en otras). Interesa resaltar cómo es posible en algunos sectores delimitar pequeñas áreas en que los ejes presentan orientaciones comparativamente poco variables, es decir, pequeños dominios aproximadamente cilíndricos.

7.2.4 ALGUNOS ASPECTOS DEL DESARROLLO DE LOS PLIEGUES F_1

7.2.4.1 LA CURVATURA DE LOS EJES DE LOS PLIEGUES

Una característica de los pliegues F_1 es, según se ha visto, su variabilidad axial. Se han propuesto diversos mecanismos para explicar este tipo de dispersión de los ejes.

1.- Una deformación homogénea de elipsoide constrictivo ($K > 1$; Flinn, 1962) puede servir al efecto: puesto que los ejes de los pliegues suelen nacer con orientaciones cercanas al eje Y del elipsoide de deformación, en la mayor parte de su historia o en toda ella sufrirían acortamiento y, por tanto, resultarían curvos, aunque contenidos en el plano XY. La razón áxica Y/Z ha de ser en todo caso suficientemente alta como para prevenir el desarrollo de "cajas de huevos".

Aunque la gran mayoría de los elipsoides deducidos a partir de objetos deformados en las pizarras, se proyectan dentro del campo de aplastamiento ($K < 1$) de un diagrama de Flinn (Ramsay y Wood, 1973; Borradaile y Johnson, 1973), Ramsay y Wood han demostrado que la pérdida de volumen, generalmente desconocida y no tenida en cuenta, produce un desplazamiento hacia valores

$K < 1$, al punto de que, suponiendo una disminución de volumen razonable, un cierto número de elipsoides con apariencia de aplastamiento resultaría ser de tipo moderadamente constrictivo.

Algunos autores han presentado argumentos en favor de esta explicación. Ramsay y Sturt (1973), por ejemplo, han descrito, asociada a pliegues marcadamente no cilíndricos, una lineación de estiramiento cuyas características especiales inducen a considerarla ligada a un elipsoide constrictivo. Borradaile (1972) no establece qué tipo de elipsoide existe en la región cuyos pliegues curvos estudia, pero cita la existencia de cantos de un conglomerado próximo que reflejan un elipsoide constrictivo

2.- La formación de culminaciones y de presiones en la charnela puede estar causada también por un acortamiento diferencial en distintos sectores del pliegue (Ramsay, 1967, p.436). Wood (1974) ha demostrado que estas heterogeneidades son un hecho real: gracias a un estudio sistemático de las manchas de reducción en pizarras cámbricas de Gales del Norte, ha establecido que existen notables variaciones en el acortamiento, medido perpendicularmente a la esquistosidad (valores cambiantes del cociente X/Z), y que, donde el acortamiento es mayor, se producen culminaciones de pliegues, y donde es menor depresiones.

3.- El ángulo θ' que una línea forma con el eje X de la elipse de deformación, se relaciona con el ángulo θ que esas mismas líneas formaban en el estado no deformado, mediante la ecuación

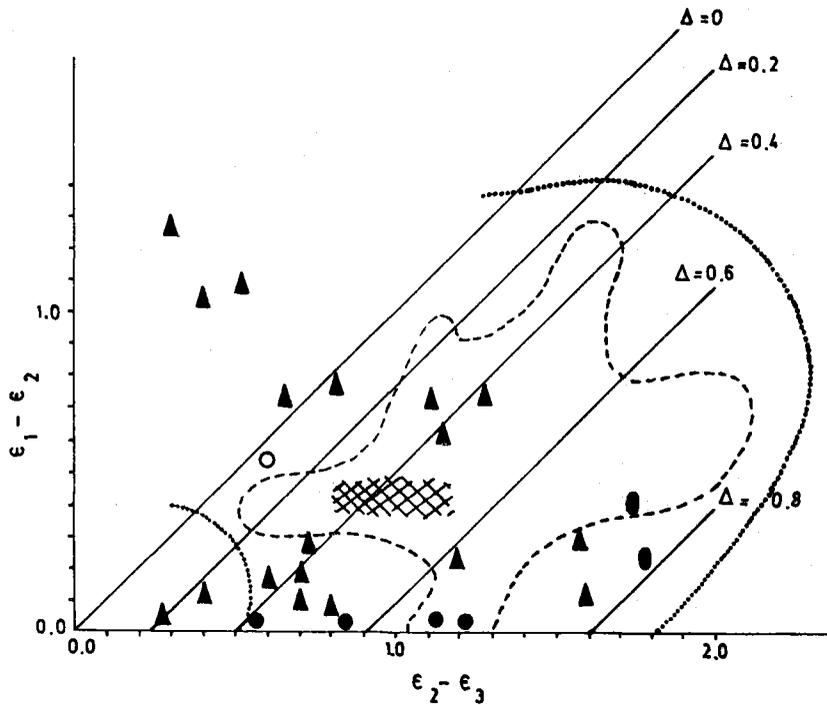
$$\text{tg } \theta = X / Y \text{ tg } \theta' \quad (\text{Ramsay, 1967, p.67})$$

Sanderson (1973) ha desarrollado cuantitativamente esta idea, aplicándola al tema que tratamos. Si se parte de una población de pliegues con ejes sólo ligeramente fluctuantes, puesto que son líneas contenidas en el plano XY del elipsoide de deformación se moverán dentro de este plano según la ecuación anterior: el resultado es función del grado de fluctuación original y de la razón X/Y . Considerando una fluctuación inicial de 20° , Sanderson ha calculado las dispersiones teóricas correspondientes a X/Y entre 1 y 6 (véase la fig. 7.15c)

4.- En las zonas de cizalla dúctil, donde se produce una fuerte deformación no coaxial, los pliegues de ejes curvos son una importante característica, no siendo raras formas extremas de vaina (sheath folds). En tales zonas, la deformación es, en lo esencial, una cizalla simple, y es fácil demostrar geométrica y experimentalmente cómo este régimen forma ejes curvos a partir de ligeras irregularidades iniciales (e.g. Cobbold y Quinquis, 1980).

Analicemos la posible aplicabilidad de estos mecanismos a la región estudiada.

Fig. 7.13

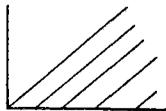


Campo de deformación de las pizarras

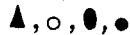
$$\Delta = \frac{V - V_0}{V_0} \quad (\text{dilatación})$$

$$\epsilon = \ln(1 + e)$$

RAMSAY Y WOOD (1973)



Posición de la deformación plana, en función de los cambios volumétricos



Otras determinaciones de la deformación
(Borradaile y Johnson, 1973; Borradaile, 1973, 74, 77)



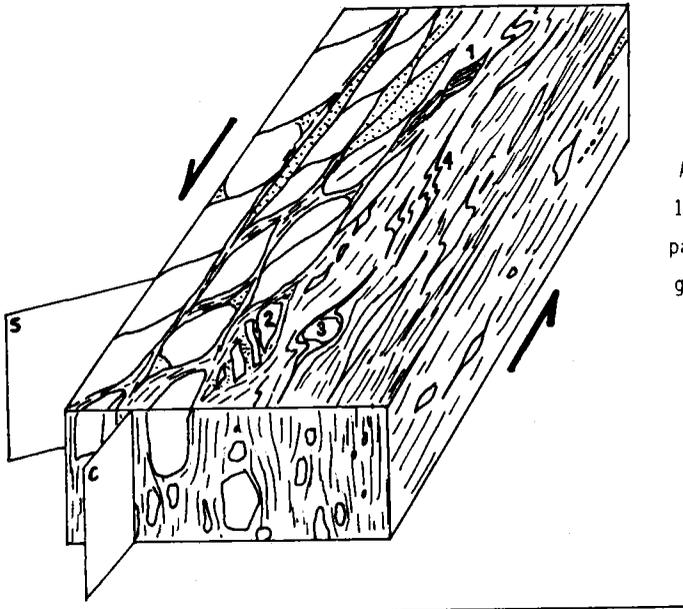
La deformación de la región estudiada: 1,5-1,6 / 1 / 0,3-0,4

a) El conocimiento bastante aproximado que de la proporción axial del elipsoide de deformación se ha podido obtener ($1,5-1,6 / 1 / 0,3-0,4$) permite rechazar el modelo de deformación constrictiva. En el diagrama de Flinn, modificado por Ramsay (1967), se ha proyectado la deformación de la región estudiada (fig. 7.13); se incluyen también las rectas que representan la deformación plana ($K = 1$), en el caso de diversas pérdidas de volumen, de acuerdo con los cálculos de Ramsay y Wood (1973). Para que la deformación de esta región fuese plana tendría que haber habido una pérdida de volumen estimada entre un 30 y un 50%; cifras aún mayores serían necesarias para que se tratase de una deformación constrictiva. Estos valores parecen demasiado elevados, sobre todo si se tiene en cuenta que la proporción axial establecida para la región se ha basado en la observación de piroclastos deformados, y éstos han sufrido sin duda menor reducción volumétrica que su matriz.

b) Tampoco parece correcto suponer que la deformación haya sido fundamentalmente de cizalla (no coaxial). Un régimen de deformación no coaxial produce en la fábrica de las rocas efectos distintos a los aquí observados; en particular, se ha podido establecer, tras el estudio de un elevado número de láminas de roca, que las sombras de presión son sistemáticamente simétricas, frente a la asimetría más o menos acentuada que aparece en las rocas de zonas de cizalla (fig. 7.14); nótese también el microplegamiento de algunos cristales detríticos de biotita. Estas observaciones reflejan el tipo de deformación general, pero no excluyen que en alguna banda muy concreta haya habido deformación marcadamente cizallante, como se ha señalado para un pequeño sector al sur de El Ronquillo.

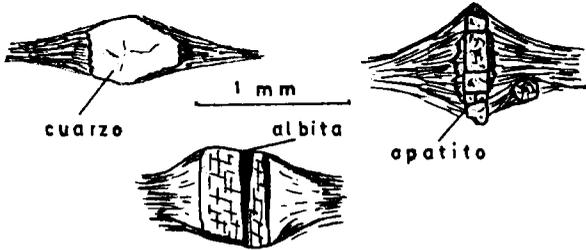
c) La rotación pasiva, hacia el eje X, de pliegues iniciados alrededor de Y no está ligada exclusivamente a un cizallamiento simple sino que se debe al estiramiento diferencial, en el plano X Y, según X (esto es, depende de la razón X/Y). El hecho de que este mecanismo se haya aplicado fundamentalmente a zonas de cizalla (Johnson, 1967; Briant y Reed, 1969; Escher y Watterson, 1974; Williams, 1977; etc.) no refleja otra cosa que las altísimas razones X/Y que en tales zonas pueden alcanzarse. Sin embargo, el mecanismo señalado puede aplicarse perfectamente a regiones con deformación no rotacional, en las que X/Y suele tener valores moderados. De acuerdo con el estudio teórico de Sanderson (1973), cuando $1 < X / Y < 3$ tiene lugar una amplia dispersión de los ejes de los pliegues, de forma que con $X / Y = 2$ se ha borrado el máximo de concentración que originalmente existía alrededor de Y (fig. 7.15c); a partir de $X / Y = 3$ empieza a aparecer una nueva concentración, cada vez más marcada y cercana a X, a medida que aumenta X/Y.

Fig. 7.14



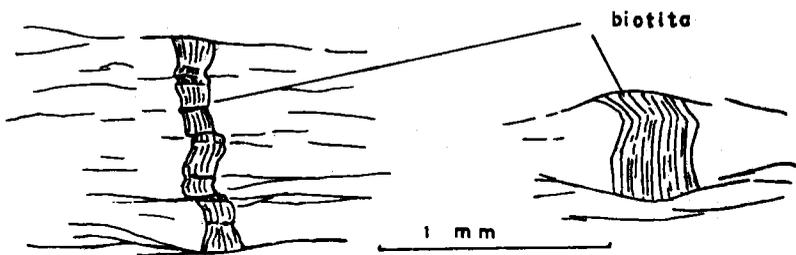
Algunos criterios de deformación no coaxial:
 1=micas asimétricas;2=truncamiento de feldes-
 pato;3=sombras de presión asimétricas;4=plie-
 gues de arrastre.

(según Burg et al.,1981)



Observaciones en las rocas estudiadas

Sistemáticamente,sombras de presión simétricas



Plegamiento de cristales detríticos
 de biotita

En la misma figura, se presenta en forma de histograma la orientación de los ejes en el conjunto de la región. El número de datos manejados (unos 400) permite suponer que la distribución resultante refleja, al menos en líneas generales, la distribución verdadera; el diagrama b se ha construido sólo con datos del sector de Aznalcóllar. Es evidente la gran dispersión de ejes que existe, y el mínimo de orientaciones hacia el NNE: este mínimo permite situar el eje X, y es de resaltar que coincide con la determinación realizada a partir de la observación de piroclastos deformados.

El tipo de dispersión obtenido puede compararse con las distribuciones teóricas establecidas por Sanderson (1973). No obstante, no cabe apurar mucho la comparación, ya que la forma del histograma de la figura 7.15a está influida por diversos factores indeseables tales como deficiencias del muestreo, errores de medida y, muy especialmente, variabilidad en la orientación de la esquistosidad (plano XY), así como variaciones del cociente X/Y. La comparación con el gráfico 7.15c sugiere que el cociente medio X/Y no habría sido mayor de 2, ya que faltan concentraciones cerca de X. Este resultado es consistente con la anterior deducción, a partir de piroclastos deformados, de $X/Y = 1,5 - 1,6$, si bien estos últimos valores son quizás algo bajos cuando se trata de la deformación en rocas pizarrosas, para las que valores muy cercanos a 2 parecen más adecuados.

d) Un aplastamiento heterogéneo a lo largo de los pliegues podría también explicar la curvatura de las charnelas. Es muy probable que este mecanismo haya tenido alguna incidencia en la región, pero sólo mediante un detallado estudio de la deformación en puntos distintos, comparando la razón X/Y en lugares de culminación de charnelas con la que existen donde hay depresión, podría establecerse su verdadera importancia. Dada la reducida aparición de rocas con objetos marcadores de la deformación, nada concreto puede decirse.

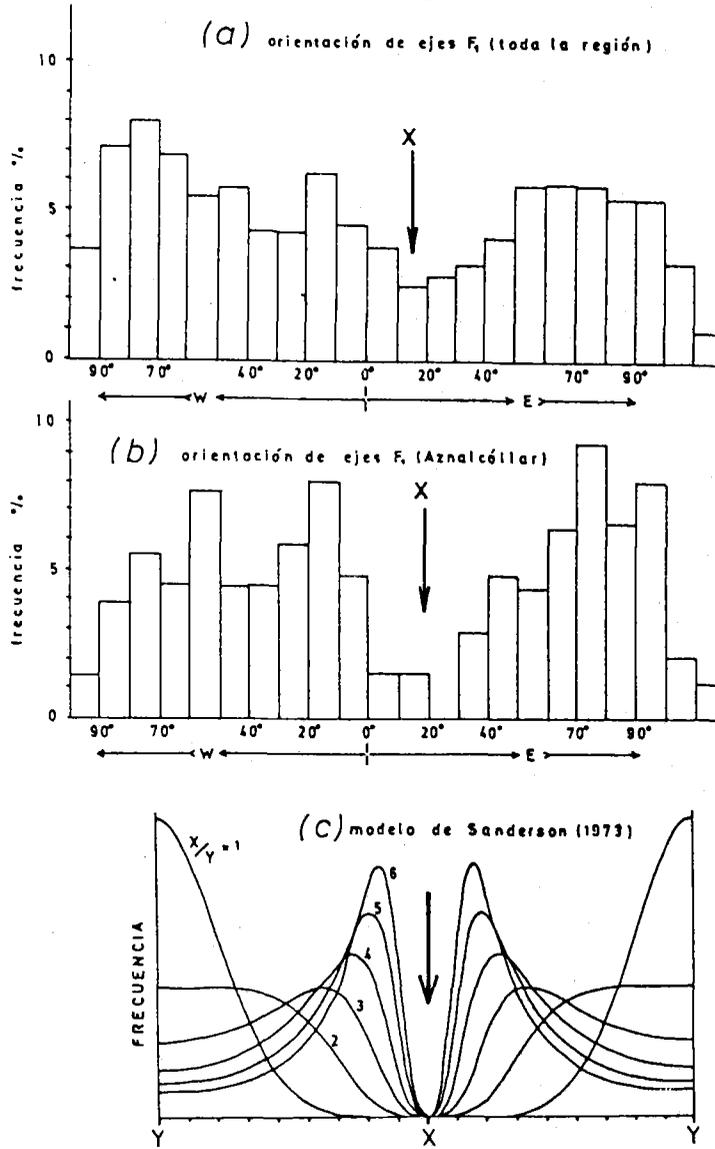
7.2.4.2 EL PLEGAMIENTO DE LINEACIONES L_1 Y $L_{S1}^{S_0}$

En un apartado anterior, se ha explicado la naturaleza de las lineaciones L_1 y $L_{S1}^{S_0}$, y sus relaciones geométricas con las charnelas de pliegues F_1 (figs. 7.6, 7.7, 7.8); veamos ahora cómo ha podido formarse esta oblicuidad entre elementos geométricos de una misma fase de plegamiento.

La oblicuidad entre la esquistosidad y el plano axial de un mismo pliegue es quizás un fenómeno común, aunque escasamente referido a causa del pequeño ángulo que ambas superficies suelen formar¹. La oblicuidad pue-

¹ No se consideran relaciones oblicuas (aunque geoméricamente lo son) las de los abanicos convergentes o divergentes de la esquistosidad. En un uso corriente, este tipo de esquistosidad se incluye dentro del grupo "esquistosidad de plano axial".

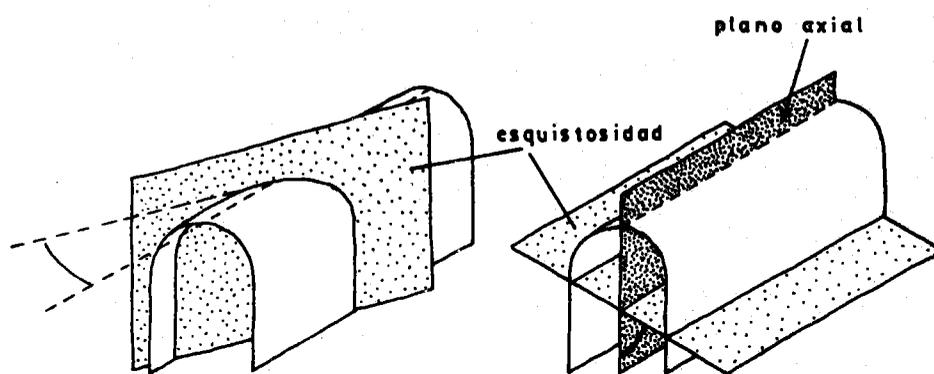
FIG. 7.15



Gráficas semiestadísticas de la variedad de orientaciones de los ejes F_1 , y comparación con el modelo teórico de Sanderson (1973).

de describirse referida a dos tipos extremos, que se ilustran en la figura 7.16: en el primer caso, el plano de esquistosidad atraviesa la charnela del pliegue, aunque sería vertical si el plano axial también lo fuese; en el segundo caso, la intersección $L_{S_1}^{S_0}$ es paralela al eje del pliegue, pero la esquistosidad corta a los dos flancos (Borradaile, 1978). Pocos investigadores han estudiado este fenómeno (Powell, 1974; Borradaile, 1978-1981).

Fig. 7.16



tomado de Borradaile 1978, p.482, fig. 1

La idea de Powell es que existe un intervalo de tiempo entre el inicio de un pliegue y la aparición de la esquistosidad a él ligada; este retraso de la esquistosidad puede conducir, en una deformación no estrictamente coaxial, a que el elipsoide de deformación incremental con el que nace la esquistosidad tenga, en un momento determinado, una posición algo distinta a la del elipsoide de deformación finita, siendo este último el que controla el desarrollo del pliegue. Borradaile (1978, 1981) ha ofrecido una explicación para ese

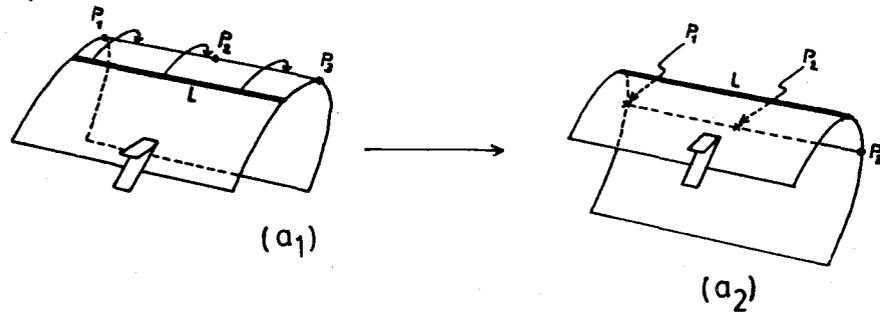
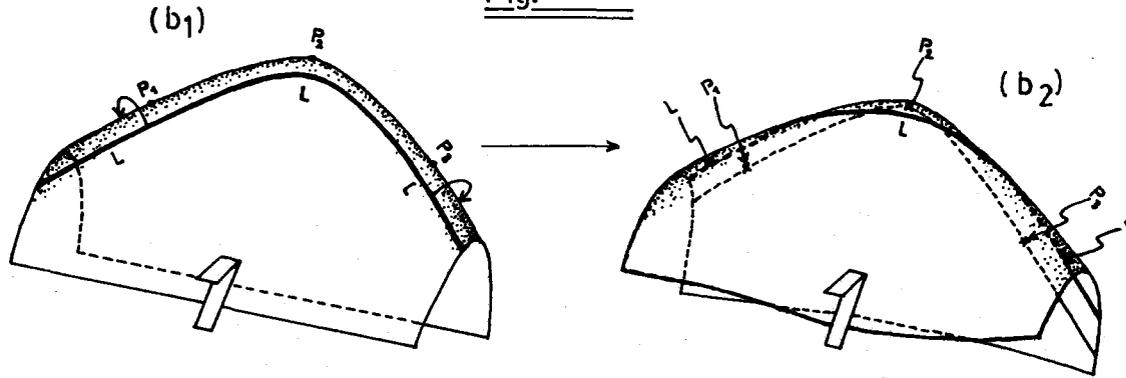


Fig. 7.17



UN MODELO QUE PODRIA EXPLICAR LA DISPOSICION DE LAS LINEACIONES QUE HA SIDO OBSERVADA EN LA REGION.

retraso de la esquistosidad.

Otro posible mecanismo ha sido presentado por Borradaile (1978). Los ejes de los pliegues que se inician en una determinada capa están a 90° del eje de máximo acortamiento (Z) y coinciden con la dirección de máxima extensión en la superficie envolvente de la capa. El punto importante es que esa dirección de extensión en la capa no es, en general, paralela al plano XY del elipsoide de deformación. La oblicuidad entre la esquistosidad (XY) y el eje del pliegue depende de la orientación de la capa respecto del elipsoide de deformación, así como de las razones áxicas del elipsoide.

Los mecanismos señalados son interesantes para explicar relaciones oblicuas de sentido constante pero, en la región que aquí se estudia, a uno y otro lado de la culminación o la depresión de una charnela curva el sentido de la oblicuidad es contrario (fig. 7.7), reflejando una simetría respecto del eje X difícilmente comprensible con las explicaciones precedentes. Por el contrario, los dos mecanismos que a continuación se sugieren podrían explicar la disposición encontrada, aunque desde otros puntos de vista no son muy satisfactorios.

1.- Si se tiene una capa competente plegada con eje recto, y se la somete a una cizalla aproximadamente paralela a los flancos y perpendicular al eje (fig. 7.17a), el resultado puede ser una migración de la charnela inicial hacia uno de los flancos, en congruencia con el sentido de la cizalla. Una lineación paralela al eje del pliegue y desarrollada en un flanco podría llegar a ocupar la posición de charnela y pasar después al flanco opuesto, siguiendo siempre una traslación paralela a sí misma. Si la misma capa tiene forma de pliegue con eje curvo, ante un cizallamiento semejante presenta una resistencia mucho mayor, ya que el eje virtual de rodamiento no coincide con el eje (de orientación variable) del pliegue. En tal situación, el sistema debe quedar esencialmente bloqueado, pero es posible un ligero movimiento que, a diferencia del anterior caso, originaría traslaciones distintas en diferentes puntos del pliegue (fig. 7.17.b): una lineación paralela a la charnela y muy próxima a ella apenas se movería en la zona de culminación del pliegue, pero en los flancos podría llegar a sobrepasar la posición de charnela alcanzando el flanco opuesto. La disposición resultante sería semejante a la hallada en los pliegues de la región.

2.- Otro mecanismo podría ser una ligera variación en la orientación del eje X. Si en una historia de deformación progresiva, en pliegues que sufren aplastamiento y estiramiento según X, la orientación del eje X varía hacia una disposición más tumbada, una lineación originalmente pa-

ralela al eje del pliegue quedaría retrasada en la zona de charnela

7.2.5 LAS ESTRUCTURAS MACROSCOPICAS (CARTOGRAFICAS)

La monotonía litológica de los materiales afectados por los plegamientos implica que el control geométrico de las estructuras de escala cartográfica es bastante laxo. Las diferentes formaciones diferenciadas son, a excepción del conjunto volcánico, exclusivamente pizarro-areniscosas, y carecen de niveles guía capaces de dibujar en la cartografía el diseño de los pliegues. Las unidades litoestratigráficas distinguidas aparecen en bandas E-W o ESE-WNW, y ello permite establecer la existencia de grandes estructuras anticlinoriales y sinclinoriales, que de norte a sur son(fig. 7.18):

Sinclinorio del Arroyo Quejigo.- Queda perfectamente definido gracias a la estrecha franja de materiales que constituyen la formación de igual nombre, y que se sitúan en el núcleo de la estructura.

Anticlinorio de El Berrocal.

Sinclinorio de El Pimpollar.- Definido por el afloramiento volcánico de El Pimpollar, que forma el núcleo del sinclinorio. En el sector del Pimpollar, el eje se hunde ligeramente hacia el este.

Anticlinorio de El Ronquillo.- Es una vasta estructura que pone al descubierto los materiales más bajos del conjunto infravolcánico: la Formación El Ronquillo. La mayor parte de la unidad plutónica básica aparece recluida en el interior de este anticlinorio.

Sinclinorio de la Media Fanega.- En su interior afloran materiales de la formación de igual nombre y granitoides intruidos tardíamente.

Anticlinorio de El Garrobo.- De nuevo, aparecen rocas plutónicas básicas y materiales de la Formación El Ronquillo.

Sinclinorio del Guadiamar .

Anticlinorio de Gerena.

Sinclinorio de Aznalcóllar.- Gracias a esta estructura aflora el C. V.S. de Aznalcóllar, cuya estructuración interna se expone más adelante.

Es importante insistir en el carácter anticlinorial y sinclinorial de las estructuras distinguidas. El estilo general en las formaciones pizarro-areniscosas no es el de pliegues bien individualizados, sino que existe multitud de pliegues de diversos órdenes, desde cartográficos a meso y micropliegues; parece, por el contrario, que la existencia de mayores contrastes litológicos y de potentes paquetes de mayor competencia en las zonas con C.V.S.,

Esquema estructural del extremo oriental de la Zona Sudportuguesa

Sinclinorio del Arroyo Quejigo

Anticlinorio de El Berrocal

Sinclinorio de El Pimpollar

Anticlinorio de El Ronquillo

Sinclinorio de la Media Fanega

Anticlinorio de El Garrobo

Sinclinorio del Guadiamar

Anticlinorio de Gerena

Sinclinorio de Aznalcóllar (aquí sólo aparece el afloramiento más oriental (Los Frailes); véase la figura 7.20)

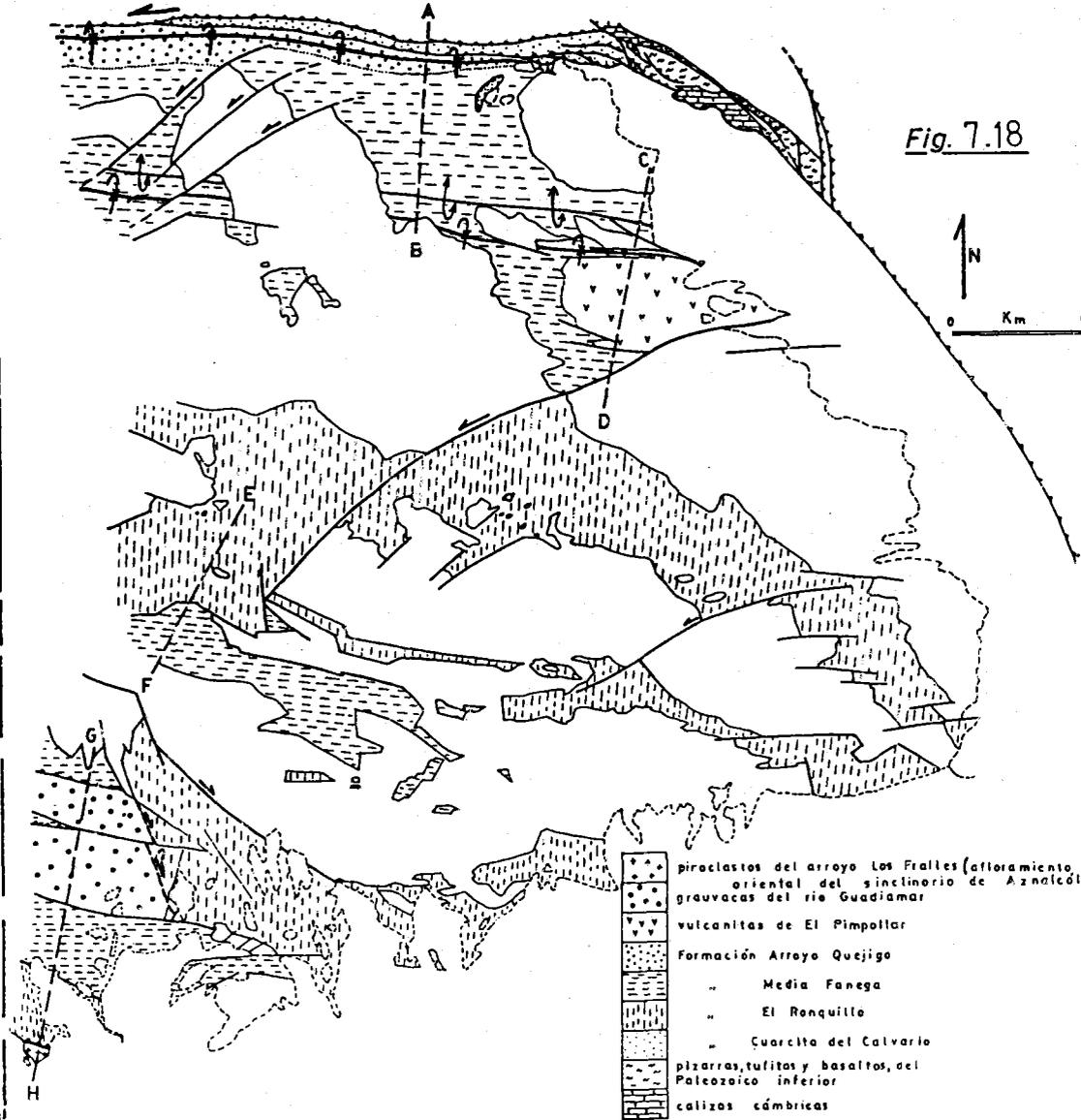


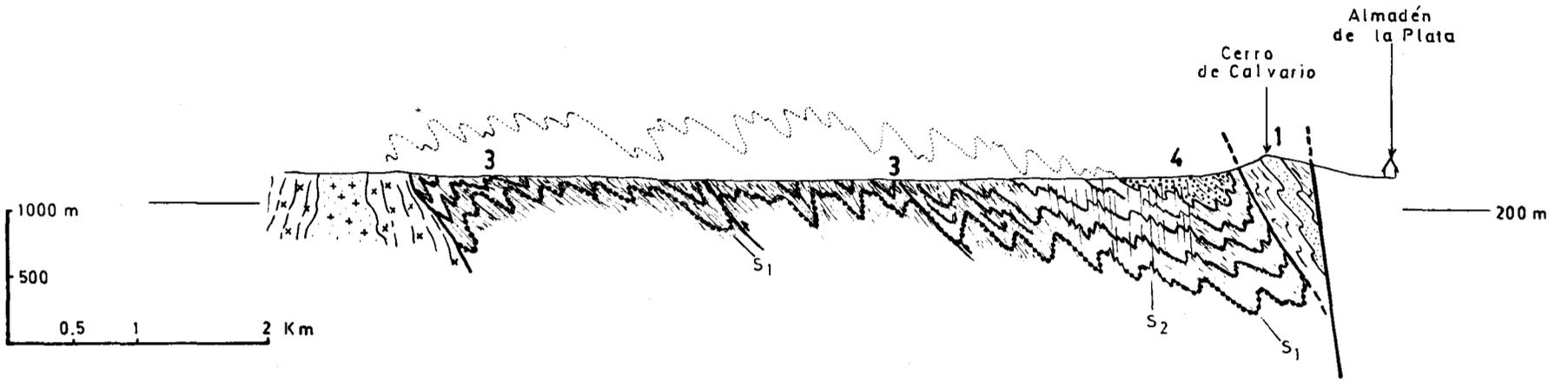
Fig. 7.18

Fig. 7.19

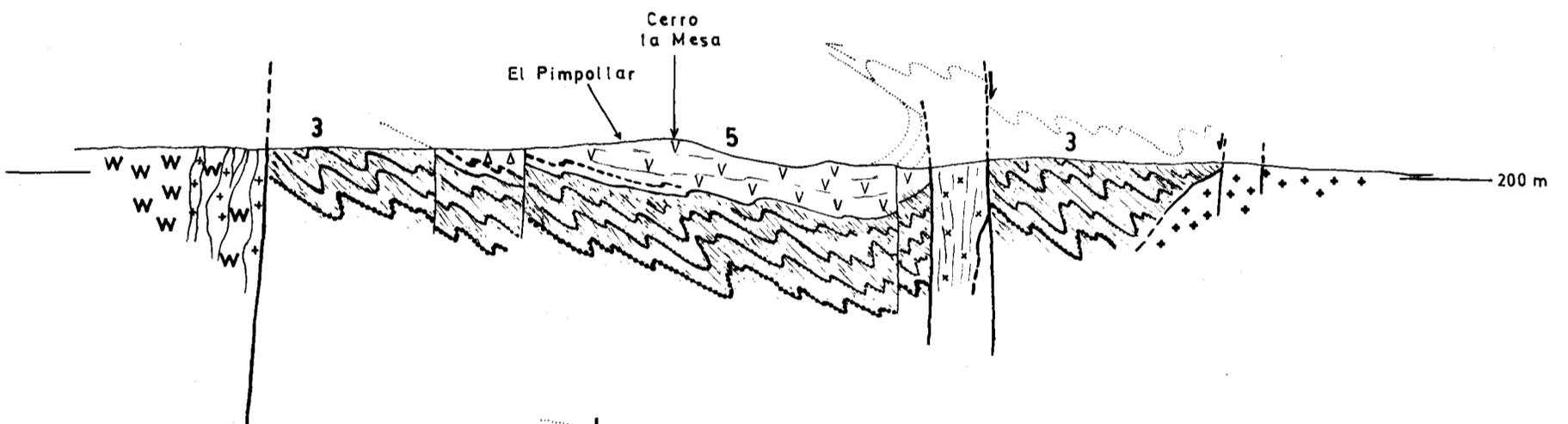
CORTES GEOLÓGICOS

(situados en la figura 7.18)

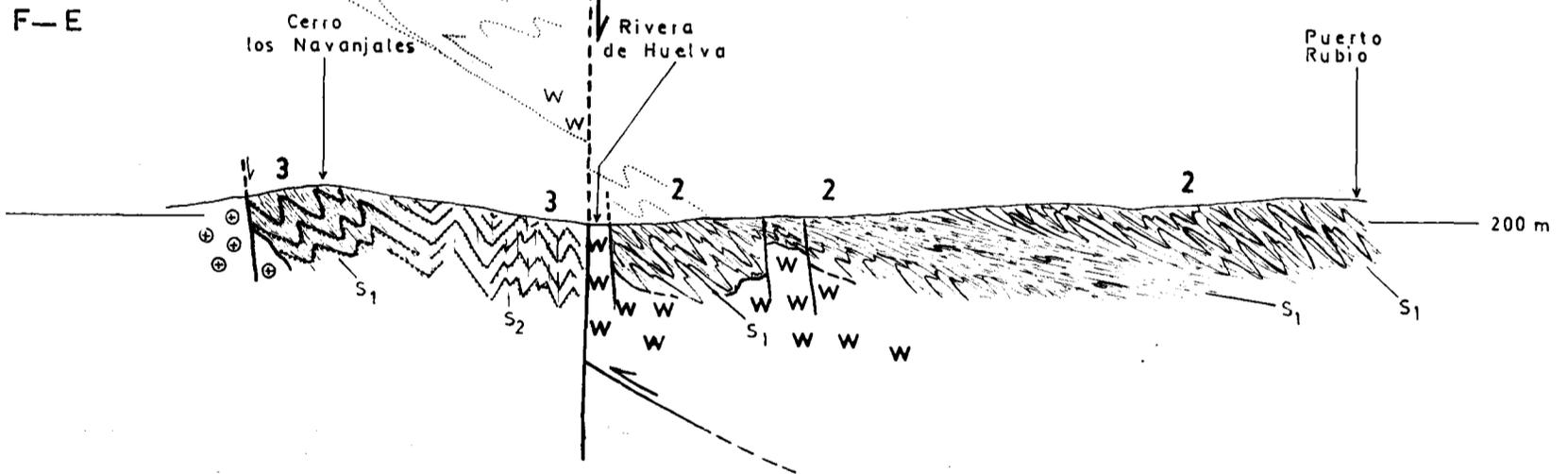
B-A



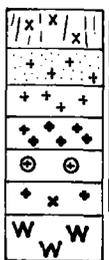
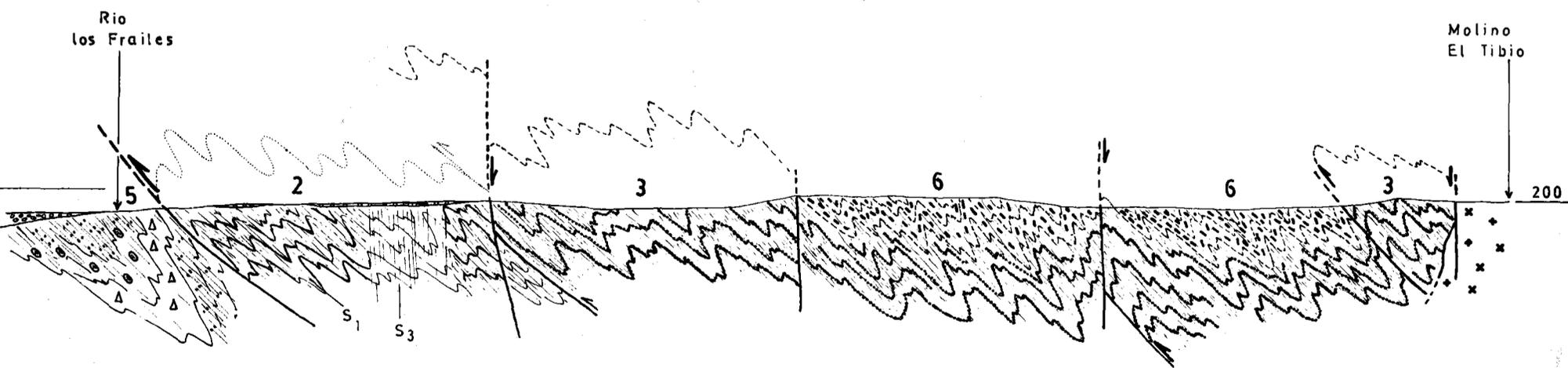
D-C



F-E



H-G



PREVOLCÁNICO (GRUPO P.Q.)

- ④ F. ARROYO QUEJIGO ; ⑤ C.V.S. TÍPICO
- ③ F. MEDIA FANEGA
- ① F. CUARCITA DEL CALVARIO ; ② F. EL RONQUILLO
- ⑥ GRAUVACAS DEL GUADIAMAR

- v-basaltos
- Δ-riolitas
- ⊖-tobas gruesas
- ⋯-tobas finas

determinan estructuras algo más perfiladas, como ocurre en Aznalcóllar y en El Pimpollar. Por este hecho, carece generalmente de sentido, salvo en una cartografía de escala muy pequeña, dibujar trazas axiales de estas grandes estructuras (fig. 7.18).

Las condiciones de observación, la monotonía litológica y la falta de niveles de referencia dificultan el conocimiento de la estructura general. No obstante, a partir del estilo de los pliegues, las observaciones sobre polaridad sedimentaria, relaciones S_1-S_0 , y los datos cartográficos se pueden ofrecer cortes geológicos que son una representación general bastante aproximada de lo que deben ser las estructuras. Los cortes, cuya situación queda expresada en la figura 7.18, se ofrecen en la figura 7.19. No es necesario hacer un comentario de cada uno de ellos, ya que son suficientemente expresivos; sin embargo, resaltaré algunos aspectos aislados como:

- La disarmonía entre el paquete volcánico de El Pimpollar y su base de pizarras y areniscas (corte D-C)
- La zona de cizalla dúctil existente al sur de El Ronquillo (E-F)
- La general importancia de la fracturación tardiherciniana, productora de fallas subverticales que primero fueron ruumbodeslizantes y después tuvieron saltos en la vertical, a veces muy importantes.

En el sector de Aznalcóllar, las estructuras mayores se conocen un poco mejor. Ayuda a ello la mayor variedad litológica y el hecho mismo de que las estructuras parecen estar mejor individualizadas; factores negativos son, sin embargo, los fuertes cambios de facies y, sobre todo, el recubrimiento terciario. Con todo, es posible individualizar varias estructuras dentro del sinclinorio de Aznalcóllar.

En la figura 7.20 aparece un esquema estructural de este sector. Se distingue un conjunto septentrional de pizarras y areniscas (salvo en la parte más oriental, se trata de la Formación Media Fanega), que cabalga sobre el C.V.S.; aunque se define un cabalgamiento principal de dirección E-W, en realidad va acompañado de algunos otros que no quedan siempre bien delimitados.

La cartografía y las estructuras menores permitieron determinar sin ambigüedad la estructura sinclinal del río Agrio (definida por primera vez por Coullaut et al., 1975; véase también Simancas, 1976), si bien en la actualidad un importante depósito de estéril impide observar el cierre de la estructura; el flanco inverso del sinclinal está cortado por un cabalgamiento, que superpone una escama de C.V.S. mucho más pobre en rocas volcánicas. A todo, lo largo del antiguo cauce del río Agrio (ahora derivado por las obras de la

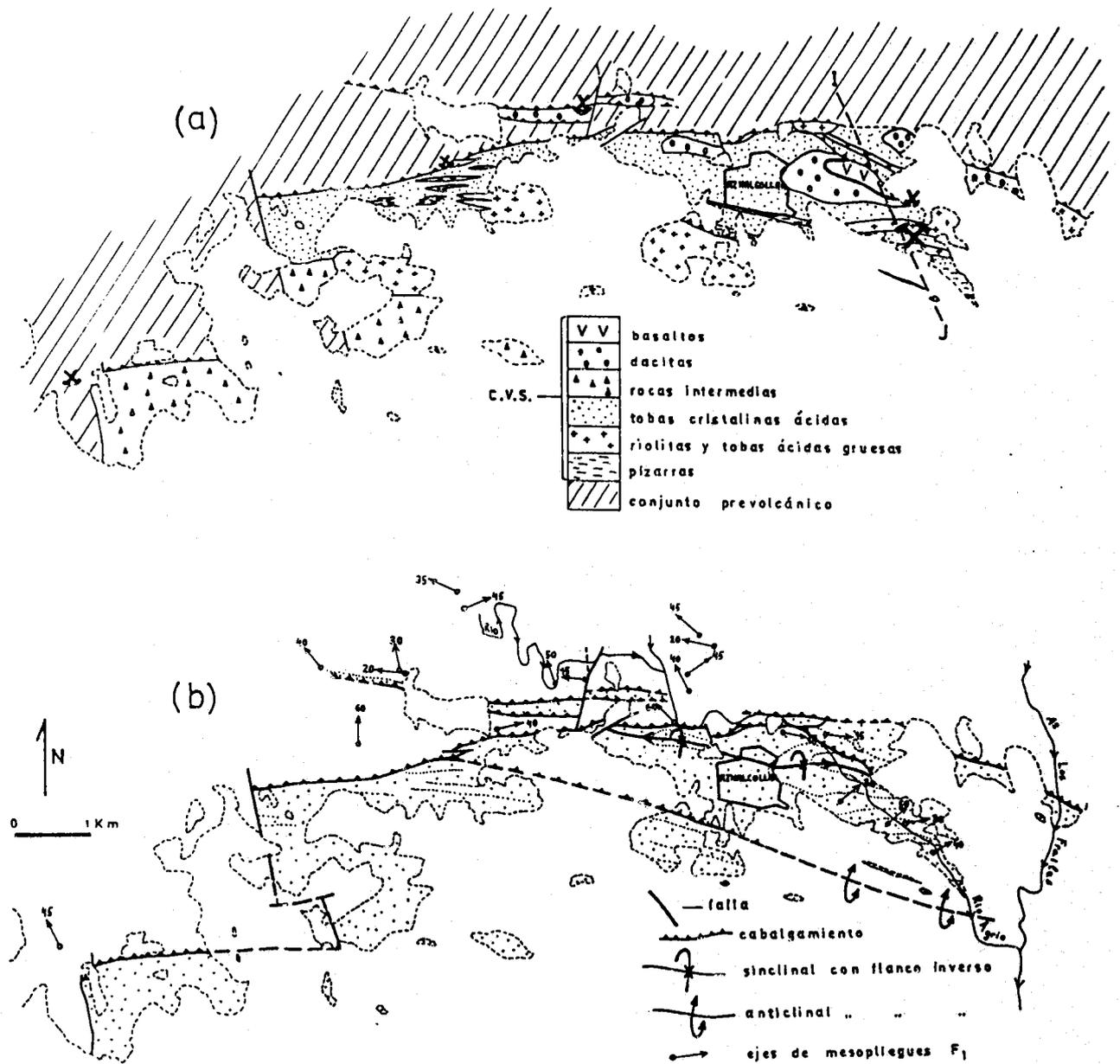
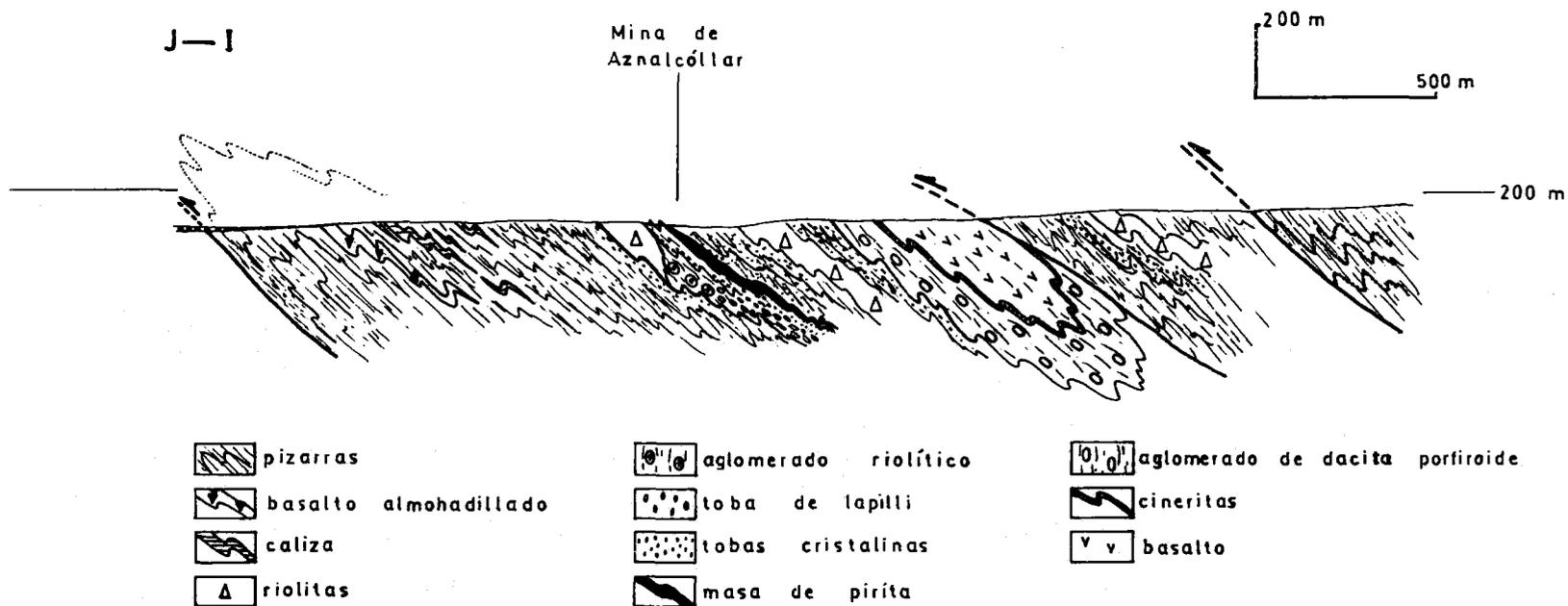


FIG. 7.20

Esquemas geológico (a) y estructural (b) del sector de Aznalcázar

FIG. 7.21

—Corte geológico del río Agrio—
(Aznalcóllar)



mina a cielo abierto) las lineaciones L_{S_0} y los ejes de los micropliegues buzan moderadamente (30-50°) hacia el ENE, y ésta misma debe ser la posición del eje del sinclinal. Hacia el oeste, el eje cabecea y pasa a hundirse suavemente con sentido NW, hasta que la estructura queda cortada por el cabalgamiento principal. La variabilidad de los ejes en el pizarral cabalgante es notablemente mayor.

La secuencia observable en el río Agrio muestra importantes cambios de facies hacia el oeste, y se adelgaza. Al sur del pueblo, en el paraje de la Jarosa, aparece un importante afloramiento de piroclastos riolíticos y riolitas, que se disponen estructuralmente por debajo de la secuencia anterior, mediando entre ambas un nuevo cabalgamiento de pequeña envergadura que corresponde seguramente al flanco inverso de una estructura anticlinal. Así, la estructura a lo largo del río Agrio es la reflejada en el corte de la figura 7.21.

Hofstetter et al. (1979) han supuesto una sucesión estratigráfica y una estructura radicalmente opuestas en este corte. Como ya se ha discutido en el capítulo 1, fundamentan su proposición en que las calizas situadas por Coullaut et al. (1975) y Simancas (1976) hacia la base de la secuencia aflorante han resultado ser del Viseense inferior, y puesto que en regiones más occidentales de la Faja Pirítica el vulcanismo es Tournaisiense - Viseense inferior (Schermerhörn, 1971) han concluido que tales calizas deben estar en el techo del C.V.S.

En mi opinión, esta alternativa puede desecharse sin reservas razonables, ya que el cierre sinclinal del río Agrio está bien establecido cartográficamente y, además, numerosas observaciones microestructurales apoyan tal estructura: por ejemplo, las relaciones S_0 / S_1 señalan generalmente flanco normal, y en recientes observaciones en la corta de la mina he podido observar en la masa de piritita pliegues menores (métricos) indicativos asimismo de que la mineralización no está en un flanco invertido, como pretenden Hofstetter et al. (1979).

Más al sur, el recubrimiento terciario impide hacer observaciones satisfactorias para determinar la estratigrafía y la estructura. Pueden reconocerse, no obstante, una primera alineación de vulcanismo ácido (entre los lugares de La Jarosa y Hornito), otra también ácida más al sur, y una amplia alineación de rocas intermedias. Aunque no es posible asegurarlo con los datos de superficie, esto podría ser una secuencia análoga a la del río Agrio, con rocas ácidas hacia la parte basal y media, y rocas intermedias y aun básicas en la parte alta. Si esto es así, parece probable que esas alineaciones constituyan el flanco normal de un posible sinclinal con núcleo en las rocas intermedias y básicas. Estas especulaciones tienen, por supuesto, un gran interés como guías geológicas para prospecciones mineras en la zona de Aznalcóllar.

En los cortes geológicos se muestra cómo los flancos invertidos de los pliegues están peor representados a causa de su sustitución frecuente por cabalgamientos de salto variable. A veces, como sucede con el cabalgamiento principal del sector de Aznalcóllar (fig. 4.20), el salto es importante y el frente de cabalgamiento puede ser ligeramente oblicuo a los pliegues. En todos los casos, los cabalgamientos se desarrollan con posterioridad a los pliegues, si bien razones de estilo y su relación con los flancos inversos sugieren que son una fase tardía del mismo proceso de plegamiento asimétrico; por tal causa, se clasifican aquí como constituyentes de una fase F_1' . Cuando ha sido posible observar estrías sobre S_0 y S_1 , su dirección seguía muy de cerca la línea de máxima pendiente de estos planos, por lo que debe concluirse que no hubo componente de desplazamiento lateral. La dirección de movimiento de estas estructuras coincide con el eje X del elipsoide de deformación.

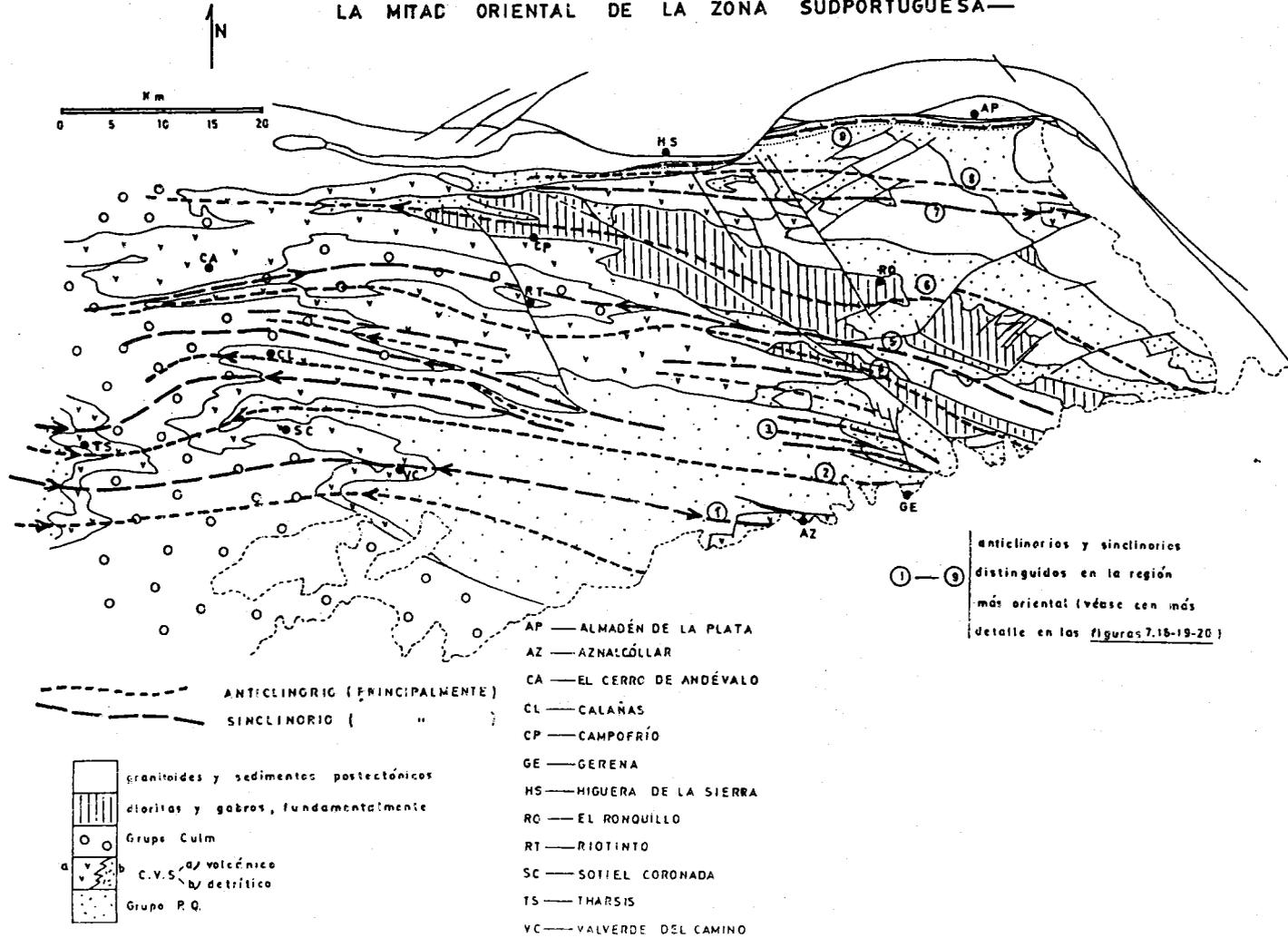
No se han encontrado evidencias de cabalgamientos anteriores a la fase de plegamiento denominado F_1 . Tales estructuras (cabalgamientos anteesquistos) han sido descritas en muy contados lugares de Portugal (Schermerhörn y Stanton, 1969; Carvalho et al., 1976), y pueden ser debidas a deslizamientos sinsedimentarios (Carvalho, 1977; Ribeiro, 1981).

7.2.6 LA PROLONGACION OCCIDENTAL DE LAS GRANDES ESTRUCTURAS

Es interesante tratar de seguir hacia occidente los anticlinorios y sinclinorios distinguidos en la región estudiada, y al hacerlo se observa que presentan una notable continuidad. En la figura 7.22 se ofrece un esbozo de esta correlación de las grandes estructuras en la mitad oriental de la Zona Sudportuguesa. Una de las continuidades más claras es la que presenta el amplio anticlinorio de El Ronquillo, que se sigue sin dificultad hasta más allá de Campofrío; según mis propias observaciones, en el anticlinorio afloran casi exclusivamente rocas plutónicas básicas y rocas metasedimentarias atribuibles a la Formación El Ronquillo, además de cantidades menores de rocas ígneas postectónicas (granitos y diabasas). Al sur se encuentra el bien definido sinclinorio de Riotinto, que parece tener continuidad con el de la Media Fanega. Más al sur, el anticlinorio de El Garrobo y el sinclinorio de El Guadiamar tienen una individualidad menos acusada y pueden dividirse en varios anticlinorios y sinclinorios de

FIG. 7.22

—LAS GRANDES ESTRUCTURAS DE PLEGAMIENTO EN
LA MITAD ORIENTAL DE LA ZONA SUDPORTUGUESA—



orden menor, que también tienen sus equivalentes aproximados hacia el oeste. El importante anticlinorio Tharsis-Sotiel se sigue hasta Gerena, y el C.V.S. de Aznalcóllar aflora a favor de otro sinclinorio que se prolonga más allá de Valverde del Camino. Por el norte, la continuidad del estrecho corredor que es el sinclinorio del Arroyo Quejigo ya ha sido señalada, hasta pasada Higuera de la Sierra al menos; también es posible seguir un buen trecho el anticlinorio de El Berrocal y el sinclinorio de El Pimpollar, aunque hay un fuerte adelgazamiento inducido por la tectónica tardiherciniana del borde sur del macizo de Aracena.

Es notable el cabeceo de los ejes de estas grandes estructuras, como se observa, por ejemplo, en el sinclinorio de Aznalcóllar-Valverde del Camino o en el anticlinorio Tharsis-Gerena. Un efecto especialmente conspicuo de esta irregularidad axial es el anticlinal de Riotinto.

Si ampliamos aún más nuestra visión, abarcando la totalidad de la Faja Pirítica, nos llama la atención el diferente aspecto que muestran las estructuras en Portugal, donde el estilo imbricado parece aún más exacerbado que en España, al punto de ser éste un carácter dominante incluso en las estructuras de gran escala. Otro rasgo distintivo esencial es la inflexión hacia el NW de las estructuras. Estos hechos, aun no siendo todavía perfectamente comprendidos, señalan diferentes condiciones de la deformación en Portugal. Al respecto, pudo ser de gran influencia la acción de la falla Porto-Tomar- (¿Setúbal?), un desgarre esencialmente dúctil, de edad Westfaliense superior (aproximadamente como el plegamiento de la Zona Sudportuguesa), con movimiento dextrorso y posible salto de unos 100km (Ribeiro et al., 1980; Lefort et al., 1980): este gran accidente podría haber contribuido a la inflexión e introducido una componente rotacional en el proceso de plegamiento, en el SW de Portugal. Hasta el momento, faltan referencias sistemáticas de efectos atribuibles a esta posible componente rotacional de la deformación, pero se ha citado el hecho muy interesante de la oblicuidad ("transection") entre la esquistosidad de segunda fase y los planos axiales correspondientes en sectores de Ossa Morena muy cercanos a la Zona Sudportuguesa: en los sinclinales de Cahelo y de Terena, S_2 está girada hacia el oeste del plano axial, lo que evidencia un movimiento dextrorso (Chacón et al., 1983). Sin embargo, una referencia resulta contradictoria con este cuadro: según Ribeiro (1981), en la Zona Sudportuguesa la oblicuidad entre la esquistosidad y el plano axial de los pliegues es tal que aquélla tiene una dirección ligeramente más nordestada, lo que sugiere la acción de una componente sinistrorsa en la deformación. Resulta difícil conjugar la observación antes referida en los sectores de Cahelo y Terena con esta otra. Ribeiro

(1981) ha sugerido que la oblicuidad (componente sinistrorsa) señalada en la Zona Sudportuguesa podría estar en relación con el desarrollo del Arco Ibero-Armericano (véase también Matte y Ribeiro, 1975), pero es conveniente recordar que, según se ha mostrado en páginas anteriores, en la región oriental de la Zona Sudportuguesa todas las evidencias (posición del eje X del elipsoide de deformación; dirección de movimiento de los cabalgamientos y fallas inversas; pauta simétrica de la oblicuidad entre S_1 y el plano axial; sombras de presión simétricas y otros rasgos texturales) señalan un plegamiento desarrollado sin componente apreciable de cizallamiento lateral de cualquier tipo: ¿por qué no se han encontrado entonces en la región oriental huellas de esa supuesta rotación sinistrorsa si, de acuerdo con la explicación recién señalada, ésta debería haberse manifestado también aquí, y aun más intensamente?. A la vista de estas contradicciones, resulta claro que son necesarias observaciones más sistemáticas y detalladas sobre los caracteres de la deformación en varios sectores del SW de España y Portugal.

7.3 LAS FASES DE REPLEGAMIENTO (F_2 y F_3)

Ya en las primeras páginas de este capítulo se señaló que la estructuración fundamental es debida a la acción de las antes referidas fases F_1 y F_1' . No obstante, se han reconocido fases de replegamiento que prácticamente no llegan a producir estructuras de dimensiones cartográficas, sino tan sólo pliegues mesocópicos. Su distribución no es uniforme en toda la región (figuras 7.23 y 7.24) y, salvo en un reducido sector del río Guadiamar, no suelen coexistir ambas fases; en el sector aludido, se han observado algunas formas de interferencia F_2+F_3 del tipo cajas de huevos oblicuas. F_2 tiene dirección media E-W, sensiblemente codireccional con F_1 ; sus ejes buzan poco y sus planos axiales son subverticales; puede ocasionar esquistosidad de plano axial de fractura o crenulación (fig. 7.25). Los ejes F_3 se hunden hacia el NW, y los planos axiales son también subverticales; igualmente, puede aparecer una esquistosidad de fractura o crenulación (fig. 7.26).

F_2 , más importante que F_3 , tiene su mejor desarrollo entre Pajanosas y Guillena. F_3 es especialmente notoria al oeste del embalse del Cala (figs. 7.23 y 7.24).

El estilo de los pliegues de estas fases se ilustra en la figura 7.27; el gráfico $t/\alpha - \alpha$ muestra que su geometría puede corresponder a pliegues de "buckling" con un suave, a veces casi nulo, proceso adicional de aplas-

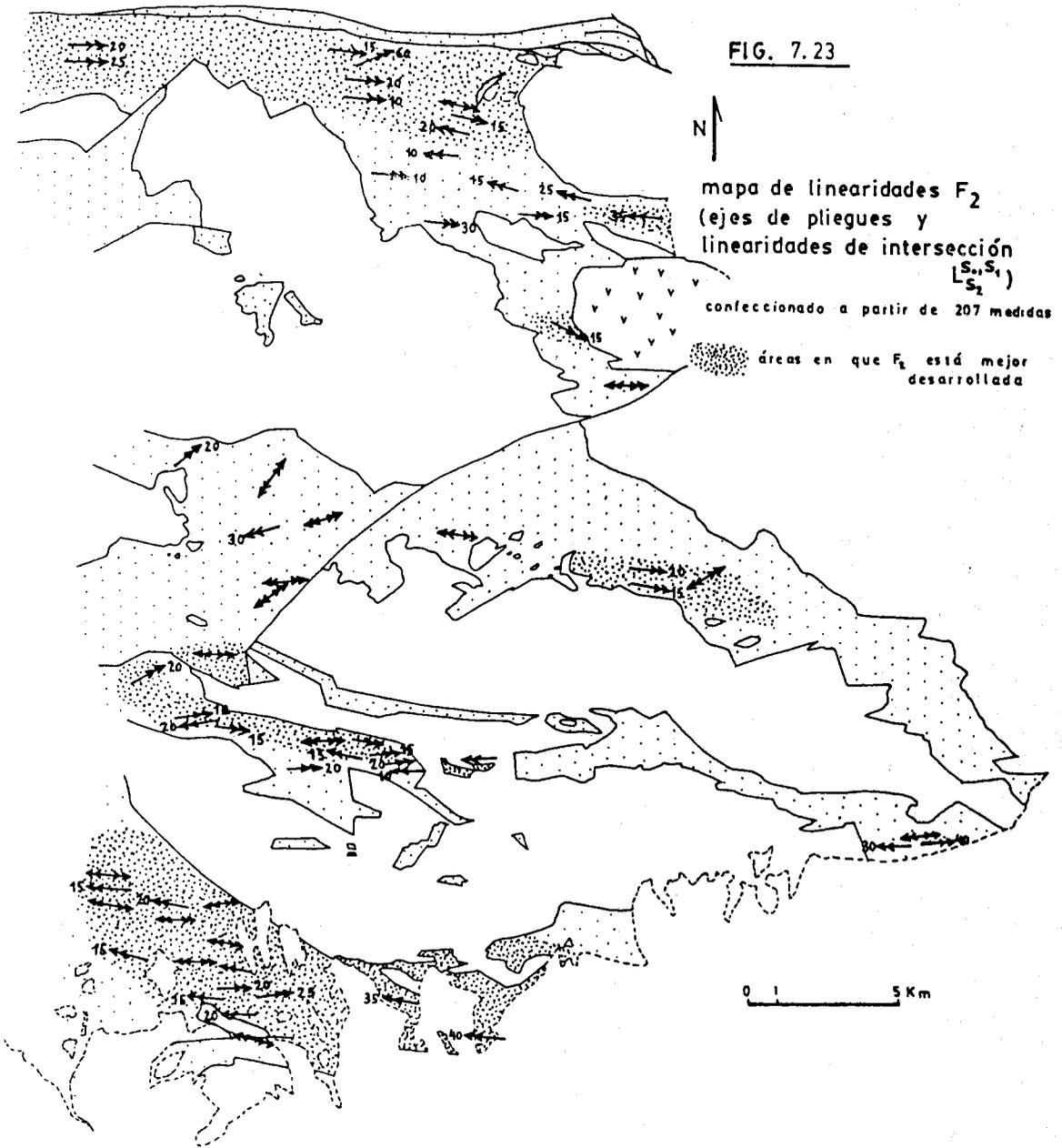
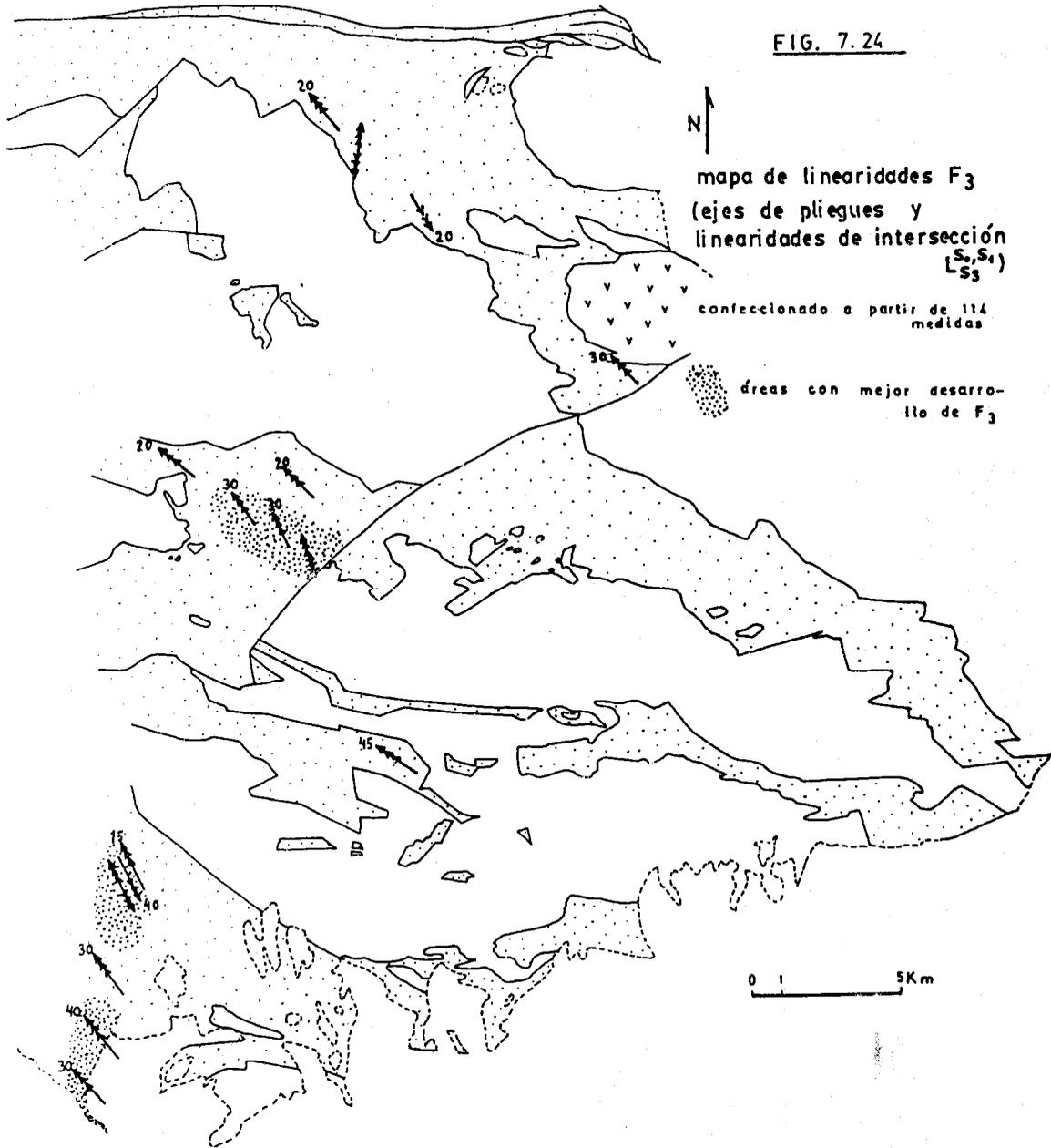


FIG. 7.24



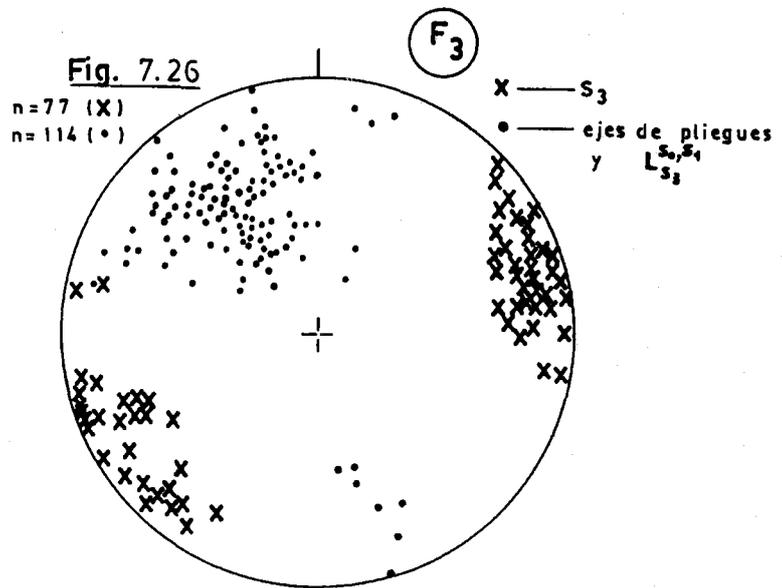
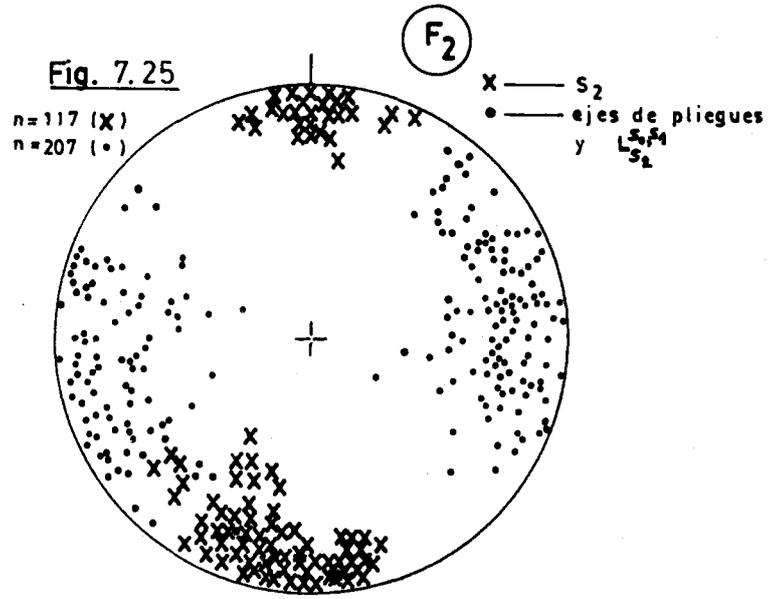
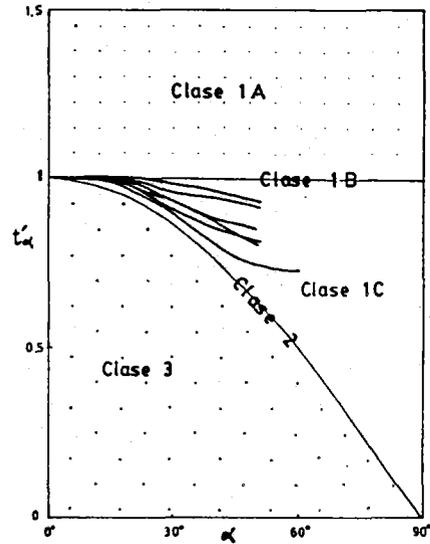
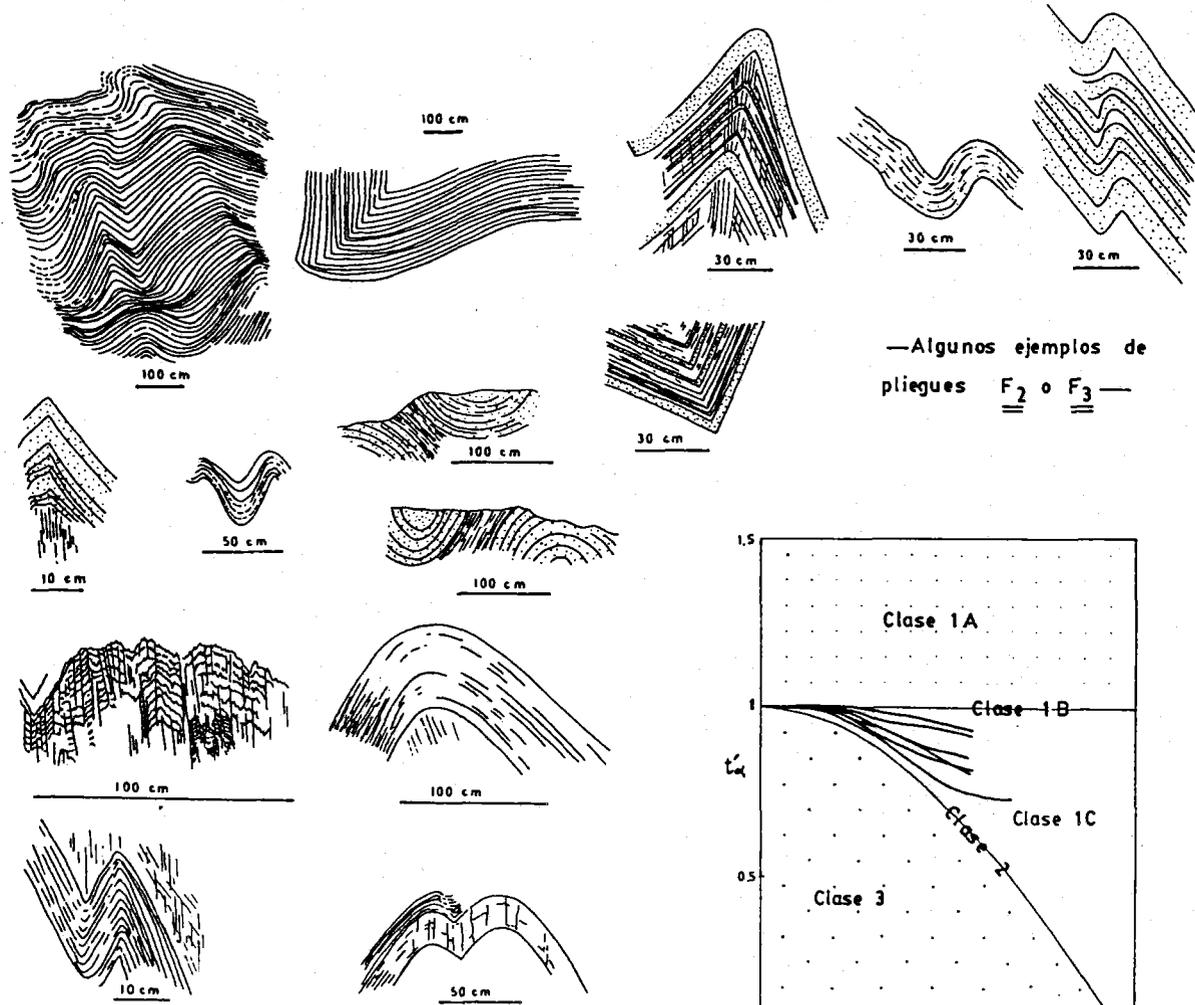


FIG. 7.27



tamiento.

7.4 EDAD DEL PLEGAMIENTO

El plegamiento de la Zona Sudportuguesa se desarrolló en el Westfaliense medio. Esto se deduce al considerar que en el extremo SW de Portugal la sedimentación aparece ininterrumpida hasta el Westfaliense A (Feio y Ribeiro, 1971), y en la cuenca de Santa Susana, netamente discordante, la base es del Westfaliense D (Schermerhörn, 1971). Por otro lado, existen pruebas suficientes para afirmar que entre F_1 y F_2 medió un lapso de tiempo bien definido, a pesar de que los pliegues de una y otra fase son prácticamente codireccionales. En efecto, además de las diferencias de estilo entre unos y otros pliegues, el metamorfismo regional es sin-post F_1 pero siempre pre F_2 , y lo mismo sucede con el metamorfismo de contacto.

En otro orden de ideas, es interesante meditar sobre el posible significado de las diferencias de edad entre las fases de deformación herciniana detectadas en la Zona de Ossa Morena y las determinadas en la Zona Sudportuguesa. En general, se reconocen en Ossa Morena dos fases principales de deformación, la primera fuertemente vergente al suroeste y la segunda más levantada, aunque también suele tener cierta vergencia. La primera fase es, por lo menos en Portugal y la parte occidental española, del Devónico medio-superior (Ribeiro, 1981; Ribeiro et al., 1980), mientras que la otra fase es intrawestfaliense (Ribeiro et al., 1980). Este esquema de deformaciones parece aplicable a los sectores de Ossa Morena más próximos a la Zona Sudportuguesa: en el sinclinatorio de Barrancos-Hinojales, situado al norte del anticlinorio de Aracena, se ha descrito que el flysch de Terena (probablemente del Devónico medio y/o superior) es discordante sobre su sustrato silúrico y no posee más que la segunda fase de deformación, frente a las dos observables bajo la discordancia (Florido y Quesada, 1981). En el anticlinorio de Aracena, inmediatamente al sur del cual aparecen los terrenos de la Zona Sudportuguesa, se han distinguido tres fases de plegamiento, de las que la primera y la tercera han sido correlacionadas con las dos halladas al norte. Por el contrario, en la Sudportuguesa la primera y fundamental fase de deformación es muy posterior al Devónico superior. Estos hechos pueden explicarse de dos formas distintas:

F_1 en la Sudportuguesa se corresponde con F_1 en Ossa Morena, y si es más moderna allí se debe a una migración de la orogénesis desde las partes

internas a las externas, del mismo modo que se ha sugerido para el sector norte del Macizo Ibérico, desde Galicia a la Zona Cantábrica (Vegas, 1980; Matte y Burg, 1981). Sin embargo, explicar la diferencia de tiempo, probablemente brusca, a uno y otro lado del límite Ossa Morena-Sudportuguesa es un problema.

Una alternativa más lógica es admitir que F_1 de la Sudportuguesa es la misma que F_2 (a veces F_3) en Ossa Morena, y no hay importante migración temporal de las fases de deformación. Un hecho en favor de esta interpretación es la existencia de clastos de pizarra y filita dentro de las areniscas de la Zona Sudportuguesa. F_1 de Ossa Morena no se observaría en la Sudportuguesa simplemente porque aquí no parecen aflorar materiales inferiores al Devónico superior. Se ha sugerido que la falta de terrenos más antiguos se debería a un despegue generalizado (Ribeiro, 1981).

TECTONICA TARDIHERCINIANA DE FRACTURA

Tras los fenómenos de plegamiento, metamorfismo e intrusión de rocas plutónicas, tuvo lugar en el ámbito de la cordillera herciniana una etapa de fracturación muy importante, de acusada influencia en la configuración actual de esta cadena (Arthaud y Matte, 1975). Además, son numerosos los casos, no siempre reconocidos, en que estas fracturas han controlado la sedimentación y la tectónica alpinas e, incluso, fenómenos más recientes (Vegas, 1975, Alonso et al., 1979).

Esta tectónica de fractura está bien representada en la región estudiada. Una parte al menos de las fracturas son posteriores a los macizos graníticos subvolcánicos, cuya edad debe ser ya estefaniense; de otro lado, los materiales de la cuenca del Viar (Estefaniense superior-Autuniense) parecen ser posteriores a los movimientos principales, aunque están afectados por lo que quizá son los últimos efectos de esta etapa de fracturación.

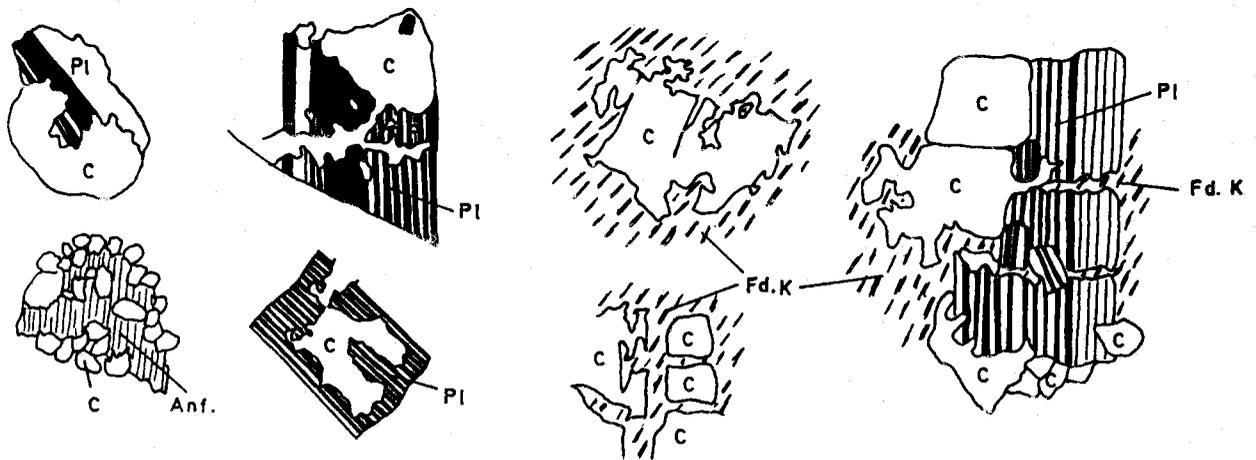
8.1 ROCAS CATACLASTICAS ASOCIADAS

Las rocas cataclásticas aparecen en numerosos puntos de la región, pero alcanzan un desarrollo prominente en el área que está al norte de Pajanosas y Guillena. A veces, se observa que la deformación se concentra en estrechas zonas de cizalla, de un modo que es muy característico de este tipo de deformación (Ramsay y Graham, 1970). De hecho, esta marcada anisotropía se encuentra a todas las escalas, pues incluso en una misma lámina delgada pueden llegar a verse franjas más intensamente cizalladas que las adyacentes. En ocasiones,

se distinguen , además de la esquistosidad de cizalla (S), los planos de cizalla (C).

Siguiendo la nomenclatura de Higgins (1971), a pesar de lo difícil que resulta distinguir entre procesos mecánicos (trititación) y procesos de recristalización (Bell y Etheridge, 1973), las rocas encontradas constituyen una gama completa desde microbrechas hasta ultramilinitas. La evolución de las cataclisis puede seguirse paso a paso, y no resulta diferente de otras secuencias de este tipo descritas. En los primeros estadios, únicamente se ven fracturillas en los cristales de plagioclasa, pliegues kink en micas y troceamiento del cuarzo que, además, se removiliza parcialmente y corroe a otros minerales; al menos en algunas ocasiones, también recristaliza el feldespato potásico, que puede encontrarse rellenando huecos debidos a fracturas en el cuarzo y la plagioclasa, sobre los cuales ejerce una acción corrosiva (fig. 8.1).

Fig. 8.1

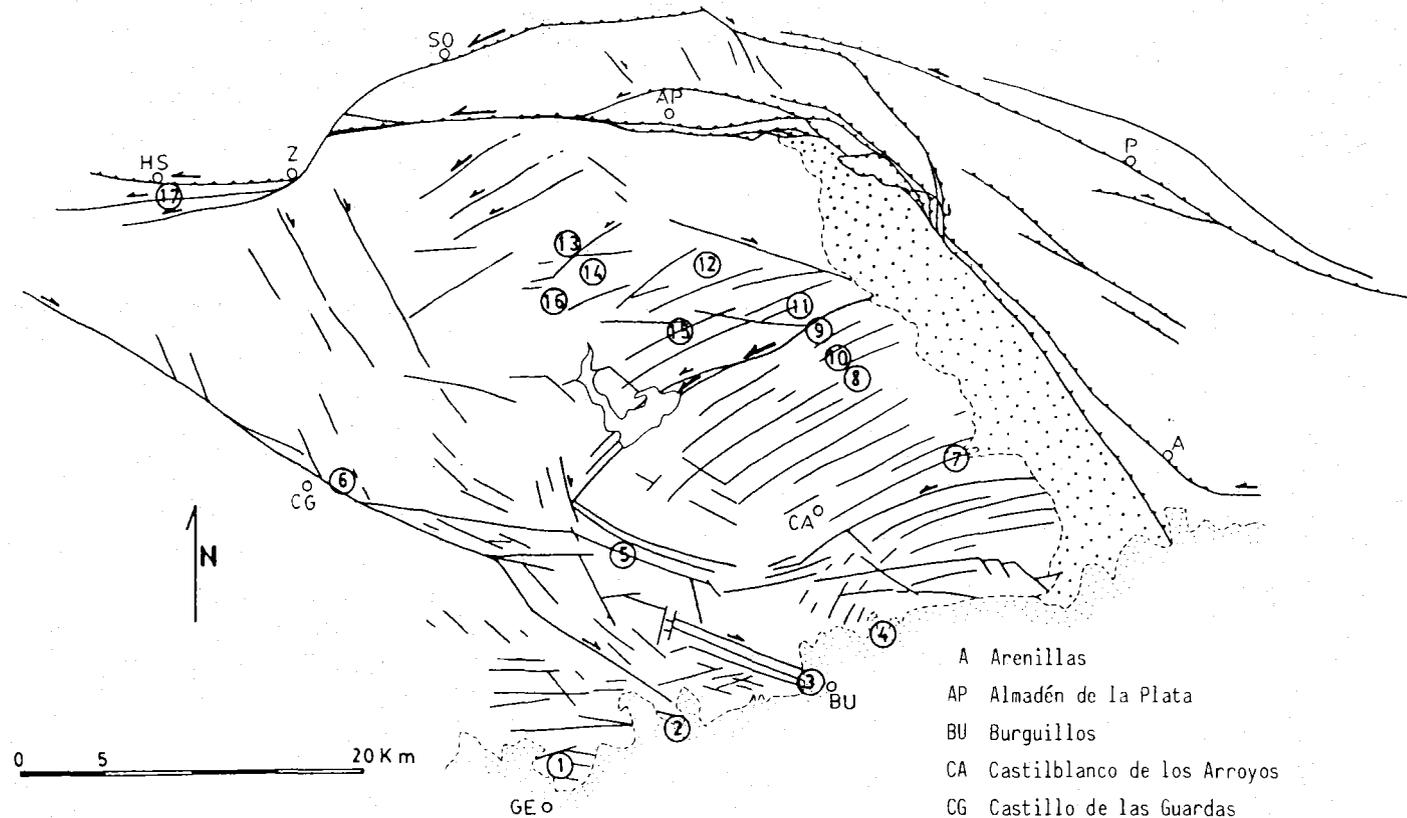


C—cuarzo ; Pl—plagioclasa ; Fd.K—feldespato potásico ; Anf.—anfíbol
Removilización de cuarzo y Fd.K, ligada a la fracturación tardía

La fracturación tardiherciniana en el extremo
oriental de la Zona Sudportuguesa y áreas adyacentes

(esquema)

FIG. 8.2



- A Arenillas
- AP Almadén de la Plata
- BU Burguillos
- CA Castilblanco de los Arroyos
- CG Castillo de las Guardas
- GE Gerena
- HS Higuera de la Sierra
- P El Pedroso
- SO Santa Olalla del Cala
- Z Zufre

①.....⑰ Estaciones de medida de fracturas. La numeración se corresponde con la de los diagramas estereográficos de la figura 8.3 .

En etapas más avanzadas se forman verdaderas microbrechas, en donde la matriz está constituida por un fino polvo de trituración y es minoritaria respecto de los trozos de mayor tamaño en que se encuentran subdivididos los granos de roca original; el cuarzo presenta efectos de ligera recristalización. Poco a poco, las rocas dejan de ser masivas y se estructuran planarmente: aparece la esquistosidad milonítica. Al mismo tiempo, la matriz es cada vez más abundante, y el cuarzo de grano fino que domina en ella presenta recristalización poligonal o forma bandas (ribbon). Los granos mayores de cuarzo se suturan con los granillos de la matriz, al modo de la textura en mortero. Sólo la plagioclasa permanece formando porfidoclastos limpiamente fracturados. Por un aumento de la cantidad de matriz y una disminución del tamaño de los porfidoclastos, se va pasando desde protomilonitas hasta ultramilonitas; en las milonitas y ultramilonitas, los porfidoclastos están muy redondeados y son casi exclusivamente de plagioclasa.

Un hecho notable es que las bandas miloníticas se desarrollaron casi exclusivamente en relación con las fallas dextrorsas N120E, mientras que el sistema de fracturas curvas NE, el más importante, carece de rocas miloníticas. Esto parece reflejar diferentes evoluciones en uno y otro tipo de fallas, posiblemente con distinta importancia de la componente de compresión. De hecho, se verá que las fallas ENE se insertan en una banda de cizalla de orientación casi EW, de forma que tales fallas evolucionan en el sentido de pérdida progresiva de compresión (Soula y Bessiere, 1979).

8.2 SISTEMAS DE FALLAS Y SU CRONOLOGIA RELATIVA

En la figura 8.2 se presenta de forma simplificada la red de fracturas tardihercinianas en el extremo oriental de la Zona Sudportuguesa y sectores adyacentes. Se pueden distinguir las siguientes familias de fracturas:

- La más importante es de forma arqueada, y su orientación global es NE-SW. Tanto la observación de las estrias en los planos de falla, como los efectos cartográficos, demuestran que estas fallas son sinistrorsas. En la región considerada en la figura hay dos fallas principales, que son la del embalse del Cala y la de Santa Olalla del Cala, ambas con un salto en dirección de unos 5km. La falla de Santa Olalla pasa hacia el este a tomar dirección NW-SE, con un cambio a régimen de falla inversa; la forma que resulta es un arco cóncavo al sur.

- Otro lote de fracturas se orienta según N150E. Comprende algunas fallas dextrorsas, siempre con saltos modestos.

- Un tercer conjunto sigue la dirección N120E, y también presenta movimientos dextrorsos.

- Otra orientación es aproximadamente N80-90E; las fallas correspondientes aparecen con preferencia cerca del borde meridional de la región. Cartográficamente no hay criterios que permitan establecer con seguridad si estas fallas tuvieron movimiento en dirección, pero el estudio microtectónico sugiere que son sinistrorsas.

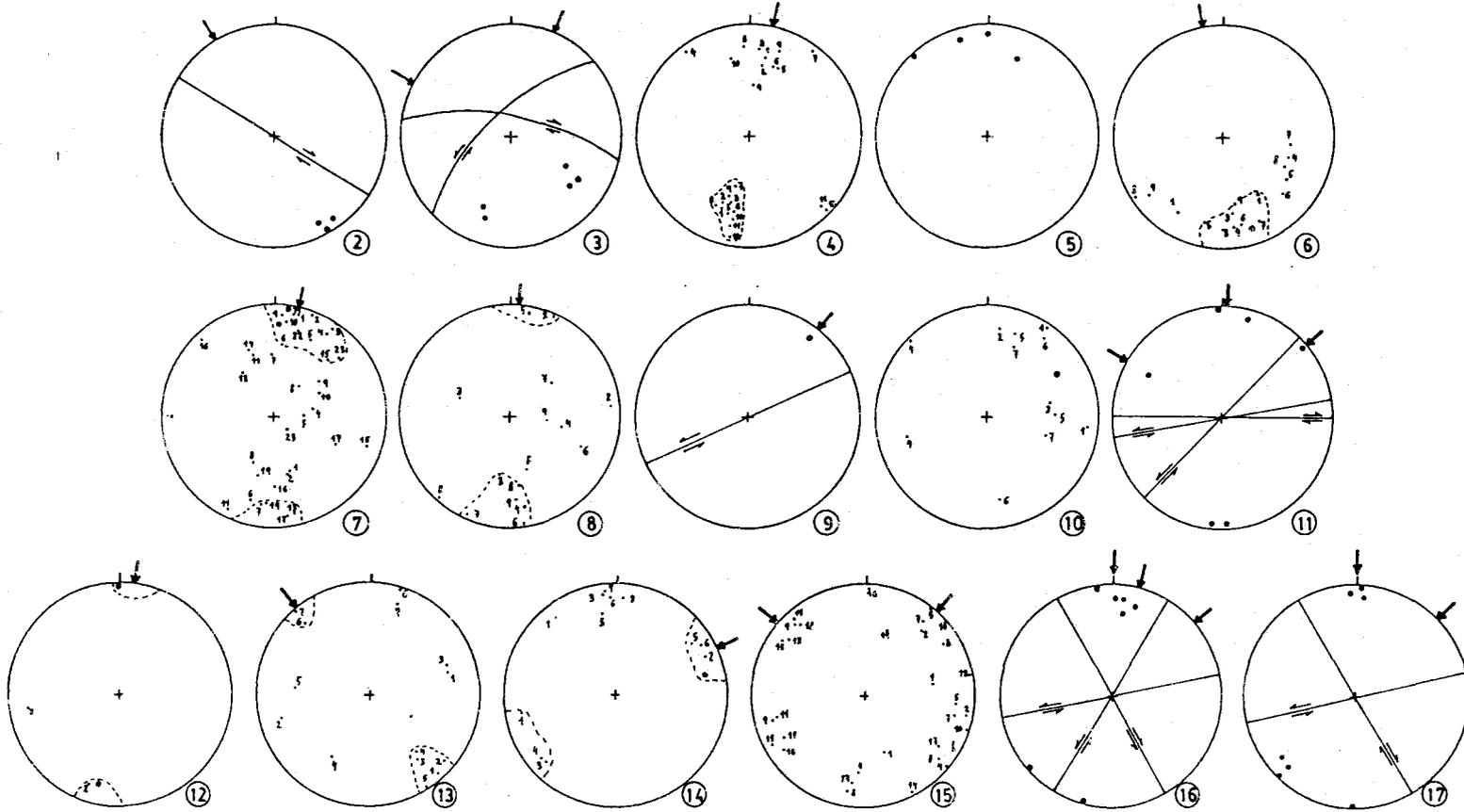
Por otro lado, son evidentes las pruebas cartográficas y microtectónicas de que todas las fracturas señaladas han rejugado con posterioridad a los movimientos subhorizontales, en forma de fallas normales. Por ejemplo, es una observación habitual la coexistencia en un mismo plano de falla de estrías aproximadamente horizontales (raramente más de un juego) y estrías de fuerte buzamiento (con frecuencia más de un juego). El efecto de los saltos en buzamiento es muy importante también; los saltos pueden haber sido incluso kilométricos, teniendo en cuenta que llegan a poner en contacto rocas casi nada metamórficas de la F. Media Fanega con rocas fuertemente metamórficas de la F. El Ronquillo.

Consideración aparte merecen las fallas del borde oriental de la cuenca del Viar, y las que se disponen en dirección E-W al sur de Almadén de la Plata (fig. 8.2).

El borde oriental de la cuenca del Viar es una falla inversa (falla del Viar), que puede reconocerse muy bien en todo su recorrido. Afecta a los materiales que forman el relleno de la cuenca, y el arrastre que sobre ellos produce es un hecho manifiesto. La falla se une con la que pasa al sur de Almadén de la Plata, en un sector en el que se desarrolla una interesante estructura de escamas. Casi paralelamente a la falla del Viar, y a muy poca distancia, existe otra importante fractura, sobre la que he realizado observaciones puntuales: el cabalgamiento de Arenillas (Fabriés, 1963). Con seguridad, es otra falla inversa mientras tiene orientación NW-SE, pero hacia el sur pasa a una dirección E-W y funciona con régimen sinistrorso. Hacia el norte, hay una zona de convergencia de esta falla con la del Viar y con la rama oriental del arco de Santa Olalla.

Al sur de Almadén de la Plata pasan dos fallas muy juntas y paralelas, dispuestas en dirección E-W. La forma y el tiempo en que han actuado son cuestiones que se discutirán más adelante; en todo caso, es de señalar que resultan desplazadas por la falla de Santa Olalla.

FIGURA 8.3

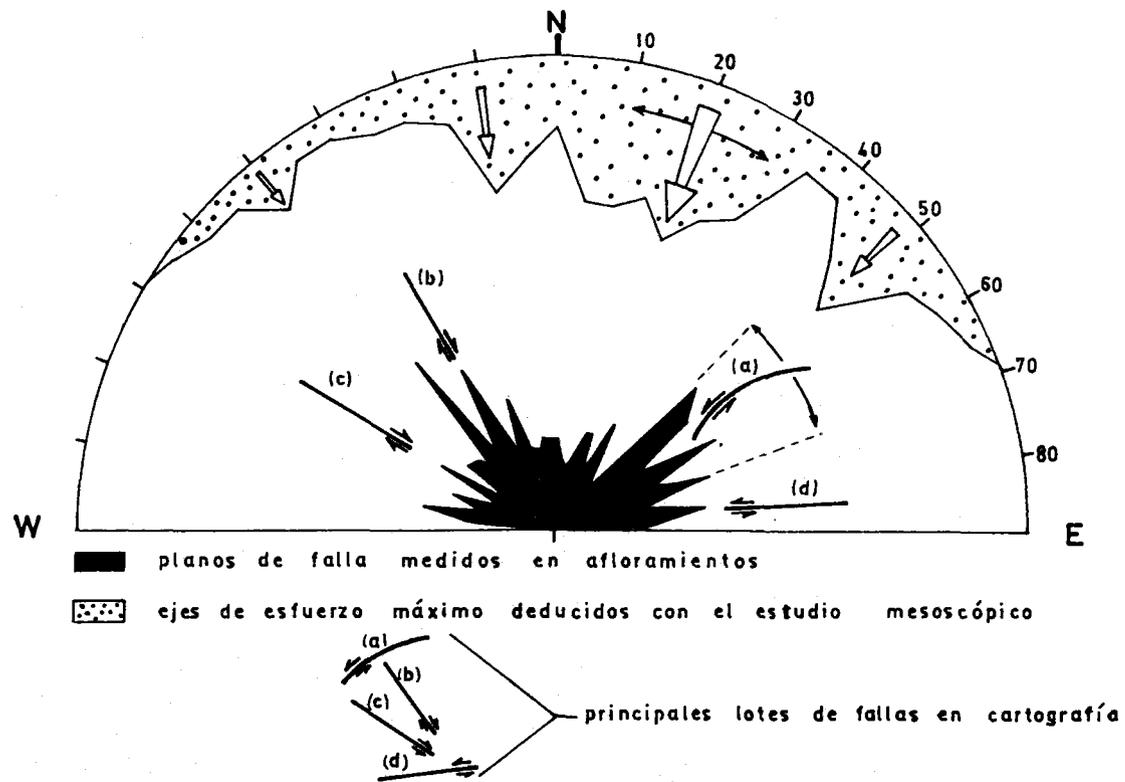


Representación de los σ_1 determinados a partir de las medidas de planos de falla y estrías

—•—: σ_1 de falla cuyo sentido de movimiento es desconocido; •: idem conocido. Para localización de los diagramas véase la fig. 8.2.

FIG. 8.4

Resumen del análisis microtectónico y
comparación con los datos cartográficos



8.3 ANALISIS MICROTTECTONICO

En la figura 8.2 se señalan las estaciones en que se han tomado medidas de orientación de planos de fallas y sus estrías. A partir de estos datos, se han determinado las orientaciones de los ejes de máximo esfuerzo, a escala local. Para ello, se han considerado fundamentalmente las fallas cuyo sentido de movimiento ha podido ser determinado, aunque en los diagramas de la figura 8.3 se incluyen también otras de sentido no conocido. El eje de máximo esfuerzo se ha supuesto situado en el plano perpendicular al plano de falla y que contiene a la estría, formando 30° con la estría. En este análisis sólo se han tenido en cuenta las estrías de poco buzamiento ($< 40^\circ$), ya que los movimientos con fuerte componente de salto en buzamiento son posteriores a los movimientos en dirección, y utilizaron los planos de falla previamente formados.

Las orientaciones de los ejes de máximo esfuerzo, deducidas del estudio de todas las medidas efectuadas en la región, se ofrecen en la figura 8.4, junto con las orientaciones de los correspondientes planos de falla. Así, la figura resume los resultados del estudio microtectónico. El diagrama elegido es de tipo "rosa de los vientos", habiéndose omitido el buzamiento, casi siempre fuerte, de los planos de falla, y el débil buzamiento de los ejes de máximo esfuerzo deducidos.

La figura 8.4 muestra que existe una buena concordancia entre los lotes principales de microfalla y las fallas de escala cartográfica, representadas en la figura 8.5.2, si bien a la escala de afloramiento la variedad es mayor a causa de anisotropías locales o cambios locales de orientación del eje de máximo esfuerzo.

A pesar de que las fracturas N120 y N150 tienen un excelente desarrollo en algunos sectores (fig. 8.2), no hay duda de que el sistema de fracturas más importante corresponde a las fallas sinistrorsas NE, de trazado curvo, y la orientación principal del sistema de esfuerzos es NNE. Esto es mucho más evidente si se considera una región aún más extensa, como la representada en la figura 8.5; esta figura sugiere que la fracturación del extremo oriental de la Zona Sudportuguesa se integra en una banda de cizalla (fig. 8.6) que coincide con el límite entre esta Zona y Ossa Morena. A la escala de la figura 8.5, las fallas de estrorsas N120 y N150 tienen una importancia muy reducida.

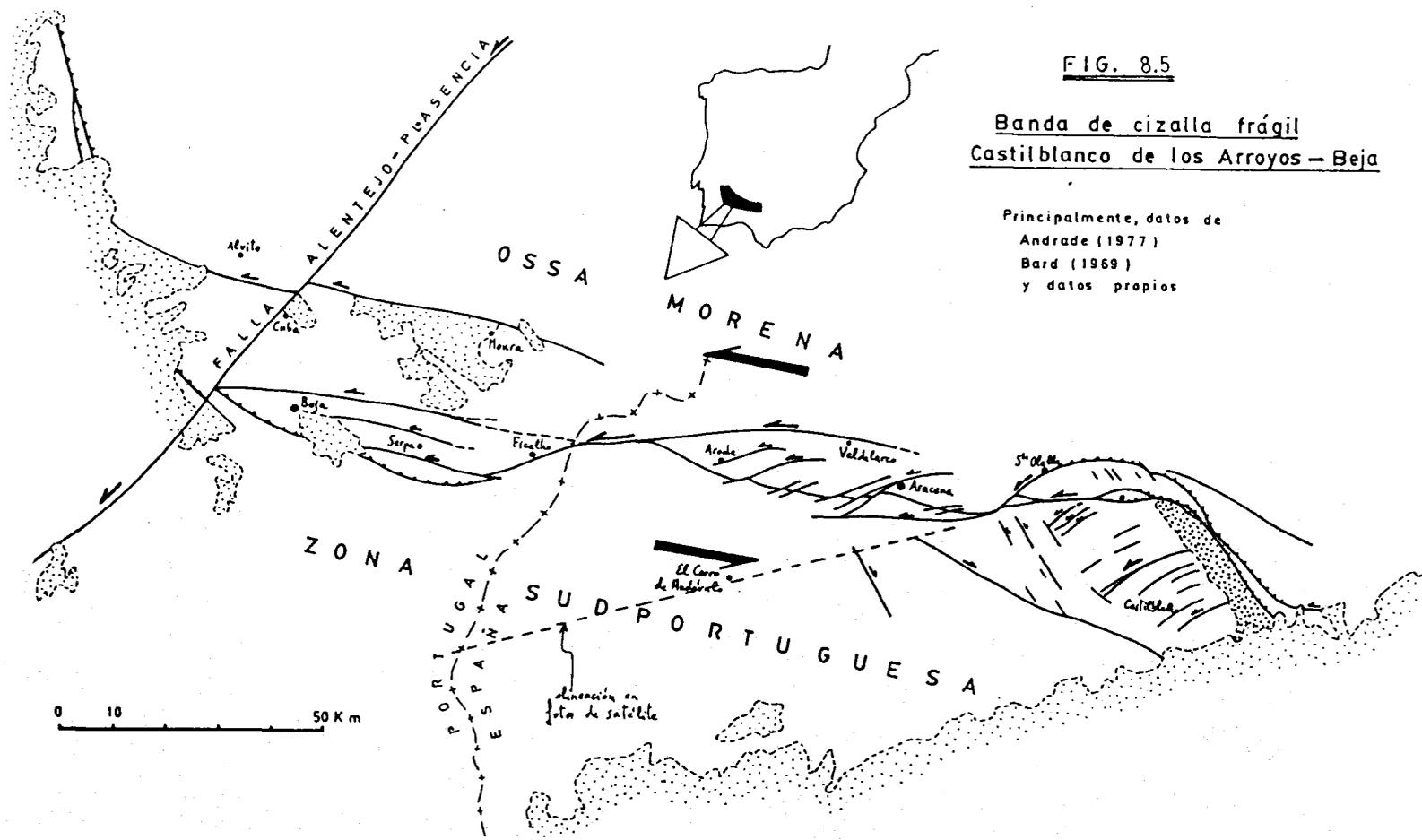
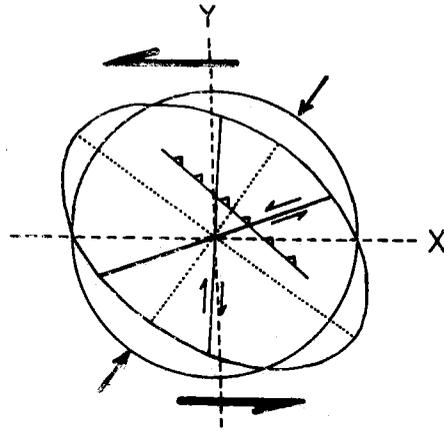


FIG. 8.5

Banda de cizalla frágil
Castilblanco de los Arroyos – Beja

Principalmente, datos de
 Andrade (1977)
 Bard (1969)
 y datos propios

FIG. 8.6



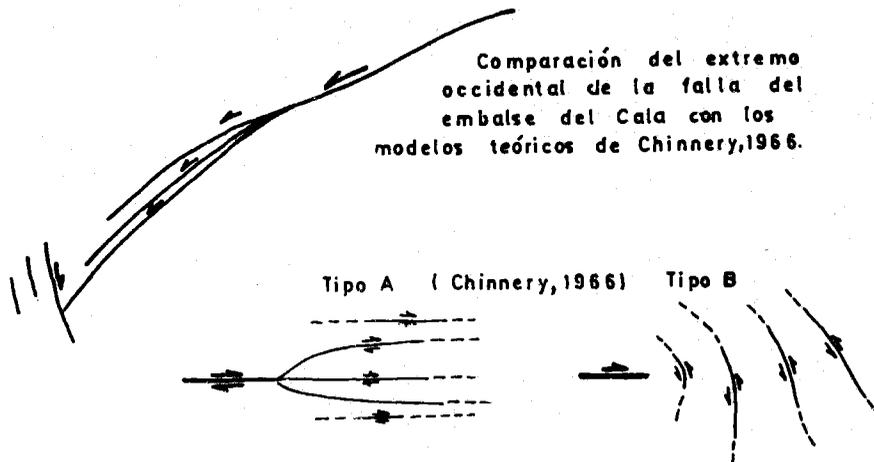
8.4 ANALISIS GEOMETRICO Y CINEMATICO DE LAS PRINCIPALES FALLAS

LA FALLA DEL EMBALSE DEL CALA

Se extiende desde la cuenca del Viar hasta unos 4km al soroeste del embalse que le da nombre; su longitud es del orden de 25km. Desplaza, con movimiento en dirección y sentido sinistrorso, una masa de granitoides postecotónicos, siendo 5km la cuantía del desplazamiento.

Su terminación oriental está tapada por los depósitos de la cuenca del Viar, los cuales fosilizan el movimiento fundamental de la falla, pues sólo están afectados por un movimiento muy débil en régimen de falla normal. Por el oeste, el salto en dirección se amortigua de forma progresiva, mediante el desarrollo de fracturas de segundo orden que corresponden a los tipos A y B de Chinnery (1966) (fig.8.7).

Fig. 8.7



Su salto en dirección es también sinistrorso y de unos 5km , a juzgar por el desplazamiento que sufren , por ejemplo, las calizas de Aracena, que desde Zufre saltan a la Sierra de Fuente Ibáñez (fig. 8.9). Hasta Zufre existe prácticamente una sola falla, pero desde esta localidad hacia el oeste el movimiento se amortigua mediante la participación de un haz de fallas menores (fig. 8.8)

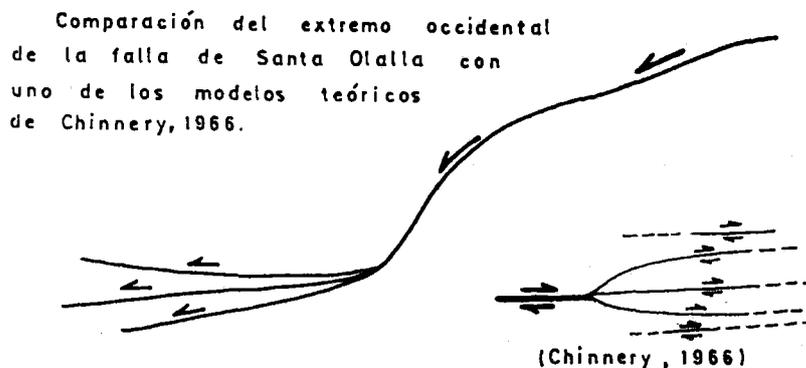


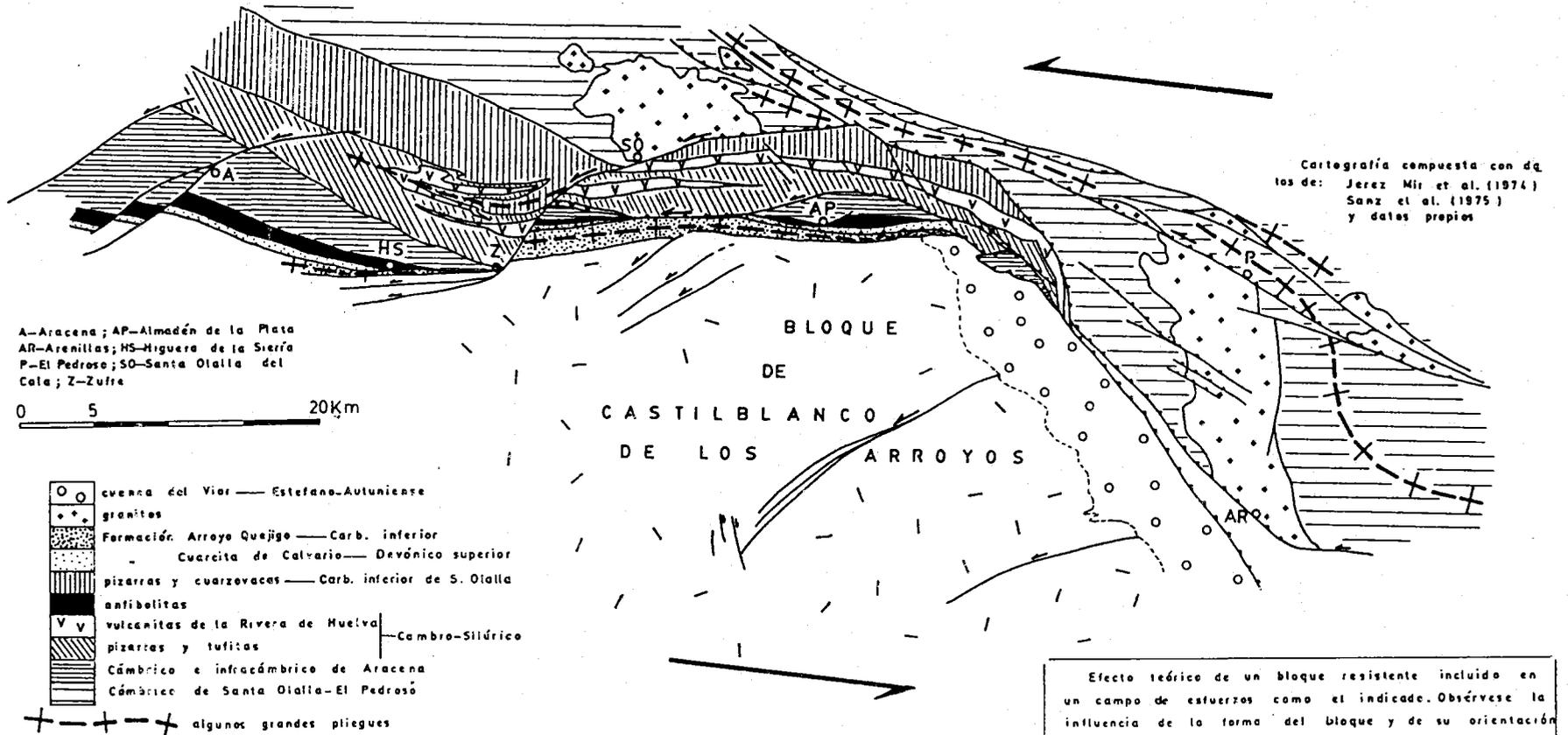
Fig. 8.8

A partir del examen de la figura 8.9, resulta claro que la falla de la que tratamos no tiene simplemente deslizamiento en dirección sino que es una falla más compleja, con una componente inversa que crece hacia el este. La forma de la falla es muy llamativa, pues en cartografía dibuja un arco abierto al sur. Por otro lado, tanto en la banda cámblica del exterior del arco como en los materiales detríticos y volcánicos que aparecen en el interior, es visible una marcada inflexión, del mismo tipo en ambos casos: en un intervalo, las unidades llegan a disponerse según N-S, como se ve en la parte oriental de la figura 8.9, aunque más al este recuperan de nuevo su orientación general.

Las observaciones precedentes llevan a proponer el siguiente modelo para explicar las características de esta estructura:

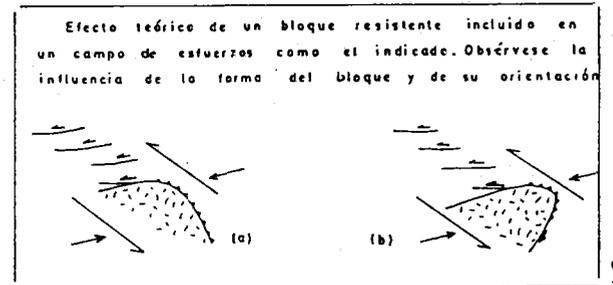
En la región que queda al sur de Almadén de la Plata existen abundantes intrusiones plutónicas, de tal suerte que esta región pudo constituir un bloque resistente en relación con su entorno, mucho más escaso de rocas plutónicas. De acuerdo con lo ya indicado antes, la estructura de la que tratamos se integra en una banda de cizallamiento coincidente con el límite entre

FIG. 8.9



— Efecto del bloque plutónico de Castilblanco sobre su entorno, a causa de los esfuerzos tardihercinianos. —

Nótese el movimiento relativo de incrustación del bloque hacia el NE, causante de la gran falla arqueada y del moldeado general de las estructuras. Obsérvese también que al E del Vinar sólo aflora la banda cámbrica de Santa Olatia-El Pedroso, lo que señala la importancia de los cabalgamientos.



Ossa Morena y Sudportuguesa. Incluido en esta banda de cizalla, el bloque - rígido de Castilblanco de los Arroyos se incrustó en los materiales circundantes, en respuesta a las compresiones NE-SW ligadas a tal cizalla; en los materiales menos frágiles que le rodeaban, el bloque moldeó su forma general (figs. 8.9 y 8.13).

Por el este, la falla de Santa Olalla empalma con las fallas inversas del Viar y de Arenillas. Estas últimas han actuado durante el Pérmico, pero es casi seguro que reutilizaron planos de origen más antiguo, como se discutirá más adelante.

LAS FALLAS DEL SUR DE ALMADÉN DE LA PLATA

Al sur de Almadén de la Plata, la F. Cuarcita de Calvario forma un estrecho corredor E-W, limitado por fallas al norte y al sur. Estas fallas han jugado en el periodo tardiherciniano, pero existe la posibilidad de que su origen sea anterior.

La figura 8.9 muestra con claridad que el incrustamiento del bloque de Castilblanco de los Arroyos fué posterior al movimiento de estas fallas, de forma que quedan cortadas por la de Santa Olalla. Esta última pertenece al sistema de fallas transcurrentes sinistrorsas, al que también pertenecen la del embalse del Cala y la de Aracena, por ejemplo. En consecuencia, se deduce que el lote de fallas sinistrorsas transcurrentes es posterior al movimiento de las fallas del sur de Almadén de la Plata.

La falla más meridional pone en contacto la F. Cuarcita de Calvario con la F. Arroyo Quejigo, estratigráficamente superior, y su plano es relativamente tendido (unos 60°). En las cuarcitas se han observado estrías de fuerte buzamiento, junto con estrías mayoritarias de unos 30° de rake e, incluso, estrías subhorizontales, sin que haya sido posible establecer el orden de estos movimientos. ¡El estilo de esta falla recuerda en parte el de los cabalgamientos tardifase 1, aunque es más empinada, y es posible que su génesis deba ligarse a esta etapa. No obstante, es posible también que incluso su movimiento de falla inversa fuese tardiherciniano, lo que explicaría el especial apretamiento que tienen algunos pliegues F₂ situados inmediatamente al sur de la falla. En todo caso, es poco dudoso que los movimientos con importante componente en dirección sean tardihercinianos.

La falla septentrional es más importante. Al sur de Almadén de la Plata separa un conjunto de anfibolitas (al norte) de la F. Cuarcita de Calvario (al sur), y estas dos unidades continúan enfrentadas por todo el borde

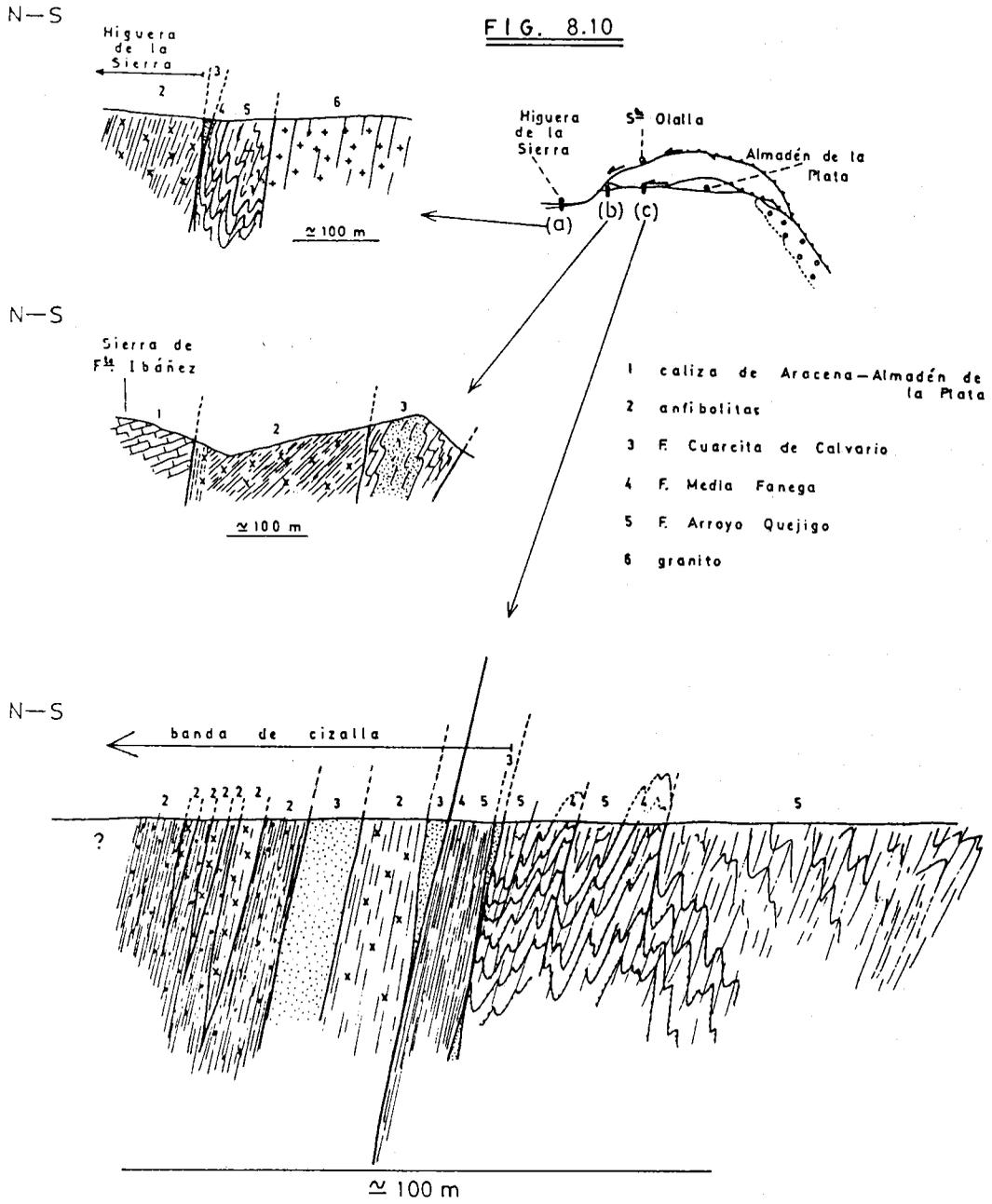
sur del macizo de Aracena (anfíbolitas de Acebuches-Bard, 1969- y cuarcita de Sierra Giralda - Apaletgui et al., en prensa).

La banda de anfíbolitas, que como máximo llega a 1000m de espesor, muestra siempre una fuerte variación en sentido transversal: al norte son anfíbolitas de grano grueso, metamorfismo medio-alto y esquistosidad poco penetrativa; de forma progresiva, hacia el sur, disminuyen el tamaño de grano y el metamorfismo, haciéndose más penetrativa la esquistosidad. En la región de Aracena, se ha considerado que existe un paso gradual entre las anfíbolitas y la unidad correlacionable con la F. Cuarcita de Calvario (Bard, 1969, 1967; Apaletgui et al., en prensa); sin embargo, la intensidad de los gradientes de metamorfismo y deformación en la banda de anfíbolitas pudiera significar la existencia de una importante cizalla dúctil, y a este respecto sería de gran interés el estudio detallado de la deformación de las anfíbolitas en el área de Aracena, en donde se presentan más completas. Alternativamente, pudiera ser, como han indicado los últimos autores citados, que el diferente tamaño de grano corresponda esencialmente a una variación original, a saber, gabros en la base y vulcanitas básicas, tobas básicas y otro material fino en el techo; la intensa variación del metamorfismo podría explicarse, según ellos, por un efecto de pantalla al calor. Sea como fuere sobre la existencia o no de un cizallamiento dúctil localizado en la banda de anfíbolitas, existen claras muestras de un importante cizallamiento frágil o semifrágil, de acuerdo con las observaciones que a continuación se relatan.

En Higuera de la Sierra afloran bien las anfíbolitas de grano medio y, sobre todo, fino. Al norte limitan con una granodiorita anatética, gneises y rocas calcosilicatadas con fuerte metamorfismo ("Serie" de Almonaster; Bard, 1969). En la salida sur del pueblo, en las trincheras de la carretera, se observan, mediante contacto mecánico, unos pocos metros de cuarcita masiva de color claro; siguen pizarras y areniscas de la F. Media Fanega, separadas de las cuarcitas por una fractura muy limpia perfectamente visible. Rápidamente se pasa a las pizarras y grauvacas con albita, típicas de la F. Arroyo Quejigo, y de éstas, con otro contacto mecánico, a un granito tardío (fig. 8.10a). Todas las fracturas observadas corresponden a fallas de salto en dirección, y es llamativo que la formación de cuarcitas casi ha desaparecido. Sin embargo, en este sector, al menos parte de las fracturas señaladas corresponden a la prolongación de la falla de Santa Olalla, no siendo posible deslindar con seguridad la existencia de otro cizallamiento. Más interés tienen las observaciones en lugares en que no hay posibilidad de confusión con estructuras debidas a la última cizalla frágil.

En la vertiente meridional de la Sierra de Fuente Ibáñez se puede reau

FIG. 8.10



lizar el pequeño corte geológico de la figura 8.10b. Destaca el contacto entre el paquete calizo y las anfíbolitas, que se observa bien en la carretera Zufre-Santa Olalla, y corresponde a un cizallamiento que origina una esquistosidad de fractura espaciada que corta a la esquistosidad penetrativa en las anfíbolitas; además, en fracturas secundarias pueden llegar a verse estrías subhorizontales. Importa resaltar que entre el conjunto carbonatado y las anfíbolitas se intercala, en todo el macizo de Aracena, una unidad compleja con fuerte metamorfismo ("Serie" de Almonaster; Bard, 1969), que ha desaparecido en este punto. El contacto entre las anfíbolitas y la formación con cuarcitas parece semejante, aunque no se observa a causa de los derrubios de ladera. En este lugar no hay confusión posible con el desgarre de Santa Olalla, ya que, aunque pasa muy cerca, lleva una orientación netamente diferente; de hecho, corta a estos otros que se acaban de describir.

Hacia el este de la Sierra de Fuente Ibáñez las condiciones de observación son inadecuadas; sin embargo, donde la carretera nacional Sevilla-Badajoz corta a esta banda (4 km al sur de Santa Olalla) existe un canalillo de desagüe que permite establecer el pequeño corte de la figura 8.10c. Se muestra en el corte que unidades litológicas bien separadas en otros puntos, a saber, las anfíbolitas y las cuarcitas, se presentan aquí en una estrecha faja, intensamente cizalladas y formando una verdadera mezcla tectónica. Además, en esta transversal la "Serie" de Almonaster y la formación carbonática no tienen prácticamente representación alguna. (fig. 8.9)

Es, pues, un hecho demostrado la existencia de un importante cizallamiento estrictamente ligado al límite entre Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa, anterior a la cizalla frágil en la que se integran fallas tales como la de Santa Olalla y la del embalse del Cala.

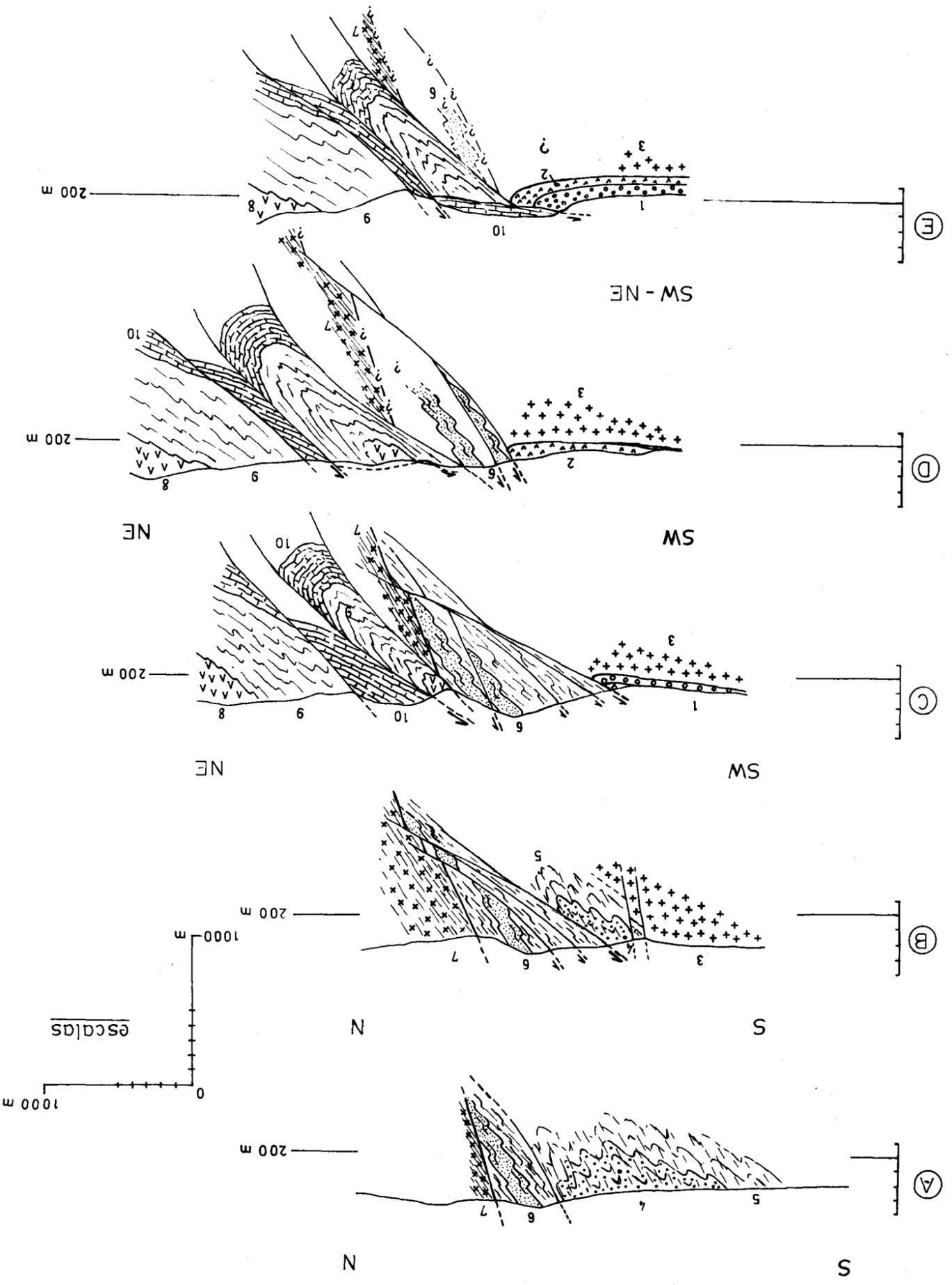
Cuando se examina la cartografía de la región (fig. 8.9) un hecho llamativo es cómo el macizo de Aracena parece estirarse hacia el este, formando los "macroboudines" de la Sierra de Fuente Ibáñez y de Almadén de la Plata; en realidad, a mayor escala, el mismo macizo de Aracena semeja ser un gigantesco "boudin". Esto sugiere una componente de extensión E-W, con una deformación dúctil en las unidades que enmarcan el macizo (esencialmente rocas lutíticas y areniscosas muy poco metamórficas) y con una respuesta semi-frágil del propio macizo de Aracena (pobre en lutitas y metamorfizado). La cizalla que acaba de ser revelada unas líneas atrás podría explicar total o parcialmente ese estiramiento.

- 1 — conglomerados del Viar
- 2 — basaltos del Viar
- 3 — granito
- 4 — Formación Arroyo Quejigo
- 5 — " Media Fanega
- 6 — " Cuarcita del Calvario
- 7 — anfíbolitas
- 8 — vulcanitas de la Rivera de Huelva
- 9 — pizarras y cineritas
- 10 — caliza de Aracena-Almadén de la Plata

Para situarlos, véase la fig. 9.1
TE SEPTENTRIONAL).

SERIE DE CORTES QUE MUESTRA EL EFECTO DE LAS COMPRESIONES
TARDÍERCIANAS EN EL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DEL VIAR (PAR-

Fig. 8.11



Todo el borde oriental de la cuenca del Viar está limitado por una falla inversa de trazado bastante rectilíneo, que afecta a los depósitos de la cuenca; a causa de un efecto de arrastre, los materiales del Viar pueden llegar a ponerse verticales, incluso invertidos, junto a la falla. El buzamiento del plano es fuerte en la mayor parte del recorrido, y decrece de sur a norte: en el extremo meridional es casi de 90° , pero hacia el norte toma valores más moderados, entre 60 y 70° . Más al norte, la falla pierde su individualidad, desarrollándose una estructura de escamas.

Una ojeada a la figura 8.9 permite ver que la estrecha faja comprendida entre la falla del Viar y la de Arenillas es continuación de la banda de cizalla situada al sur de Almadén de la Plata, y también de la falla de Santa Olalla. Se trata, en consecuencia, de una faja de tectónica compleja en la que lo más evidente, aunque no lo más importante, son los movimientos finales, pérmicos. En su interior he reconocido lentejones de diversas unidades, correlacionables con las que aparecen en el sector de Almadén de la Plata, pero la cartografía existente es aún poco precisa y por ello esta faja se ha dejado en blanco en la figura 8.9.

En la parte norte de la cuenca del Viar se desarrolla una estructura de escamas que se muestra en los cortes de la figura 8.11. En ellos se refleja la existencia de fallas anteriores, en las que dominaría el salto en dirección, que han sido utilizadas posteriormente como fallas con una notable componente inversa.

En la loma de los Castillejos, una losa de calizas cámbricas llega a reposar subhorizontalmente sobre materiales de la cuenca del Viar (corte E de la fig. 8.11).

8.5 LA TECTONICA TARDIHERCINIANA Y EL LIMITE ENTRE OSSA MORENA Y LA ZONA SUDPORTUGUESA

Las descripciones dadas en las páginas precedentes han mostrado que la fracturación tardiherciniana ha tenido importante incidencia en la estructuración del límite entre Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa. Este hecho tiene gran interés y será revisado a continuación con una perspectiva más amplia.

En la región oriental de la Zona Sudportuguesa y sectores colindantes

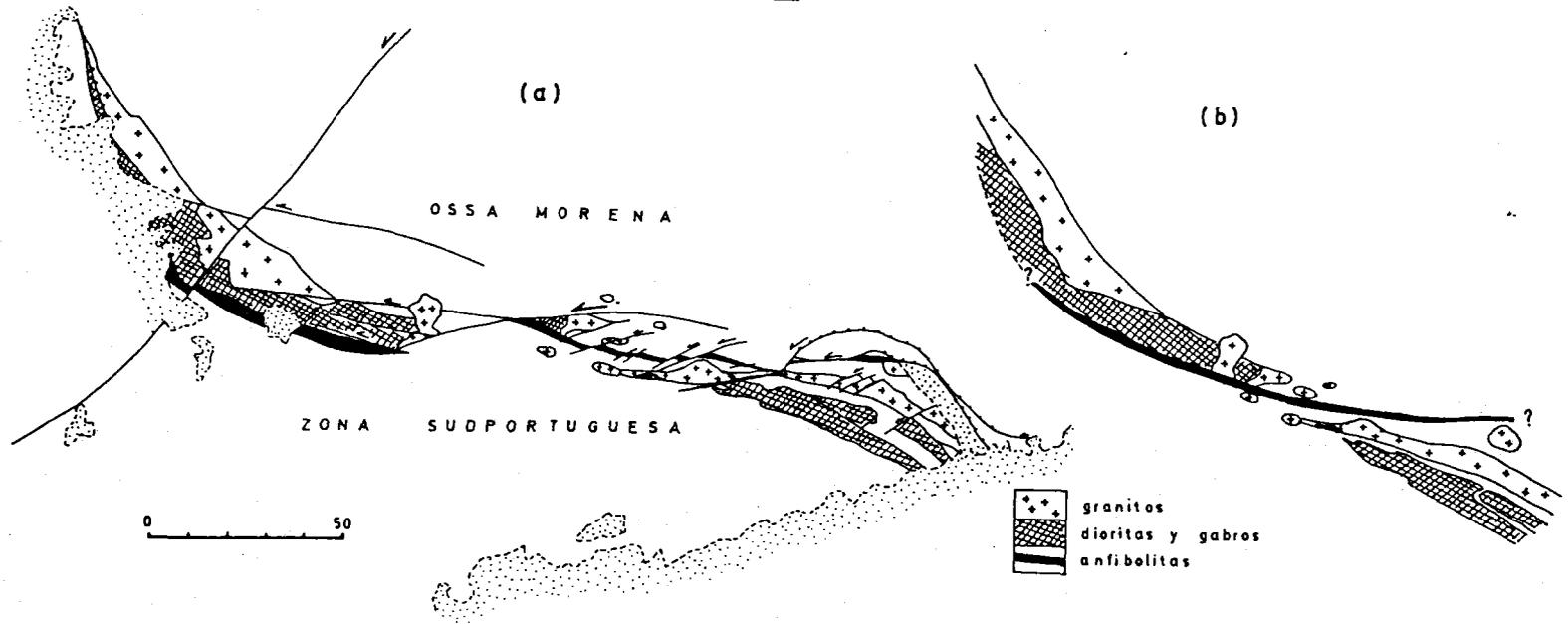
de Ossa Morena, se ha establecido la existencia de una banda de cizalla frágil de edad Estefaniense medio-superior, que ha producido fallas en dirección sinistrorsas y fallas inversas. Sin duda, esta banda continúa por el macizo de Aracena y parece llegar hasta la región de Beja, en Portugal (fig. 8.5). El salto de estas fallas es notable, frecuentemente kilométrico, destacando la de Beja-Valdelarco, cuyo salto en dirección puede alcanzar más de 20km (Bard, 1969; Florido y Quesada, 1981).

A pesar del interés que ello tiene, no es posible, con los datos cartográficos disponibles, determinar exactamente el valor del estiramiento producido por la cizalla frágil. El desplazamiento principal (más de 20km) corresponde, como queda dicho, a la falla Beja - Valdelarco, pero no son despreciables los de otras fallas: 5km en la de Santa Olalla, otros 5 en la del embalse del Cala, una cifra similar en la de Aracena, etc. Además, hay multitud de fallas de menor salto cuyo efecto sumado es importante. En conclusión, aun teniendo en cuenta la reducción debida a que las fallas son algo oblicuas al desplazamiento general, considero que unos 50km de desplazamiento relativo de Ossa Morena respecto de la Zona Sudportuguesa es una cifra razonable.

En este punto, interesa recordar que en el capítulo 4 se ha defendido la correlación entre los gabros de la región de Castilblanco de los Arroyos y rocas análogas de la región de Beja. En la figura 8.12 se han representado de forma esquemática estas masas plutónicas, pudiendo apreciarse que, además de las similitudes petrográficas y químicas ya reseñadas en el capítulo correspondiente, la misma cartografía sugiere esa correlación. Para mayor claridad, puede intentarse eliminar el desplazamiento producido, siquiera sea de una forma aproximada. Así, en la figura se ofrece una reconstrucción que se supone no debe diferir mucho de lo que sería el estadio previo al cizallamiento: probablemente no hubo una alineación continua de gabros sino que existiría, como la figura sugiere, una discontinuidad en el macizo de Aracena.

Además de la cizalla indicada, la más evidente, se ha identificado otra, anterior. Se encuentra bien desarrollada entre la Sierra de Fuente Ibáñez y Almadén de la Plata; entre Aroche y Ficalho, puede confundirse con el movimiento más tardío de la falla Beja- Valdelarco, de manera que parte de los más de 20km de salto atribuidos a esta falla pueden ser debidos al cizallamiento anterior. Desgraciadamente, el conocimiento que se tiene sobre esta cizalla es aún insuficiente; no obstante, con los datos presentados anteriormente puede decirse que es una cizalla semifrágil tardiherciniana precoz. Vemos así que, en una época ya calificable de tardiherciniana,

FIG. 8.12



Ensamblaje hipotético y esquemático, al eliminar el cizallamiento

(posterior a todos los plegamientos), tuvo lugar la estructuración más aparente del límite entre Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa. Una cuestión importante, que queda por dilucidar, es si en la banda de anfibolitas Beja-Aracena-Almadén de la Plata se localiza, o no, una importante cizalla dúctil, que sería más anti-gua.

8.6 EVIDENCIAS DE DISTENSION REGIONAL Y COMPRESIONES FINALES

Son muy abundantes las evidencias cartográficas y microtectónicas de que fallas originalmente transcurrentes tuvieron después movimientos como fallas normales. En esta situación, intruyeron los diques básicos, tan abundantes en la región (fig. 6.3). Todas las observaciones señalan que no ha habido movimientos apreciables de salto en dirección, tras la intrusión de los diques de diabasa. Cantos de estas diabasas aparecen en los conglomerados de la cuenca del Viar, y los depósitos de esta cuenca sellan los movimientos en dirección de las fallas sinistrorsas NE (fig. 9.1).

En suma, fallas normales, diabasas y cuenca del Viar son rasgos que indican una etapa distensiva, posterior al desarrollo principal de las cizallas requeridas en apartados precedentes. El sistema regional de esfuerzos que prevalecería en esta etapa no es conocido, aunque en un principio pudo ser esencialmente el mismo que existía antes, ya que la persistencia del movimiento lateral de Ossa Morena respecto de la Zona Sudportuguesa (fig. 8.5) tendería a abrir las fracturas sinistrorsas NE, permitiendo su relleno por magma básico. Sin embargo, ese mismo régimen no parece adecuado para explicar la apertura de las fracturas dextrorsas NW ni la formación de la cuenca del Viar.

Hay una tendencia reciente a ligar la formación y desarrollo de muchas cuencas de sedimentación con fallas transcurrentes, habiéndose descrito diversos modelos de esta clase de relaciones (Soula y Bessière, 1979; Ballance y Reading, 1980). Ninguno de estos casos coincide con la orientación y características de la cuenca del Viar, si esta cuenca trata de integrarse en la misma situación regional que originó las fallas transcurrentes de la región.

Tras este periodo distensivo, aún mal comprendido, hay nuevas indicaciones de compresión: la falla inversa del Viar afecta a los depósitos de esta cuenca. No obstante, se considera que estas últimas compresiones fueron relativamente pequeñas, ya que a pesar de tener notables efectos sobre

el borde oriental de la cuenca del Viar no reactivaron las fallas de orientación NE.

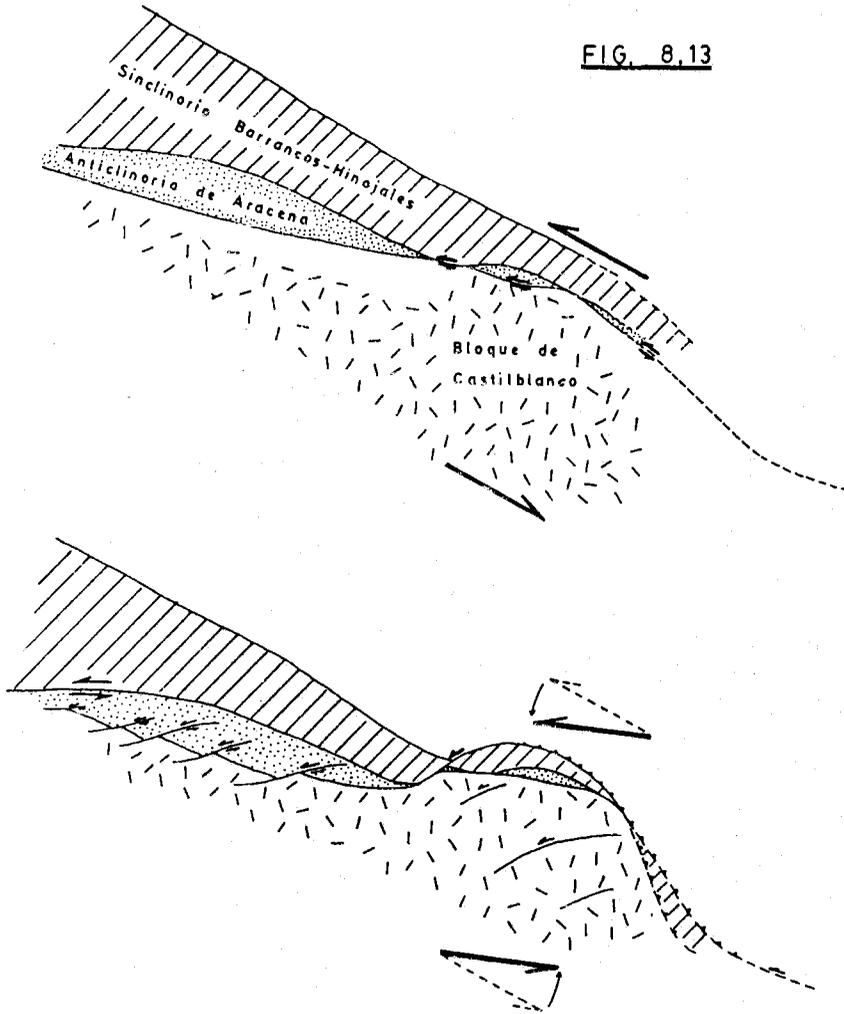
8.7 RESUMEN. MODELO DE EVOLUCION

En el periodo tardiherciniano tuvo lugar un notable desplazamiento sinistrorso entre Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa. La cuantía total del desplazamiento en dirección puede evaluarse en unos 50km (fig. 8.12). Este desplazamiento puede considerarse dividido en dos etapas principales, reflejadas en la figura 8.13. En una primera fase, el desplazamiento estaría concentrado en el límite estricto entre Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa, y un fuerte estiramiento produciría la ruptura en boudines de la banda metamórfica de Aracena- Almadén de la Plata, que se encuentra limitada al norte y al sur por unidades lutíticas poco metamorfizadas, comparativamente más dúctiles. Después, pudo tener lugar un pequeño giro del sistema de esfuerzos, de manera que el bloque plutónico de Castilblanco se incrustaría en las unidades situadas al norte y bloquearía el movimiento anterior. Para aliviar la situación, se producirían movimientos sinistrorsos a lo largo de toda una serie de fallas NE, dispuestas escalonadamente (fig. 8.13). Con posterioridad, una serie de fenómenos (fallas normales, intrusión de diabasas, cuenca del Viar) sugieren un estado de distensión cuyas características son mal conocidas. Finalmente, tendrían lugar débiles compresiones (falla del Viar), antes de entrar en una larga etapa de situación esencialmente estable.

8.8 LA FRACTURACION TARDIHERCINIANA A LA ESCALA DE LA CADENA HERCINIANA

El tipo de fracturación estudiada en paginas precedentes no está restringido a un área regional, sino que ha sido encontrada en un ámbito mucho más amplio. En efecto, en Europa meridional (especialmente en su parte occidental) y norte de Africa se ha reconocido una tectónica principalmente frágil, caracterizada por el amplio desarrollo de fallas de salto en dirección, que se imponen sobre las estructuras hercinianas con total independencia de ellas, afectando a diferentes niveles estructurales. Su edad es principalmente Estefaniense, aunque llegan hasta el Pérmico inferior (Arthaud y Matte, 1975). En la síntesis que estos autores han realizado, se destaca el hecho

FIG. 8.13



MODELO DE EVOLUCION DEL CIZALLAMIENTO ENTRE OSSA MORENA Y LA ZONA SUDPORTUGUESA

de que hay grandes fallas de salto importante que delimitan grandes bloques, dentro de los cuales existe una red de fallas con saltos más o menos modestos. Ejemplo de tales fallas maestras serían la Norpirenaica, la del Gran Surco Hullero (Francia) y, probablemente, la del Guadalquivir. En cada bloque, Arthaud y Matte creen ver un sistema sencillo de fracturación, que podría explicarse por un único sistema de esfuerzos; entre bloques hay diferencias, y ello podría deberse a la relativa individualización que originan las grandes fallas que los limitan.

En un trabajo posterior, Arthaud y Matte (1977), se propone un modelo general para dar cuenta de la fracturación tardiherciniana en su totalidad. Se cree que ésta se ha originado en una zona de cizalla de enormes dimensiones, debida al movimiento dextrorso de dos placas, una al norte (que incluiría el Escudo Canadiense, Groenlandia y la Europa estable) y otra al sur (Escudo Africano más una parte oriental imprecisa). El movimiento relativo de estas dos placas produciría la gran zona de cizalla frágil y, en los extremos, se dispararía por acortamiento, originando las cadenas tardipaleozoicas de los Urales (al este) y de los Apalaches meridionales (al oeste). Para explicar la geometría general de la fracturación, se ha establecido una comparación con el clásico experimento de Riedel: las grandes fallas suelen tener una orientación tal que forman un ángulo moderado (20° a 30°) con la dirección general de la cizalla y son dextrorsas, o bien un ángulo mucho mayor y son sinistrorsas; las primeras (e.g. la falla Norpirenaica) serían las del tipo R del experimento, y las segundas (e.g. la del Gran Surco Hullero) podrían ser fallas R', conjugadas de las R. Las demás fallas, no acomodables en ninguno de estos dos tipos, resultarían de la reorientación del sistema de esfuerzos en el interior de los bloques delimitados por las grandes fallas.

El modelo global de Arthaud y Matte es sin duda muy atractivo, aunque está basado en un análisis relativamente poco detallado, además de que incluye datos no siempre exactos. Un ejemplo de esto último es la colocación de la falla Porto-Tomar dentro de la familia de desgarres dextrorsos tardihercinianos, a pesar de que, según Ribeiro et al. (1980), esta falla funcionó como dextrorsa dúctil en el Westfaliense superior (su movimiento fundamental), pero en el Estefaniense fue una falla en dirección frágil y sinistrorsa, y en el Autuniense una falla inversa. Cifándonos al extremo suroeste de la península, hemos visto que, coincidiendo con el límite Ossa Morena-Sudportuguesa, se desarrolló en el Estefaniense una importante zona de cizallamiento frágil; el análisis de la fracturación lleva a estable-

cer una posición ENE-WSW para el eje de máximo esfuerzo. Para la falla del Guadalquivir, presumiblemente sinistrorsa y muy importante, hay que suponer compresiones NE-SW y, en general, se deduce que en el extremo suroeste de la Península Ibérica las principales compresiones tardihercinianas tuvieron aproximadamente esa disposición, que contrasta notablemente con la NW-SE que parece propia de la parte septentrional de la Península (por ejemplo, a partir de la falla de Ventaniella). Esta variación es reconocida sólo parcialmente en el modelo global que comentamos.

Una cuestión importante, que queda mal explicada en el modelo de Arthaud y Matte, es la "distensión pérmica". Los haces de diques, el vulcanismo y la formación de cuencas de sedimentación molaésica son rasgos característicos del Pérmico en Europa, mientras que el desarrollo de las fallas transcurrentes parece ser, sobre todo, del Estefaniense; esto es también lo que se ha deducido para la región estudiada en este trabajo. Sin embargo, en ese modelo la megacizalla dextrorsa se supone amortiguada en los extremos por la deformación de los Urales y los Apalaches, que ocurrió durante el Pérmico; por lo tanto, hay que insertar la distensión pérmica dentro del sistema de megacizalla, lo cual no resulta del todo claro.

Carácter diferente al de las cizallas principalmente frágiles (tardihercinianas) referidas en este capítulo es el de otras cizallas, también de salto en dirección pero fundamentalmente dúctiles, que se encuentran bien representadas en el ámbito del Arco Ibero-Armoricano (Iglesias y Ribeiro, 1980). Estas últimas aparecen en muchos casos ligadas estrechamente con la deformación de segunda fase herciniana (Westfaliense) al menos en las Zonas Centro-Ibérica y Asturoccidental-Leonesa (Iglesias y Choukroune, 1980), a pesar de lo cual han sido, en ocasiones, atribuidas erróneamente a la tectónica de fallas estefaniense. Estas zonas de cizalla se presentan en un sistema conjugado (Iglesias y Ribeiro, 1980). Aunque es común que los procesos de elevación térmica hayan sido anteriores y aparezcan independientes de las cizallas en cuestión, éstas tienen aún carácter dúctil.

Existen, todavía, en la evolución herciniana, otras cizallas dúctiles, ligadas esta vez a la primera fase de deformación, y que son del tipo cabalgamiento con desarrollo sinmetamórfico (e.g. Arenas et al., 1982), que se han supuesto ligadas a las etapas primeras de una colisión continental (Matte y Burg, 1981).

Así, se deduce que el cizallamiento es un tipo de deformación muy importante, al menos en el segmento iberoarmoricano de la Cadena Herciniana. El tipo de cizalla fué diferente con el tiempo: en un principio, dúctil sinmetamórfica y cabalgante (Devónico final); después, dúctil postmetamór-

fica y de salto en dirección (Westfaliense; finalmente, en el Estefaniense, se formaron cizallas frágiles, también de salto en dirección.

LA CUENCA DEL VIAR

La cuenca del Viar se ciñe a un amplio valle de unos treinta kilómetros de longitud, orientado en dirección NNW-SSE y recorrido por el río Viar. Por el oeste, su límite es suave y algo irregular, pero por el este queda bruscamente limitada por un cabalgamiento. En el sur, resulta ocultada por los materiales de la depresión del Guadalquivir, bajo los cuales se prolonga de forma no conocida, aunque debe señalarse que es en el extremo sur donde la potencia de materiales es mayor y donde se advierte lo que parece un inicio de ensanchamiento de la cuenca.

Cuando emprendí el estudio de esta región, no existía una cartografía suficientemente precisa ni estaba establecida con cierto detalle la secuencia estratigráfica, siendo el principal objetivo de este estudio el cubrir esas importantes lagunas. Aunque se ofrecen diversos datos sedimentológicos, no se ha llegado a abordar una investigación detallada de esta índole.

Gavala(1927) estableció en líneas generales la secuencia estratigráfica, y la atribuyó al Pérmico, considerando las facies litológicas y la presencia abundante de *Walchia*. García Siñériz(1944) realizó una campaña de investigación sísmica en el área meridional de la cuenca, determinando su profundidad en diversos puntos. Los mapas geológicos a escala 1:50.000 de Almadén de la Plata (García-Monzón y Jerez, 1974), Castilblanco de los Arroyos (Martín Escorza y Rivas, - 1975) y Ventas Quemadas (Sanz y Ledesma, 1975) han supuesto una mejora en la cartografía.

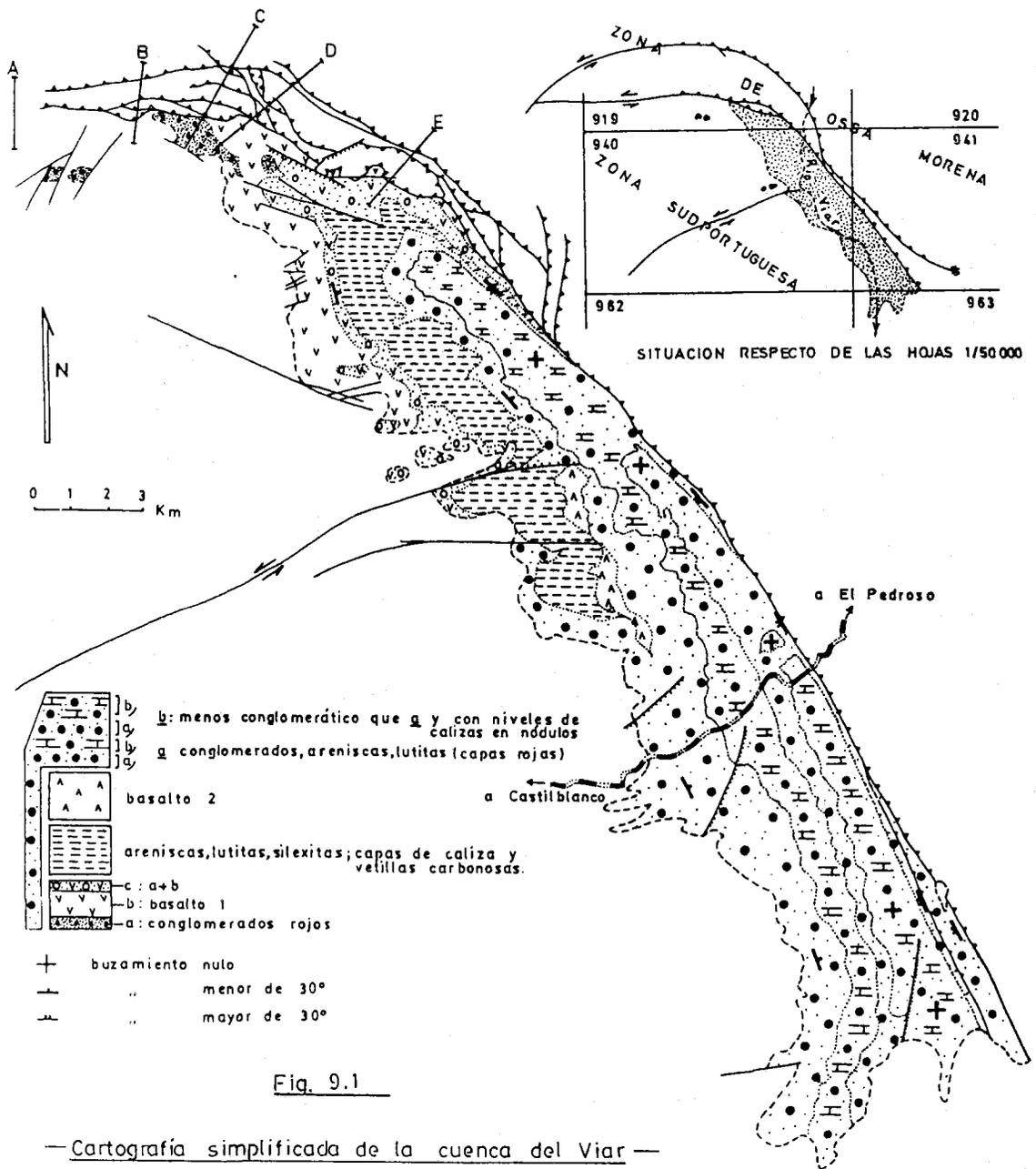
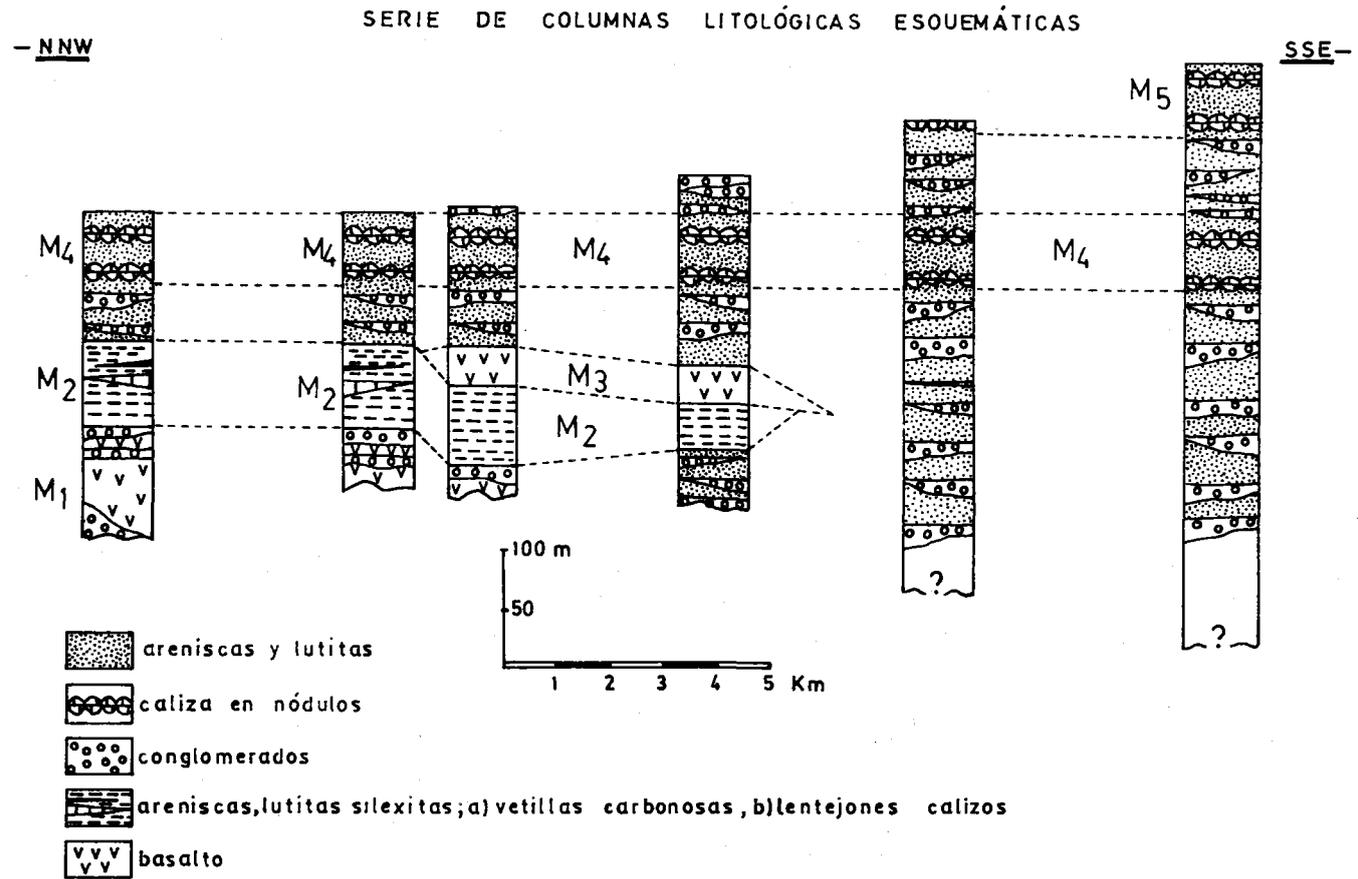


Fig. 9.2



9.1 UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS : DEFINICION, RELACIONES MUTUAS Y DESCRIPCION

La totalidad de los materiales aflorantes en la cuenca del Viar se ha englobado en una unidad litoestratigráfica denominada "Formación capas rojas del Viar". Este proceder parece conveniente en vista de lo abundante que es, en toda la cuenca, la litología que se incluye en esa denominación; no obstante, en la mitad norte existe una notable diversidad que no se encuentra en el sur, y ello implica que la sección tipo que se va a proponer dista de ser representativa de todo el conjunto: como tal se sugiere el corte de la carretera Castilblanco de los Arroyos- El Pedroso, que ofrece el mejor conjunto de afloramientos y el acceso más fácil (fig. 9.1).

Dentro de la formación se han distinguido varios miembros, con la finalidad de definir los conjuntos litológicos que no son, o no de forma exclusiva, detrítico-rojos. Por lo tanto, no toda la formación ha quedado dividida en miembros.

En la mitad norte de la cuenca se distinguen, de abajo arriba (fig. 9.2): a) Miembro basáltico y detrítico rojo Gargantafría (M_1); b) Miembro detrítico-silíceo gris Los Canchales (M_2); c) Miembro basáltico superior (M_3); y d) secuencia detrítica roja, con el Miembro detrítico rojo y carbonático M_4 .

En la mitad sur, se han considerado dos miembros dentro de la sucesión detrítica roja: a) Miembro detrítico rojo y carbonático inferior (M_4 , el mismo que aparece en la parte norte) ; b) idem, superior (M_5).

Los cambios de facies según el alargamiento de la cuenca quedan expresados en la figura 9.2; la figura 9.3 permite apreciar las variaciones del perfil transversal. A partir de los resultados de la investigación sísmica que llevó a cabo García Sinéris (1944), he podido confeccionar un mapa de isobatas, prácticamente isopacas, del área meridional (9.4), con lo cual la geometría del fondo de la cuenca queda bien definida en este sector.

Debe resaltarse el aumento de potencia hacia el sur y hacia el este que presenta el conjunto de los materiales que rellenan la cuenca. Aun sin ser una cuestión perfectamente clara, parece probable que esta geometría es, sobre todo, reflejo de una disposición sedimentaria original. El engrosamiento hacia el este estaría originado por la forma de semigraben de la cuenca, cuyo borde oriental, seguramente cercano al actual, se encontraría limitado por una falla.

Describiré en primer lugar los tres conjuntos litológicos que son es-

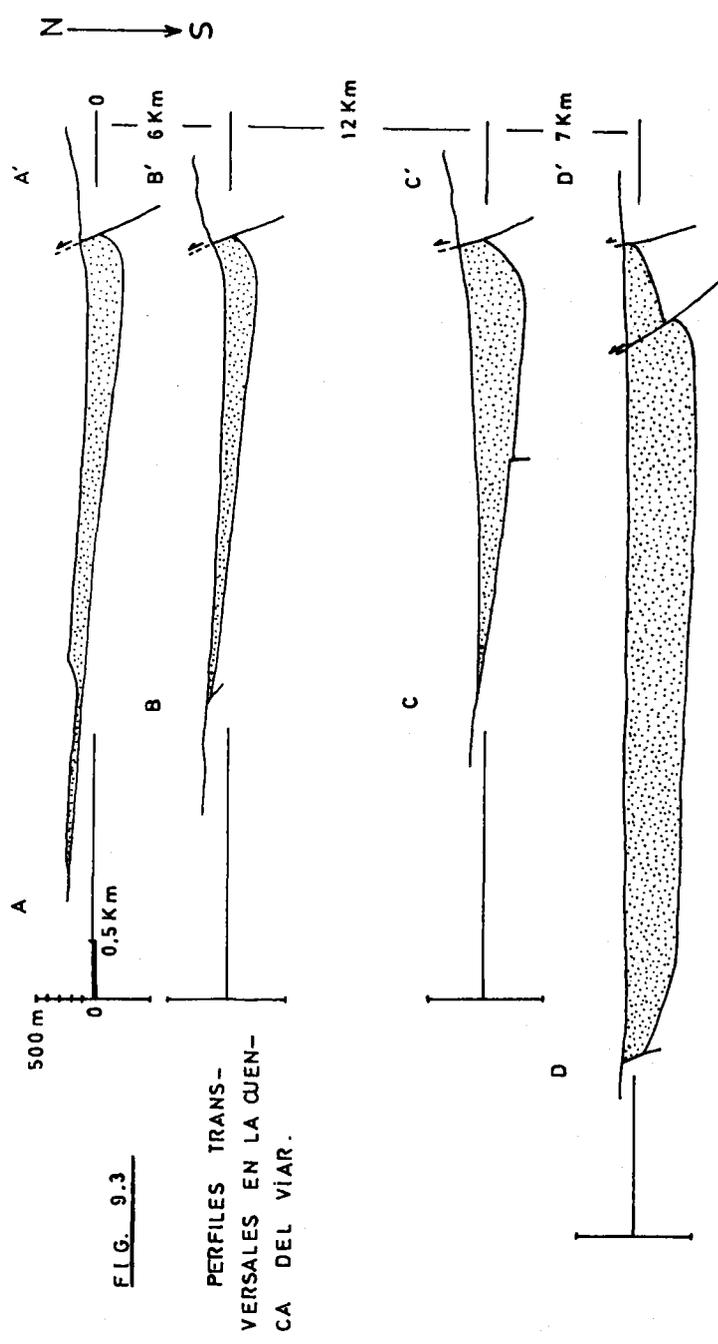
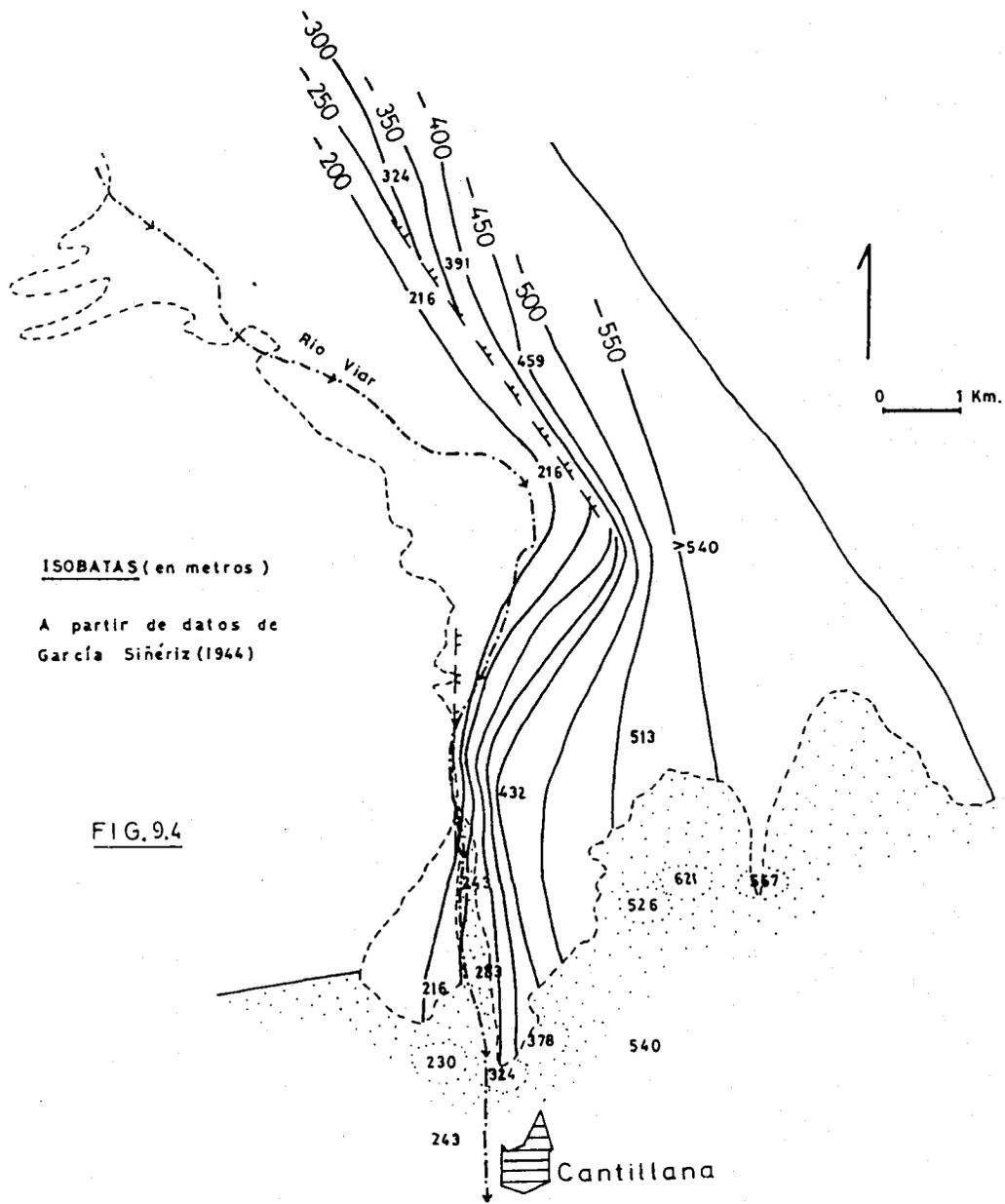


FIG. 9.3

**PERFILES TRANS-
VERSALES EN LA CUEN-
CA DEL VIAR.**



pecíficos de la mitad norte (M_1 , M_2 y M_3), pasando a continuación a tratar de la secuencia detrítica roja, representada también en el norte pero que ocupa la totalidad del sector meridional.

9.1.1 MIEMBRO BASALTICO Y DETRITICO ROJO DE GARGANTAFRIA (M_1)

En los afloramientos más septentrionales (parte norte del granito El Berrocal), la base de la cuenca está constituida por conglomerados rojos. Hacia el SE, en el costado oriental del mismo cuerpo granítico, los primeros materiales discordantes son basaltos, sobre cuyo techo vuelven a aparecer niveles de conglomerados rojizos. Algo más al SE se distingue un conjunto basáltico en la base y, encima, una alternancia de basaltos y conglomerados. Por lo tanto, en el sector norte de la cuenca se puede distinguir una unidad basal constituida por la interestratificación de las dos composiciones litológicas indicadas. Esta unidad se acuña al poco de traspasar la falla del embalse del Cala. El nombre de Gargantafría que se le ha dado responde al hecho de que un arroyo de tal denominación transcurre un buen trecho por estos materiales.

Los basaltos del Viar han sido descritos en otro capítulo de esta memoria (véase cap. 6). Los niveles detríticos están dominados por conglomerados y areniscas groseras, de color rojizo, que tienen rasgos comunes con

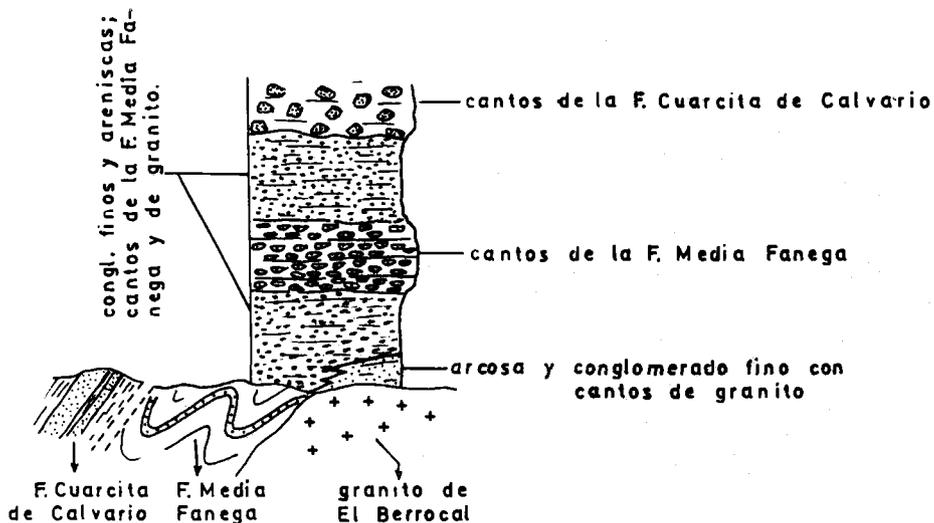


FIG. 9.5. -EJEMPLO DEL CARÁCTER PROXIMAL DE LOS CONGLOMERADOS DEL VIAR

los de otros muchos puntos de la cuenca, por lo que no merecen descripción aparte (habrá una descripción general más adelante). Sin embargo, debe indicarse desde este momento el carácter local de los conglomerados, esto es, que en sus cantos están representadas fundamentalmente las rocas del sustrato más próximas. A modo de ejemplo, puede señalarse el caso, particularmente llamativo, del pequeño afloramiento que existe junto al cortijo El Berrocal: en la base dominan conglomerados finos, constituidos por restos del granito infrayacente; hacia arriba hay conglomerados más gruesos, casi exclusivamente formados por cantos poco redondeados de areniscas de la F. Media Fanega; en lo más alto, aparece un nivel con gruesos restos de la F. Cuarcita de Calvario (fig. 9.5). Por el contrario, en conglomerados de posición estratigráfica semejante, que afloran en el borde oriental (por ejemplo, junto a la pequeña represa del río Viar) se encuentran cantos de filitas, cuarcitas y cuarzo, idénticas a las filitas y cuarcitas con venas de cuarzo que en ese lado se observan.

9.1.2 MIEMBRO DETRITICO - SILICEO GRIS LOS CANCHALES (M₂)

Este conjunto litológico posee una gran individualidad, sobre todo porque su color gris contrasta fuertemente con el tono rijizo generalizado en la cuenca. Se extiende desde el extremo oriental hasta las cercanías del cortijo Provinciales, donde desaparece por acuñamiento. Forma un relieve de cuesta muy característico, con caída suave hacia el este y un escarpe en el oeste, al pie del cual discurre el arroyo Gargantafría. El nombre de la cuesta, Loma Los Canchales (en otros mapas, Loma de Mahoma) se ha introducido en la denominación de esta unidad. Como corte tipo se propone el representado en la figura 9.6, levantando 1 km al NW de la represa del río Viar, en el extremo norte del cerro Los Pavones; la potencia de la unidad es de unos cincuenta metros.

Litológicamente se diferencia de los materiales detríticos rojos. Falta los conglomerados gruesos y, aunque dominan los microconglomerados y areniscas, existen abundantes silexitas, lutitas, margas y, muy esporádicamente, lentejones calizos y vetillas carbonosas centimétricas. En la sección tipo no aparecen lentejones calizos, los cuales pueden verse bien en el corte que de la unidad realiza el arroyo Gargantafría, inmediatamente antes de su desembocadura en el río Viar (fig. 9.6). En conjunto, la secuencia muestra una sedimentación tranquila de lutitas, silexitas y lentejones calizos, constantemente interrumpida por aportes arenosos que son globalmente mayoritarios.

Las areniscas han sido estudiadas con el microscopio, observándose

las siguientes características:

- Clastos variados: cuarzo, feldespatos (albita normal y albita de damero; a veces, pertita), biotita, cuarcita, pizarra, filita, granito porfídico. Por las proporciones de estos componentes las areniscas son "vacas arcósicas", según la nomenclatura de Pettijohn et al. (1972) (fig. 9.7). También se han encontrado algunos cantos blandos.

- Escaso redondeamiento y alteración mínima de los clastos.

- Porcentaje de matriz muy variable: entre 15 y 60%.

- En los procesos diagenéticos se han formado cuarzo y filosilicatos afines a la clorita.

Es importante notar que estas areniscas (y microconglomerados) provienen, sobre todo, de la erosión de rocas graníticas, mientras que las areniscas rojas están quizás más ligadas a las formaciones pizarro-areniscosas; en todo caso, la fuente de las areniscas rojas es plural, mientras que estas otras tienen prácticamente una sola fuente, que parece necesariamente situada en el pequeño macizo granítico de El Berrocal.

En las lutitas silíceas y margas se han encontrado secciones de gasterópodos, ostrácodos, y posibles caráceas. En algunos casos, aparecen oncolitos que pueden presentar en su interior madejas de algas¹. Las silexitas pueden presentar muy poca o abundante materia orgánica, lo que se traduce en un color muy variable desde claro a casi negro. En las silexitas son siempre abundantes las algas calcáreas. La abundancia de sílice en el medio sedimentario debe estar ligada a la actividad volcánica contemporánea de la sedimentación.

Las calizas (con nódulos de sílex) son micritas con textura "bird's eyes" y frecuentes oncolitos. Contienen gasterópodos, ostrácodos, algas calcáreas y, en mucha menor proporción, restos de posibles briozoos y de equinodermos(?).

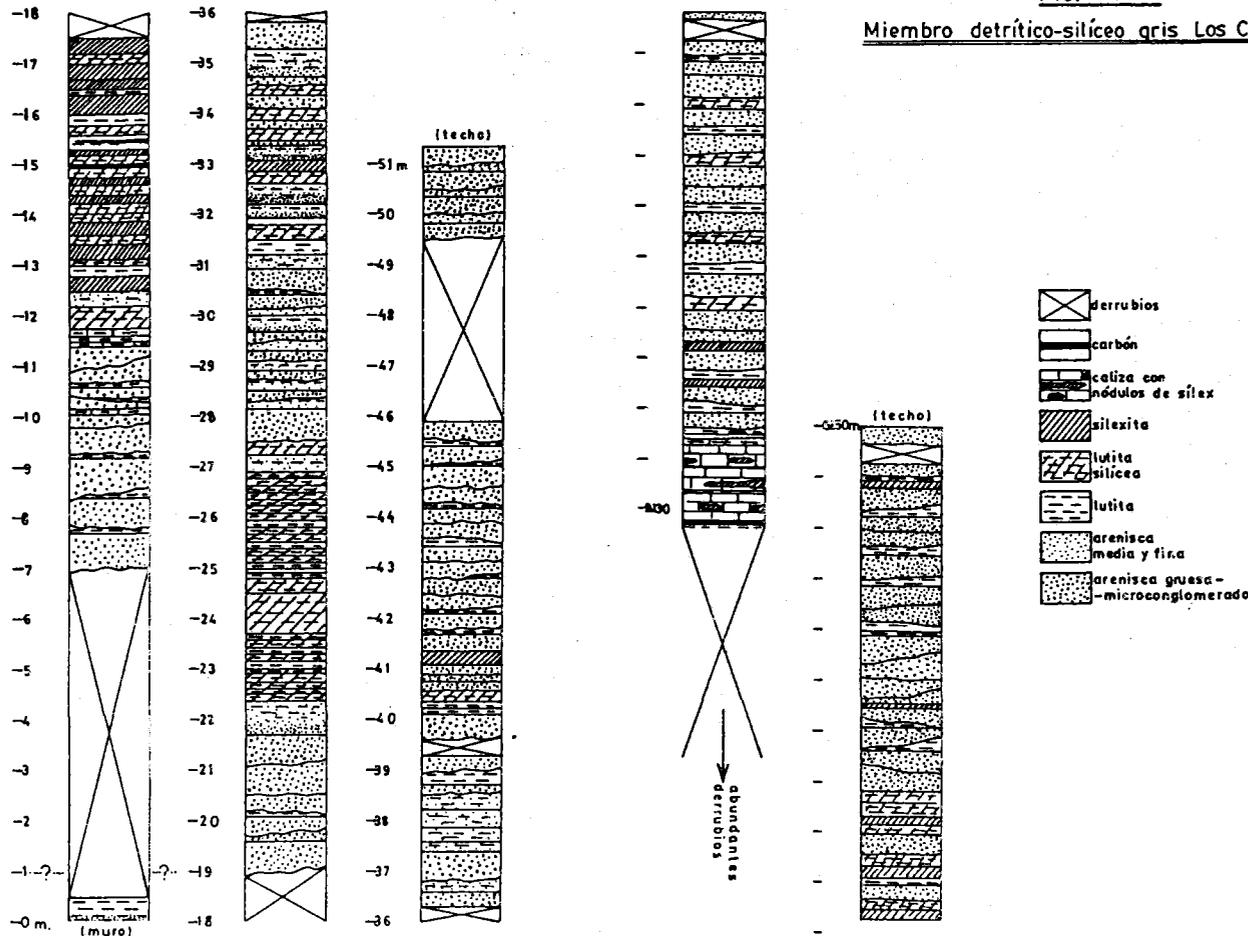
Por lo que respecta al contenido fosilífero, cabe señalar finalmente la existencia de troncos silicificados, en diversos niveles de la secuencia, así como briznas de plantas. Localmente, la abundancia de troncos es extraordinaria, evidenciando la existencia en ese lugar y tiempo de un bosque.

El carbón es una roca de particular interés, pero sólo se ha encontrado en vetillas de espesor centimétrico que, además, son escasas. Va asociado con margas y lutitas silíceas o con lentejones calizos. En algunos trabajos de exploración minera efectuados antiguamente, entre los que destaca al pozo que se encuentra en la confluencia del arroyo Gargantafría con el río Viar (referencia detallada en Gavala, 1927) se pudo comprobar la escasa continuidad de las vetillas carbonosas.

¹ Agradezco al Dr. E. Liñán (Dep. Paleontología, Univ. Zaragoza) el haber examinado algunas láminas delgadas de estas rocas, así como de niveles carbonáticos de los miembros M₄ y M₅.

FIG. 9.6

Miembro detrítico-silíceo gris Los Canchales



Columna litológica detallada en el Cerro Los Pavones, un kilómetro al NW de la represa del Viar.

Parte superior de la secuencia litológica visible en la desembocadura del arroyo Gargantafría.

OTRAS OBSERVACIONES

- Aproximadamente en los ocho metros superiores de las secuencias examinadas, la estratificación es de tipo "wavy" o lenticular; las areniscas presentan laminación cruzada de "ripples" de oscilación. En niveles inferiores, los estratos de arenisca son más continuos, con laminación cruzada plana de muy bajo ángulo o masivos.
- En areniscas finas es frecuente la granoselección
- En areniscas finas se han encontrado estructuras de "skolithos", aunque la bioturbación es escasa.

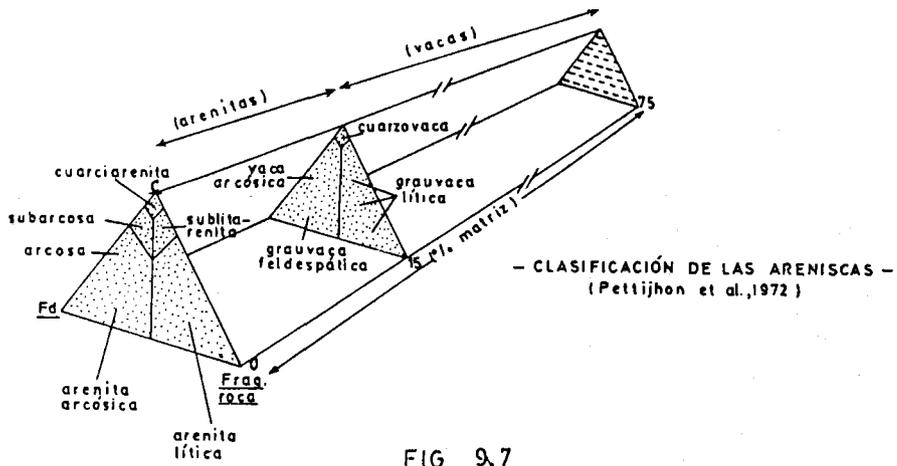
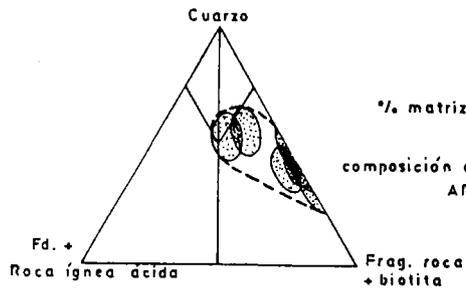
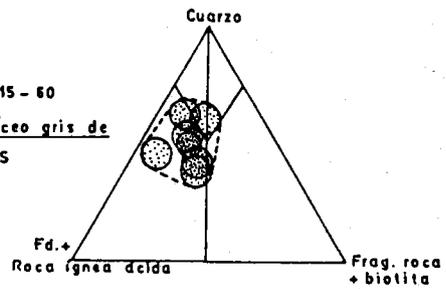


FIG. 9.7

ARENISCAS DE LA CUENCA DEL VIAR

% matriz : 15 - 60
areniscas del Miembro detrítico-silíceo gris de los Canchales: VACAS ARCÓSICAS



% matriz : 5 - 20
 composición de las areniscas rojas:
 ARENITAS LÍTICAS Y GRAUVACAS LÍTICAS

Las estructuras sedimentarias primarias son notables. En los 6-10 metros superiores de la secuencia, se observa una estratificación de tipo "wavy" o lenticular, con fuertes acunamientos y muy escasa proporción de lutitas; las areniscas presentan laminación cruzada de ripples de oscilación asimétricos. Por el contrario, en niveles inferiores los acunamientos de las areniscas son mucho menos notorios o no detectables, y la laminación interna, cuando se observa, es plana, de gran escala y ángulo bajo. En las areniscas de grano fino, minoritarias, se ha encontrado estratificación gradada y algunas perforaciones de tipo skolithos, si bien la bioturbación es en general escasa.

9.1.3 MIEMBRO BASALTICO SUPERIOR (M_3)

Entre la falla del embalse del Cala y el cortijo Provinciales aparecen, sobre M_2 , basaltos. Petrográfica y químicamente son idénticos a los basaltos inferiores (M_1) y su potencia no excede de veinticinco metros.

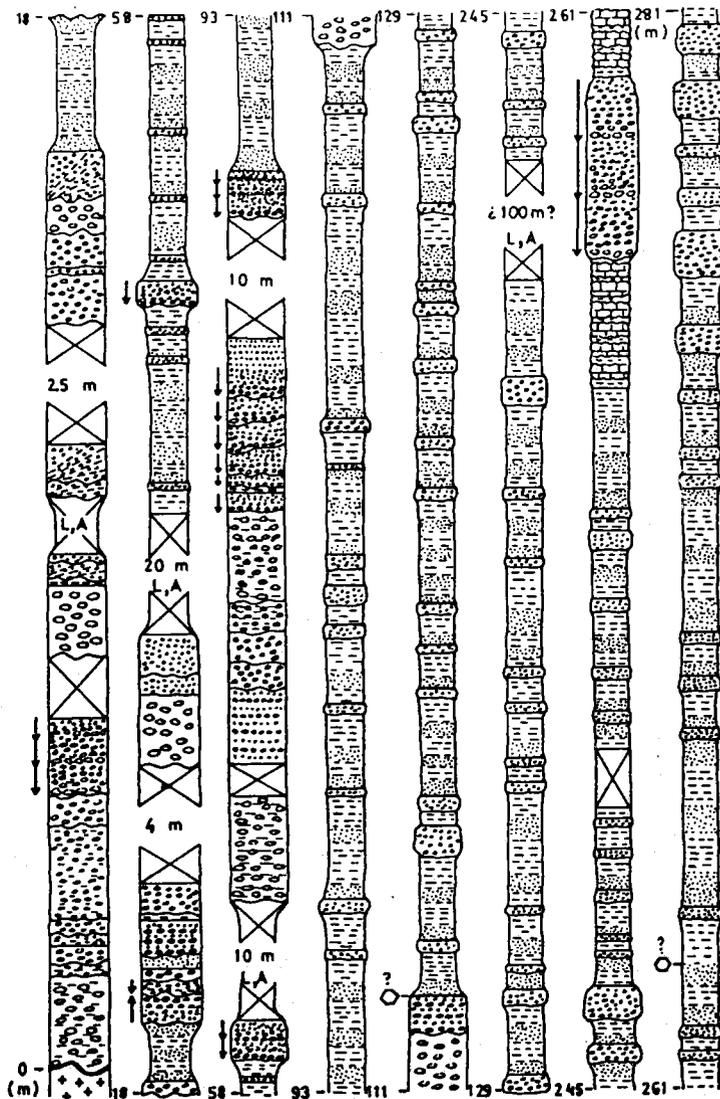
9.1.4 LA SECUENCIA DETRITICA ROJA

Conglomerados, areniscas y lutitas, con color rojizo generalizado, son los materiales más abundantes de la cuenca. En el área norte se sitúan sobre M_2 pero hacia el sur pasan a constituir la totalidad de los afloramientos, al desaparecer los basaltos (M_1 y M_3) y el Miembro gris (M_2).

El corte mejor de esta secuencia es el que ofrece la carretera de Castilblanco de los Arroyos a El Pedroso, que se encuentra representado en la figura 9.8. Este corte se propone como la sección tipo para la Formación capas rojas del Viar.

Parece que la potencia máxima de sedimentos en esa transversal es algo superior a los 280 metros (aproximadamente) indicados en la figura 9.8, ya que como se muestra en la figura 9.4 el sustrato alcanza una profundidad máxima de unos 400 metros, que debe ser más o menos la potencia real en ese punto. Tal diferencia puede ser debida a un engrosamiento de las unidades hacia el este, al modo que se esquematiza en la figura 9.9. Otra posibilidad es que, ceñidos al surco de mayor profundidad (fig. 1.4), existan materiales sin equivalentes laterales en afloramiento.

Los conglomerados presentan todas las transiciones entre gruesos y microconglomerados. Como ya se indicó antes, tienen carácter local; en el lado



FORMACIÓN VIAR

- conglomerados gruesos
- conglomerados
- cong. lutíticos
- cong. finos y areniscas
- calizas nodulosas
- areniscas finas
lutitas
- derrubios
- L,A (dominan lutitas y areniscas)
- masivo
- granoselección:
a, simple
b, recurrente
c, inversa
- lam. cruzada
- lam. paralela:
en conglomerado
- en arenisca
- heterométrica
- grietas por desecación

- Algunas variaciones laterales -

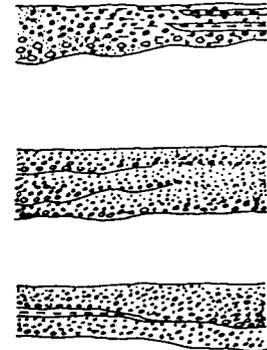


FIG. 9.8

occidental los cantos dominantes son cuarcitas, pizarras, pizarras moteadas, granito porfídico y diabasa, mientras que en el lado oriental faltan las diabasas y son más escasas las pizarras moteadas y el granito. En conglomerados situados inmediatamente sobre M_2 , se han visto cantos blandos de esta unidad. El grado de redondeamiento no es alto, y suele existir, revistiendo a los cantos, una pátina de óxidos de hierro y manganeso.

Las areniscas no tienen una procedencia tan claramente local como los conglomerados. Poseen granos de cuarzo, pizarra, filita, filita moteada, cuarcita, granófico, granito, porfido ácido, milonita, albita, albita en damero, pertita, antipertita, biotita, moscovita, mena, pistacita, circón y turmalina. Llama la atención la falta de granos de diabasa, componente notable en buena parte de los conglomerados. Por las proporciones de sus fragmentos, las areniscas rojas se clasifican como arenitas líticas o grauvacas líticas, según Pettijohn et al. (1972) (fig. 9.7); debe resaltarse esta clara diferencia con las areniscas del Miembro gris (M_2).

Los granos de las areniscas rojas suelen aparecer frescos salvo, en ocasiones, las placas de biotita. Los granos blandos (pizarra, filita) son redondeados pero los duros (cuarzo, cuarcita) suelen ser angulosos. La matriz lutítica es escasa (5-20%). El óxido de hierro aparece en las siguientes formas: a) en granos; b) tiñiendo a los clastos (aunque no al cuarzo, seguramente por su escasa porosidad); c) como un depósito en zonas abrigadas o cementando a granos de la roca. Los procesos de diagénesis han originado la cristalización de cuarzo, minerales de tipo clorita (ópticamente afines) y posibles ceolitas.

La secuencia detrítica roja es más conglomerática en la parte inferior, como puede apreciarse en el corte tipo (fig. 9.8). Más exactamente, cabe decir que en la secuencia detrítica roja existen cuatro tramos alternantes, dos de los cuales son abundantes en material detrítico grosero (uno de ellos es el tramo basal, el más potente), y los otros dos están dominados por arenas, lutitas, poseyendo además niveles de calizas en nódulos. Estos dos últimos tramos han recibido categoría formal de miembros y serán descritos a continuación.

9.1.4.1 MIEMBROS DETRITICOS - ROJOS Y CARBONATICOS (M_4 , INFERIOR, Y M_3 , SUPERIOR)

Litológicamente ambos miembros tienen idénticas características, diferenciándose sólo por su posición en la secuencia. El inferior no se observa adecuadamente en el corte tipo de la formación, porque coincide con un área de pobres afloramientos; puede hacerse un buen corte de este miembro inmedia-

tamente al este del punto en que el río Viar presenta una curva muy característica, a unos ocho kilómetros al norte de Cantillana. A partir de ese punto y yendo hacia el este, se encuentra una secuencia de unos cincuenta metros de potencia, constituida por arenas y lutitas rojizas, con varias intercalaciones de niveles de nódulos calizos embebidos en lutita. Este miembro se extiende de norte a sur por toda la cuenca.

El miembro superior es observable con claridad en el corte tipo de la formación, si bien su potencia es ahí reducida, pues la erosión lo hace desaparecer un poco más al norte (fig. 9.1).

Las calizas, que, junto con la escasez de niveles conglomeráticos, caracterizan a los miembros M_4 Y M_5 , se presentan en nódulos de forma irregular embebidos en una matriz lutítica. En general, son calizas micríticas con abundantes áreas vacuolares rellenas por esparita (textura "bird's eye"). Existe un notable desarrollo de fenómenos de desecación, lo que confiere a algunas muestras un carácter intraclástico o brechoide. Raras veces se ven nódulos constituidos por un agregado palmeado de cristales centimétricos de calcita fibrosa. Contienen abundantes conchas de gasterópodos y ostrácodos, con síntomas frecuentes de un cierto transporte; hay, además, algas calcáreas.

9.1.4.2 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS PRIMARIAS EN LA SECUENCIA DETRITICA ROJA

Los bancos de conglomerado presentan una continuidad lateral variable, pero en general, se acúan o adelgazan de forma perceptible. Son muy frecuentes variaciones laterales como las esquematizadas en la figura 9.9, aunque también se observan cambios laterales más bruscos, correspondientes a paleocanales más encajados. Su base es siempre erosiva, y es posible observar a veces estructuras de deformación por carga.

La estructura inerna de los conglomerados es variada. Unos, generalmente de grano grueso, son masivos; otros muchos poseen laminación cruzada festoneada. Hay también casos de conglomerados con laminación paralela definida por una grosera orientación de los cantos (pero no se aprecia imbricación de éstos) o bien por alternancia de láminas con diferente tamaño de grano.

Gracias a la laminación cruzada, se han podido realizar algunas medidas de paleocorrientes: a pesar de que el número es pequeño, parece claro que dominan las de procedencia más o menos meridional, con una amplia dispersión lateral (fig. 9.10).

Finalmente, se señalará que, en puntos aislados de la parte media y alta de la secuencia, se han detectado estructuras que probablemente son grie

tas de desecación.

Problema en la determinación de la potencia, causado por una posible geometría de cuña de los depósitos de la cuenca

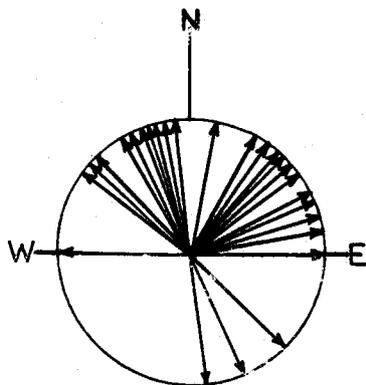
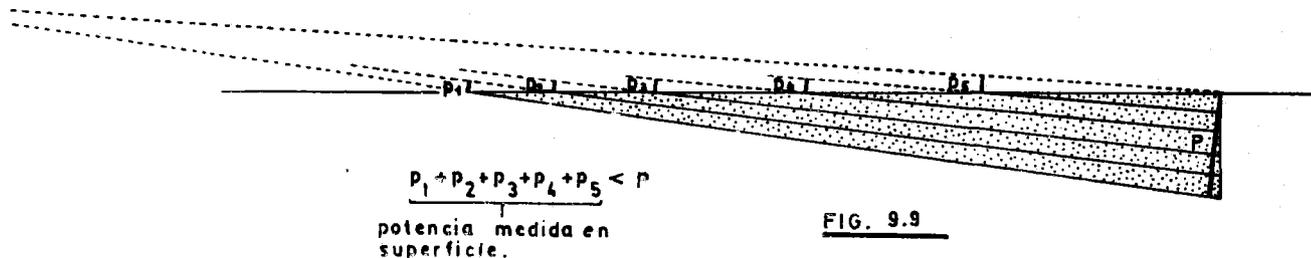


FIG. 9.10

ALGUNAS MEDIDAS DE PALEO-CORRIENTES EN LA CUENCA DEL VIAR (en capas rojas)

9.2 ASPECTOS CRONOESTRATIGRAFICOS: FLORA FOSIL. OTRAS CUENCAS "POSTOROGENICAS" DEL SW IBERICO

La fauna fósil hallada carece de cualquier valor cronoestratigráfico. La flora fósil no es escasa, si bien suele estar mal conservada ; algunos yacimientos que he encontrado han sido señalados en la cartografía 1/50000. No he estudiado el material recogido, y sobre este punto me limito a resumir los datos ya existentes.

Gavala (1927) reseña las especies siguientes : Odontopteris brardii

BRONGNIART; Sphenophyllum alatifolium RENAULT y ZEILLER; Callipteridium gigas GURBIER; Asterophyllites equistiformis; Annularia stellata BRONGNIART; Walchia piniformis SCHOLETEIM; Walchia imbricata SCHIMPER; Walchia hynoides BRONGNIART.

En la memoria de la hoja de Ventas Quemadas (I.G.M.E., 1975) se citan: Cordaites borassifolius STERNBERG; Eucalamites cf. ramosus STERNBERG; Annularia cf. radiata.

De entre la flora citada destaca la presencia de Walchia (tres especies), género con un máximo desarrollo en el Pérmico inferior. Simon (1951) ¹ también encontró restos de plantas que parecen señalar una edad Autuniense para la parte alta de la secuencia y Estefaniense superior para la parte baja.

En el SW del Macizo Ibérico existen dispersas otras cuencas cuyos depósitos no se encuentran afectados por plegamientos. Su edad no está siempre perfectamente establecida, aunque parece claro que no todas son coetáneas. De edad Estefaniense superior-Autuniense son los materiales de Guadalcanal (Broutin, 1974), cuya facies litológica es semejante a la del Miembro gris del Viar (C. Quesada, com. pers.); también de la misma edad, o muy cercana, parecen las cuencas de Fuente del Arco (Jongmans y Meléndez, 1956) y San Nicolás del Puerto (Simon, 1950), aunque Mingarro (1962) las considera algo más modernas (Estefaniense B-C y Estefaniense A-B, respectivamente). Para la cuenca de Villanueva del Río, muy próxima a la del Viar, está bien establecida la edad Estefaniense A-B (Meléndez, 1970, fig. 153).

Las cuencas hasta ahora referidas se sitúan en el Estefaniense y/o Autuniense pero, con cierta sorpresa inicial, se ha determinado en otras cuencas "postorogénicas" una edad mucho más antigua: Valdeinfierno y Benajazafe son de edad Tournaisiense superior-Viseense inferior (Wagner, 1978; Garrote y Broutin, 1979). Naturalmente, esto significa que determinados sectores que dieron estabilizados muy tempranamente, no siendo afectados por las deformaciones que sí aparecen con claridad en materiales de la misma edad de sectores no muy lejanos (cuencas del Guadiato y Los Pedroches).

9.3 AMBIENTE DE LA SEDIMENTACION

En M_1 no existen prácticamente indicaciones al respecto, y sólo se puede decir que el carácter intensamente vacuolar de las coladas basálticas, unido a la total falta de estructuras de almohadilla ("pillow lavas"), indican unas extrusiones aéreas o bajo una delgada capa de agua. Esto último parece prefe

¹ No conozco directamente este trabajo, sino por referencias. Por ejemplo, está citado en Schermerhörn (1971) (op. cit.).

rible en vista de: a) el tipo de sedimentos suprayacentes; b) el relleno calcítico o ceolítico de las vacuolas, revelador de una intensa acción hidrotermal; c) la existencia en los basaltos de una alteración (poco intensa) previa a cualquier alteración meteórica.

El miembro M_2 , a juzgar por sus materiales y su disposición cartográfica, parece haberse depositado en un ambiente lacustre. En calizas, lutitas, y silixitas dominan los gasterópodos y ostrácodos, y son abundantes las algas calcáreas, asociación faunística que se ha encontrado también en las calizas en nódulos de M_4 y M_5 . La presencia de carbón (en niveles centimétricos) y las concentraciones de troncos de árboles son indicios claros de episodios pantanosos. Por otro lado, las estructuras sedimentarias que aparecen en los metros más altos del miembro señalan una actividad hidrodinámica acusada, que podría corresponder a un medio de playa o borde de lago (V. Gabaldón, com. pers.).

La secuencia detrítica roja muestra caracteres de sedimentación fluvial, identificándose las zonas de canales (conglomerados, fundamentalmente) y las que serían zonas de intercanal, éstas dominadas por el depósito de arenas y lutitas. El carácter muy local de los conglomerados sugiere que habría numerosas corrientes laterales que aportarían detritus de los relieves adyacentes, idea avalada por las medidas de paleocorriente que se han efectuado. Los niveles de calizas en nódulos significan seguramente episodios lagunares muy someros y efímeros, pero extendidos al modo de grandes charcas por casi toda la cuenca.

Otro rasgo importante, de interés en la reconstrucción del ambiente sedimentario, es el color de estos materiales: salvo las coladas basálticas y la totalidad del Miembro gris (M_2), las rocas que constituyen la cuenca del Viar tienen color rojizo generalizado. La génesis de las capas rojas es una cuestión tradicionalmente controvertida, aunque en un punto el acuerdo es total: el color rojo se debe a la existencia de hematites finamente dispersa, y se necesita un ambiente de depósito bien oxigenado a fin de que la hematites no se reduzca. La cuestión se centra en si la formación de la hematites ha tenido lugar con un clima desértico o con un clima más o menos tropical, y al mismo tiempo se discute si se ha formado "in situ" (en el medio de depósito) o procede de la erosión de suelos formados en el área fuente (Dunbar y Rodgers, 1963; Clark, 1962; Millot et al., 1961; Millot 1967; Walker, 1967).

En la cuenca del Viar, los siguientes datos parecen interesantes en relación con el significado del color rojo:

- 1) El color rojo, a veces morado, se ve interrumpido en pequeñas zo-

nas por intercalaciones verdosas (hierro en forma ferrosa) o, en algunos niveles lutíticos, ricos en restos de plantas, por una coloración parda que tiende a negra. Esto señala condiciones reductoras muy locales, en un medio oxidante.

2) La hematites está finísimamente dispersa en la matriz lutítica, o bien cementando granos o formando una fina película alrededor de granos y cantos. Esto indica, al menos, cierta formación "in situ" de hematites.

c) Feldespatos, fragmentos de rocas ígneas e, incluso, bastantes biotitas, aparecen frescas, por lo que debe excluirse un clima rigurosamente tropical, que produciría lateritización.

4) No hay evaporitas y sí hay fósiles. Puede excluirse, por tanto, un ambiente de aguas salobres (clima desértico).

5) Aparecen niveles carbonosos y pruebas de notable vida vegetal, lo que reafirma la imposibilidad de un clima desértico.

6) Intercalada entre material rojizo hay una unidad absolutamente no roja (miembro M₂). Parece obvio que el medio de depósito de M₂ fué diferente (condiciones reductoras) de la secuencia detrítica roja (condiciones oxidantes).

Por todo ello, puede imaginarse que el color rojo se debe fundamentalmente al lavado de los suelos rojos que se formarían en un clima ni tropical húmedo ni desértico, sino de un país cálido con estaciones alternantes lluviosas (liberación de hierro) y secas (fijación como Fe³⁺) (Millot et al., 1961). No obstante, hubo movilización de óxidos de hierro una vez depositados los materiales, concentrándose el pigmento en zonas de menor presión, y cementando algunos granos. En la parte norte de la cuenca, por causas no bien determinadas, el drenaje fué pobre durante el depósito de M₂, formándose localmente áreas pantanosas en las que llegaron a existir bosques de árboles; la hematites aportada a este sector no persistiría, a causa de las condiciones reductoras impuestas por la mala aireación de las aguas y la relativa concentración de materia vegetal en descomposición. Por el contrario, un buen drenaje permitió la estabilización de la hematites, y aun su formación, en el resto de la cuenca, y en toda ella en tiempo posterior al depósito de M₂; sólo localmente una concentración de materia vegetal fué causa de la reducción de hematites (las escasas pizarras oscuras carbonosas que existen en la secuencia detrítica roja).

9.4 RESUMEN SOBRE LA FORMACION Y DESARROLLO DE LA CUENCA DEL VIAR

La cuenca del Viar sella la etapa principal de cizallamiento que originó desgarres como el del embalse del Cala y el de Santa Olalla del Cala. Es incluso posterior a la intrusión de las diabasas de Castilblanco de los Arroyos, de las que hay cantos en los conglomerados del Viar.

Sin duda, el asentamiento de la cuenca estuvo condicionado por fallas pre-existentes. En concreto, la falla inversa de su borde oriental parece tener un origen anterior y una historia compleja (cap. 8), y es muy probable que fuese una falla de cierta componente normal durante la evolución de la cuenca, la cual tendría forma de semigraben; esta disposición parece reflejarse en la probable geometría de cuña de los depósitos, con aumento de potencia hacia el este, de forma que la línea de máxima subsidencia se sitúa muy próxima al borde oriental.

En el sur de la cuenca, la totalidad de los depósitos (al menos los aflorantes) se originó en un ambiente fluvial bien oxigenado, alimentado por múltiples arroyos laterales de corto recorrido. En el norte, hubo primero extrusión de rocas basálticas, que se mezclaron con conglomerados rojizos; siguió la formación de un área lacustre mal drenada, a la que llegaban detritus fundamentalmente graníticos porque los cursos de agua que allí desembocaban (arroyos de mínimo recorrido) se iniciarían en el vecino macizo granítico de El Berrocal. La acumulación y enterramiento de restos vegetales originó en diversos puntos, pero sin continuidad ni potencia, nivelillos de carbón. Posteriormente, la laguna se desorganizaría, extendiéndose a toda la cuenca un ambiente fluvial en el que episódicamente se desarrollarían extensas charcas. Probablemente poco después, tendría lugar una moderada etapa de compresión, originadora de la falla inversa del borde oriental, reactivando una línea de fractura de historia compleja.

Entre los depósitos pérmicos y los del Mioceno superior falta cualquier tipo de registro, por lo que la historia mesozoica no puede ser reconstruída.

CONSIDERACIONES ACERCA DE LA EVOLUCION GEOTECTONICA DE LA ZONA SUDPORTUGUESA

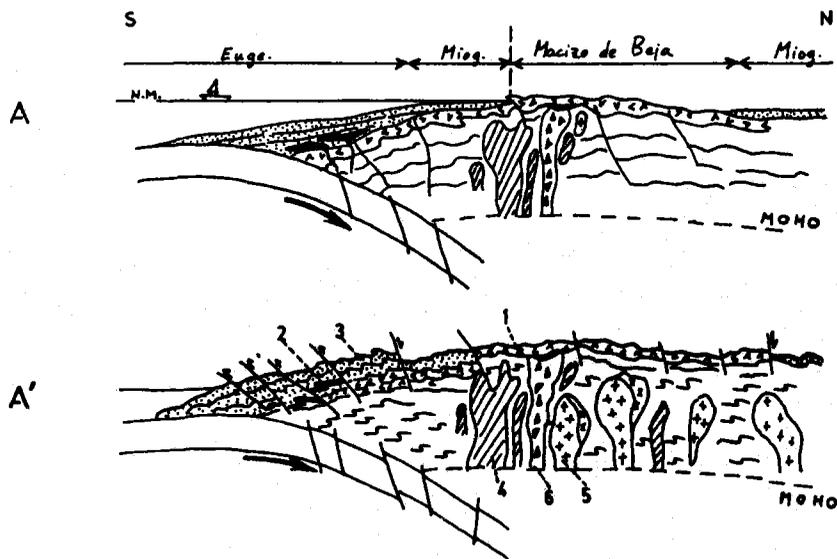
10.1 MODELOS DE SUBDUCCION EN EL SW DEL MACIZO IBERICO

En los últimos años, han sido publicados numerosos ensayos de síntesis geotectónica del orógeno herciniano, unas veces del conjunto de la cadena y otras de determinadas partes de ella. Una discusión general de estos modelos escapa por completo del presente trabajo. Sin embargo, el SW del Macizo Ibérico ha sido un sector que ha recibido especial atención en estas reconstrucciones geotectónicas, y en este caso es posible hacer aquí una discusión basada en un conocimiento geológico directo, fundamentalmente a partir de los datos y opiniones expuestos en capítulos precedentes de esta memoria.

Diversos investigadores (Bard, 1971; Carvalho, 1972; Bard et al., 1973; Capdevila et al., 1973; Vegas y Muñoz, 1976; Capote y Vegas, 1977; Vegas, 1980) han considerado que los rasgos geológicos del suroeste del Macizo Ibérico se integran bien dentro de un modelo en el que una placa oceánica situada al sur se hundiría bajo una placa con corteza continental: en suma, se trata de interpretar esta región como un margen activo, con subducción en tiempos devono-carboníferos. La actual Zona Sudportuguesa (ZSP) se situaría en el límite entre ambas placas, y sus materiales sedimentarios se asentarían parcialmente sobre corteza oceánica (fig. 10.1).

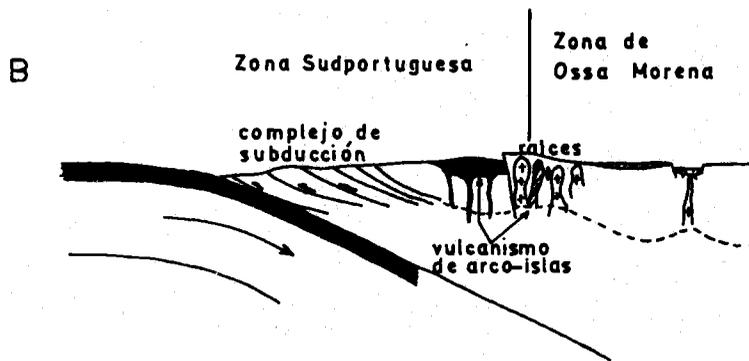
Dentro de este modelo, el vulcanismo de la Faja Pirítica se asocia al tipo arco de islas, integrándose bien en este esquema la génesis de los yacimientos de sulfuros masivos (Vegas y Muñoz, 1976).

El plutonismo de, por lo menos, la parte sur de Ossa Morena se considera



Carvalho
1972

- 1 Silúrico-Devónico; 2 Rocas volcánicas de la Faja Pirítica;
3 Secuencias de flysch; 4 Rocas básicas y ultrabásicas;
5 Granitos calcoalcalinos y dioritas; 6 Porfidos.



Vegas & Muñoz
1976

Fig. 10.1 Dos modelos de subducción en el SW Ibérico, durante el periodo devono-carbonífero.

ligado también al juego de esta subducción; no obstante, hay acuerdo en considerar que, más al norte, la influencia de la placa subducida debe perderse (Bard et al., 1973; Capdevila et al., 1973; Aparicio et al., 1977; Capote y Vegas, 1977). Para Ribeiro (comunicación oral, en Vegas y Muñoz, 1976), la zona de subducción habría ido migrando desde el cabalgamiento del macizo de Beja sobre ZSP (posición que tendría en el Devónico medio) hasta una situación mucho más meridional, a lo largo del periodo Devónico medio-Westfaliense superior; esta traslación sería debida a la formación progresiva de un prisma de acrecencia, que correspondería a los materiales que constituyen ZSP.

Por otro lado, Andrade (1972, 1977, 1978, 1979) ha interpretado el conjunto básico de la región de Beja como una secuencia incompleta de tipo ofiolítico (véase el apartado 4.2.6): de acuerdo con esto, el contacto entre Ossa Morena y ZSP adquiriría rango de geosutura. Siguiendo a Bard (1971) y Bromley (1975), Andrade (1978) correlaciona la región de Beja con el extremo meridional de Cornwall, donde aparece el complejo de Lizard, también interpretado como una ofiolita.

10.2 DISCUSION DE LOS MODELOS DE SUBDUCCION

Son numerosos los datos geológicos que, en mi opinión, no se insertan fácilmente en esquemas geodinámicos como los resumidos en las líneas precedentes.

Un primer punto importante es la naturaleza del zócalo en ZSP. Los datos sísmicos (Mueller et al., 1973; Sousa Moreira et al., 1978) sugieren la presencia de típica corteza continental (apartado 4.1.5.5 y fig 5.6 b), y esto contrasta con la base de corteza oceánica que se propugna en los modelos anteriores (Schermerhorn, 1975). De hecho, la presencia de corteza continental parece haber tenido un papel decisivo en la génesis del magmatismo ácido (vulcanismo pretectónico y plutonismo postectónico), según la interpretación dada en capítulos precedentes.

La Zona Sudportuguesa se hace corresponder con un área de fosa de margen continental activo, o con un ambiente de arco de islas. En tal caso, su masa sedimentaria podría ser, por lo menos en parte, un prisma de acrecencia (Karig y Sharman, 1975). Sin embargo, en ZSP faltan absolutamente sedimentos pelágicos, así como características de "melange" (Hsü, 1971); por el contrario, se tiene una sedimentación que probablemente nunca alcanzó gran profundidad, esencialmente arenosa y alimentada a partir de un área emergida

que se situaría hacia el norte (fig. 1.5). Estos rasgos podrían atribuirse (con reservas) a un ambiente de cuenca de delantera de arco, siguiendo el modelo californiano (e.g. Howell et al., 1980), e imaginando que los materiales del complejo de subducción quedarían más al sur, sin aflorar. Alternativamente, la falta de ofiolitas y de sedimentos pelágicos podría achacarse a un tipo de subducción en que no se hubiese desarrollado prisma de acrecencia, porque los sedimentos hubiesen sido arrastrados fácilmente hacia abajo, como se supone sucede en la fosa de América Central, por ejemplo. También parece posible el modelo de sedimentación sugerido por Vegas (1980) para ZSP, basado en la actual situación del área Bengala-Himalayas. En todo caso, lo verdaderamente característico de un ambiente de subducción no aparece en ZSP, y por lo tanto los rasgos sedimentarios no son expresivos de tal ambiente.

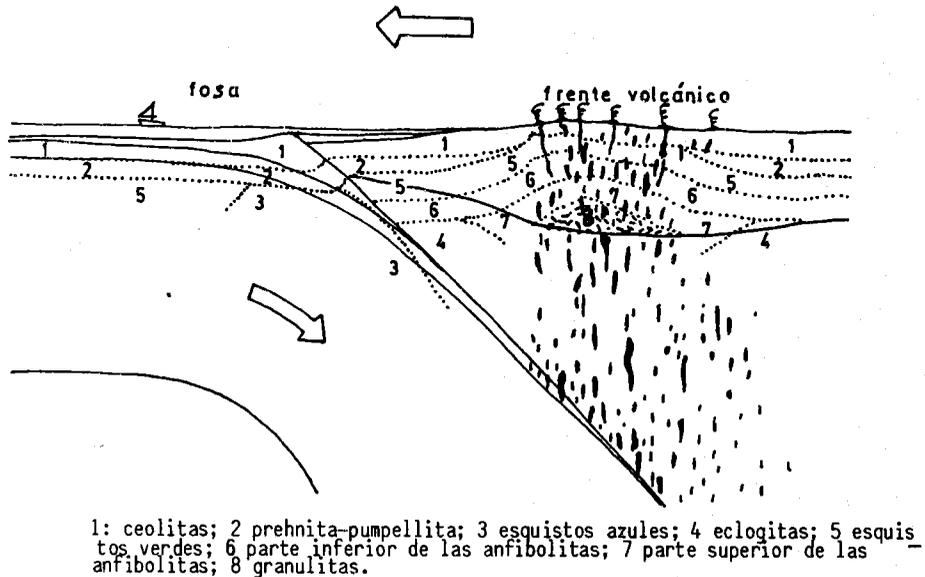
El vulcanismo de la Faja Pirítica constituye un elemento de importancia en esta discusión. De acuerdo con los datos presentados en el capítulo 2, es un vulcanismo bimodal, con magmatismo ácido ligado a fusión cortical y magmas básicos más profundos. Los basaltos son afines a las toleitas y basaltos alcalinos originados en un medio distensivo, de intraplaca. A pesar de que subsisten aún aspectos poco claros, la imagen que se deduce en conjunto dista de ser la propia de un vulcanismo de arco de islas o borde continental activo. El vulcanismo devono-carbonífero de la Zona Reno-herciniana tiene características muy similares (resumen en Perekalina, 1981).

Los yacimientos de sulfuros masivos de la Faja se sitúan bien en un ambiente de arco de islas, al modo de los yacimientos de Kuroko (Japón). No obstante, la asimilación entre ambos tipos no es clara ya que, junto a ciertas analogías existen también no pocas diferencias, como ha señalado Schermerhorn (1982). Los sulfuros masivos se hallan también ligados a otros ambientes y, así, se suelen distinguir junto al tipo Kuroko (arcos de islas), los tipos Chipre (ofiolitas), Besshi (rocas volcánicas básicas no ofiolíticas) y Sullivan (rifts continentales). Burke y Sawkins (1978) han sugerido que los yacimientos de la Faja Pirítica podían haberse formado en un ambiente de rifting, de la misma forma que los yacimientos de Rammelsberg y Meggen (Alemania).

A pesar de que los primeros modelos de tectónica de placas aplicados a esta región, consideraban la posibilidad de que el metamorfismo de ZSP fuese de alta presión, actualmente está demostrado (capítulo 3) que el gradiente metamórfico es alto. Al mismo tiempo, puede señalarse que en ningún lugar de ZSP se ha encontrado rastro alguno de ofiolitas. Ciertamente es que el metamorfismo de alta presión no tendría lugar si, por ejemplo la velocidad de hundimiento de la placa subducida hubiese sido pequeña (Miyashiro, 1973). Puede ar-

Fig. 10.2

MODELO DE DISTRIBUCION DE FACIES METAMORFICAS EN UNA ZONA DE SUBDUCCION
(según Ernst, 1974)



guiirse también que, dada la restricción espacial de este metamorfismo al dominio de la fosa, el ámbito de la Faja Pirítica, al que corresponden los estudios del metamorfismo, puede ser un área de metamorfismo de baja presión, de acuerdo con la distribución teórica de la figura 10.2. Pero, en todo caso, tampoco en este aspecto se encuentran evidencias en favor de la existencia de subducción devono-carbonífera en esta región.

Yendo de sur a norte, en el sentido de movimiento que tendría la supuesta placa subducida, se pasa primero la banda volcánica de la Faja Pirítica, y se llega después al frente de las manifestaciones plutónicas: intrusiones ígneas de la región de Beja (Portugal) y de Campofrío-Castilblanco de los Arroyos (España). El estudio de esta última región (capítulos 4 y 5) ha llevado a distinguir dos grupos fundamentales de rocas: a) plutonismo tardifase 1 (F_1 de ZSP), dominado por rocas básicas con algunos cuerpos graníticos (granito de Castilblanco); b) plutonismo postectónico y tardiherciniano, exclusivamente ácido. El primer grupo sería del Westfaliense medio, mientras que el segundo podría tener rocas intruidas desde el Westfaliense superior al Estefaniense medio.

En todos los modelos geodinámicos mencionados en páginas anteriores, se ha considerado que este plutonismo tiene relación directa con el supuesto fenómeno de subducción, aunque el que aparece más al norte (sin que se haya establecido nunca un límite claro) se habría formado de manera distinta. En relación con este hecho, Capdevila et al. (1973) señalan que es en la parte SW del Macizo Ibérico donde las rocas plutónicas básicas tienen mejor representación (apartado 4.2.6).

Como el plutonismo de la región de Castilblanco no se inicia hasta el Westfaliense medio, mientras que el vulcanismo de la Faja es Tournaisiense-Viseense, esquemas como los de la figura 10.1 resultan engañosos al sugerir aproximadamente la misma edad para ambos¹. Además, el frente plutónico es oblicuo a la banda de vulcanismo de la Faja Pirítica (figs. 1.1 y 4.2.26), mostrando también así su independencia. No obstante, estas aclaraciones no se oponen al esquema de subducción que se discute.

Se ha sugerido que en el SW del Macizo Ibérico puede haber una variación regular, de SW a NE, en la edad y cociente K_2O/SiO_2 de los granitoides, de forma que cuanto más al norte más modernos serían y mayor sería el valor K_2O/SiO_2 (Carvalho, 1972; Vegas, 1980). En caso de ser cierto, esto supondría una interesante analogía con la situación de los Andes, pero los datos existentes no sostienen esta idea. En la región de Castilblanco, se encuentra actividad plutónica desde el Westfaliense medio hasta bien entrado el Estefaniense (plutonismo sintectónico tardío-postectónico-tardiherciniano). Algo similar parece ocurrir en la región de Beja. Más al norte, el plutonismo de Burguillos del Cerro - Barcarrota es anterior a las primeras manifestaciones plutónicas en Castilblanco. Aún más al norte, en la banda Los Ojuelos - Villaciosa de Córdoba, el plutonismo parece de nuevo semejante en edad y características al de Beja-Castilblanco (apartado 4.2.6).

Así, resulta difícil ligar este plutonismo al juego de una zona de Benioff. Argumentos de tipo petrológico (capítulos 4 y 5) sugieren, al contrario, que los granitoides han debido originarse por fusión en la corteza, de la misma forma que se acepta para los granitoides de regiones más septentrionales del Macizo Ibérico (e.g., Capdevila et al., 1973; Bard et al., 1973; Aparicio et al., 1975).

¹ Sin embargo, en un reciente trabajo (Bernard y Soler, 1980; Problèmes géologiques et métallogéniques en province de Huelva-Espagne; Publ. du 26^e Congr. Géol. Int., Paris; 54 pp) se defiende explícitamente la identidad de los conjuntos plutónicos y del vulcanismo. Mis datos, como se ha mostrado en capítulos precedentes, son contrarios a esta idea.

10.3 EL LIMITE OSSA MORENA-ZONA SUDPORGUESA

Una cuestión que, en principio, puede desligarse de la discusión anterior es el significado del límite entre Ossa Morena y ZSP. Si la identificación en Beja de una "ofiolita incompleta" es correcta, este contacto tendría una entidad de primer orden, aunque todavía no se haya aventurado ningún modelo concreto de emplazamiento del supuesto cuerpo ofiolítico (Andrade, 1979).

En la sección 4.2.6.1 se expone un resumen del complejo básico de la región de Beja. Allí, se ha indicado que la denominada "Zona de la Serpentina" por Andrade (1977), parece ser una unidad independiente de todo lo demás, afectada por deformaciones que no se observan en los gabros (Batista et al., 1976). Esa unidad, fundamentalmente básica a pesar del nombre, es muy semejante a las anfibolitas de Acebuches, aflorantes en el borde sur del macizo de Aracena (Bard, 1969), y a las anfibolitas de Almadén de la Plata (García Monzón y Jerez, 1974). De otro lado, en la misma sección se sugiere la identidad entre los gabros de Beja y los de Castilblanco, sobre la base de argumentos geométricos (cartografía de gran escala), petrográficos y químicos. Así, se considera muy probable que el conjunto básico de Beja se escinda, en la parte española, en dos alineaciones oblicuas de significado diferente (fig. 8.14): la alineación Beja - Campofrío - Castilblanco, que atravesaría oblicuamente el límite entre Ossa Morena y ZSP, constituida por gabros Westfalienses, y la alineación Beja - Aracena - Almadén de la Plata, con ortoanfibolitas del Silúrico o Devónico inferior, que permanece ceñida al límite entre las dos Zonas.

Si estas correlaciones son ciertas, la interpretación ofiolítica del conjunto básico de Beja no podría mantenerse. Queda no obstante, por explicar, el significado de la "Zona basáltica", que Andrade (1977) sitúa sobre los gabros. Para este conjunto no parece haber equivalente en la parte española: lo más parecido son los basaltos de la Rivera de Huelva, al sur de Santa Olalla, y los basaltos de Sierra Traviesa. Por su posición, podrían ser equiparables con los de Beja, pero las edades son distintas: Devónico medio-superior en estos últimos (Conde y Andrade, 1974) y Carbonífero inferior en los españoles (Boogaard y Vázquez, 1981). Aunque debe reconocerse que falta una explicación satisfactoria sobre tales basaltos, sugiero la posibilidad de que no estén relacionados con los gabros; este hecho no sería extraño, dada la profunda amalgama de rocas ígneas variadas que parece existir en la región de Beja.

Las anfibolitas de Acebuches, en el borde sur del macizo de Aracena, y correlacionables con las de Beja y Almadén de la Plata (fig. 8.14) han sido

objeto de un detallado estudio químico por Bard y Moine (1979), quienes han concluido que tienen afinidad con los basaltos toleíticos de fondo oceánico. Bard (1977) ha discutido el posible significado geológico de este carácter químico, proponiendo tres hipótesis diferentes (fig. 10.3): a) las anfibolitas son restos de corteza oceánica emplazada por obducción; b) constituyen el vulcanismo de una cuenca de trasera de arco de islas; c) son el resultado de un proto-rift de rápido desarrollo. A pesar de que la analogía más obvia de las anfibolitas es con la corteza oceánica, Bard considera muy poco probable la hipótesis primera, dado que hay un tránsito no tectónico y sin salto metamórfico entre el cuerpo de anfibolitas y su sustrato, un complejo ácido con metamorfismo de alto grado y altísimo gradiente (70-100 °C/ Km). Sin descartar la hipótesis segunda, que supone el funcionamiento, al menos durante el Paleozoico inferior, de una zona de subducción localizada sobre la actual ZSP, defiende la viabilidad de la tercera alternativa (fig. 10.3).

De otro lado, hay que recordar los rasgos estructurales que muestra el límite Ossa Morena - ZSP. De acuerdo con los datos presentados en el capítulo 8, se han reconocido importantes movimientos tardíos de salto en dirección, que han originado la configuración más aparente de este límite. Además, se ha planteado la posibilidad de que al nivel de las anfibolitas, que se extienden por todo el contacto entre las dos Zonas, se localice una cizalla más antigua, y quizás más importante, que podría estar ligada a la primera fase de deformación en Ossa Morena.

En resumen, el límite entre Ossa Morena y ZSP tiene una evolución aún muy oscura hasta el Devónico superior, pero a partir de este momento los datos son más abundantes. Su historia podría ser, en líneas generales, como sigue:

En el Silúrico o Devónico inferior, tendría lugar un inicio de oceanización en un rift de rápido desarrollo, que quedaría abortado rápidamente: el resultado sería la banda de las actuales anfibolitas. Alternativamente, aunque la hipótesis se considera menos probable, tales rocas básicas podrían estar relacionadas con la existencia de un arco de islas (fig. 10.3); de ser cierto esto último, la subducción tendría que terminar en el Devónico medio, originando, tal vez, la primera fase de plegamiento detectable en Ossa Morena. En relación con esta fase, podría haberse desarrollado un importante cizallamiento localizado en el nivel de las anfibolitas. En cualquier caso, con independencia de la historia anterior, durante el Devónico superior y la mayor parte del Carbonífero, el límite en cuestión parece haber sido fundamentalmente inactivo, habiendo indicios de que los materiales devonocarboníferos -

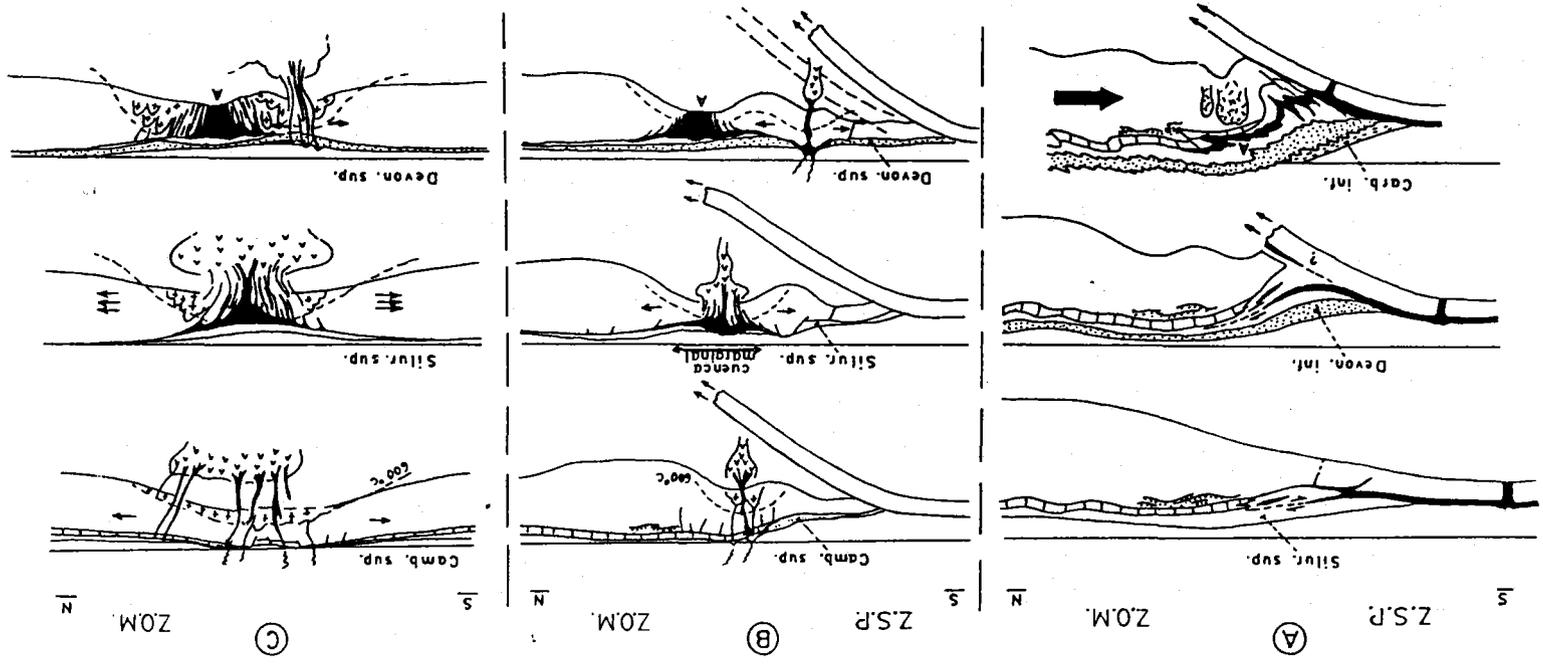


FIG. 10.3 Tres modelos para el emplazamiento de las anfíbolitas Beja-Arcena-Almadén de la Plata

(adaptado de Bard, 1977)
- Explicación en el texto -

de la cuenca de ZSP se extravasaron hacia sectores meridionales de Ossa Morena. Ya en el Estefaniense, tuvo lugar un importante cizallamiento lateral, dividido en dos etapas bien diferenciables; a estas cizallas tardías se debe la estructuración más aparente del contacto entre Ossa Morena y ZSP.

10.4 EVOLUCION GEOTECTONICA DE LA ZONA SUDPORTUGUESA

El registro geológico (aflorante) en la Zona Sudportuguesa se inicia en el Devónico superior.

Durante el Devónico superior y el Carbonífero, tras la acción de la primera fase de deformación herciniana detectable en Ossa Morena, en el SW Ibérico se individualizarían dos grandes cuencas de sedimentación, separadas por un área emergida que coincidiría con la parte central y meridional de Ossa Morena. La cuenca septentrional estaría representada actualmente por los afloramientos carboníferos que aparecen al norte de la línea Córdoba-Badajoz - (cuencas de Benajárfes, Matachel, Guadiato, Guadalbarbo, Pedroches); la meridional coincidiría esencialmente con la actual Zona Sudportuguesa (Gabalón et al., 1983). Sin ser idénticas, ambas cuencas presentan analogías notables, encontrándose en la septentrional un vulcanismo parecido al de la Faja Pirítica (Pérez Lorente, 1980; Garrote y Sánchez Carretero, 1983), que llega a producir mineralizaciones de sulfuros polimetálicos (Baeza et al., 1978, 1981). Los datos geológicos y geofísicos indican que las dos cuencas carboníferas se formaron sobre corteza continental.

Las características del vulcanismo de la Zona Sudportuguesa, junto con las consideraciones precedentes, sugieren que en la formación de estas cuencas carboníferas tendría importancia un proceso de "rifting". Importa señalar que el vulcanismo devono-carbonífero de gran parte de Europa tiene caracteres semejantes al de la Zona Sudportuguesa, y ha sido interpretado también como resultado de una tectónica tensional (Burke y Sawkins, 1978; Perekalina, 1981).

El plutonismo de la banda Castilblanco de los Arroyos - Beja tiene una notable semejanza con el de la banda Los Ojuelos-Villaviciosa de Córdoba, lo que contribuye a reforzar la imagen de una evolución parecida, durante el Carbonífero, entre las dos cuencas antes indicadas. Al menos el plutonismo básico de estas dos alineaciones podría estar ligado también a una tectónica tensional, que sería seguida inmediatamente después por una fase compresiva: la primera fase de plegamiento en la Zona Sudportuguesa.

El límite entre Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa no tuvo, al parecer, especial relevancia durante el Devónico superior y Carbonífero, siendo simplemente la "línea" de inflexión entre el geanticlinal Beja - Aracena (Schermerhorn, 1971) y la cuenca de ZSP. Sin embargo, en el Estefaniense este límite mostró una notable actividad, con movimiento en dirección sinistrorso y salto total de unos 50km. La historia anterior al Devónico superior es aún oscura (véase el apartado 10.3).

En resumen, se considera que el conjunto de los datos geológicos existentes es contrario a la hipótesis de que, durante el Devónico superior y el Carbonífero, hubiese subducción en el extremo SW del Macizo Ibérico. Esta conclusión no se enfrenta de forma fundamental a algunos modelos geodinámicos de Tectónicas de Placas que en años recientes han sido propuestos para explicar los rasgos geológicos de la rama ibero-armoricana de la Cadena Herciniana (Burg et al., 1981; Matte y Burg, 1981; Iglesias y Ribeiro, 1981; Chacón, 1982), aunque sin duda incide sobre ellos.

REFERENCIAS

- Aguirre, L. Beatriz, L. y Offler, R. (1978). Unconformities as mineralogical breaks in the burial metamorphism of the Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 361-366.
- Allen, J.C., y Roettcher, A.L. (1971). The stability of amphiboles in basalts and andesites at high pressures: *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, 3, 490.
- Alvaro, M., Capote, R. Y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.; hom. Solé i Sabarís*, 14, 172-177.
- Allen, J.C., Boettcher, A.L. y Marland, G. (1975). Amphiboles in andesite and basalt: I. Stability as a function of P-T-fO₂, *Am. Mineral* 60, 1069-1085.
- Ancochea, E., Perni, A. y Hernán, F. (1980). Caracterización geoquímica del vulcanismo del área de Atienza (provincia de Guadalajara, España). *Estudios Geol.*, 36, 327-337.
- Anderson, J.L. y Rowley, M.C., (1980). Intrusión of garnet two-mica adamellite, granodiorite, and tonalite and associated metaluminous granitoids during metamorphism and later mylonitization in the autochthon of the Whipple Mountains, S.E. California: *Canadian Mineralogist*
- Andrade, A.A.S. (1972). Problemas geológicos et metalogénicos de l'Alentejo central (Portugal). *Memórias e Notícias, Coimbra*, 73, 66-79
- (1976). Remarques sur le chimisme des gabbros d'Odivelas (Massif de Beja). *Memorias e Notícias, Coimbra*, 81, 75-83.
- (1977). The Beja Ophiolitic Complex in Southern Portugal: a preliminary description. *Memorias e Notícias, Coimbra*, 84, 49-57.
- (1978). The problems of ophilites in Meso-Europa. *Memórias e Notícias, Coimbra*, 83, 37-41.
- (1979). Aspectos geoquímicos do Ofiolitoide de Beja. *Comunic. Serv. Geol. Port.* LXIV, 39-48.
- Andrade, A.A.S. y Gama Pereira, L.C. (1980). Intrusões básicas nos bor

- de Ossa Morena: observações em Portugal. *Temas Geológico Mineros*, 4, I.G.M.E., 5-9.
- Andrade, A.S.S., Pinto, A.F.F. y Conde, L.E.M. (1976). Sur la géologie du Massif de Beja: observations sur la transversale d'Odivelas. *Comunic. Serv. Geol. Port.*, LX, 171-202
- Apalategui, O., Barranco, E., Contreras, F., Delgado, M. y Roldán, F.J. (en prensa). Mapa Geológico Nacional E. 1: 50.000.MAGNA. Hoja nº 917: Aracena.
- Aparicio, A., Barrera, J.L., Caraballo, J.M., Peinado, M. y Tinao J.M. (1975). Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. *Men. Inst. Geol. Min. Esp.*, 88, 145 pp.
- Aparicio, A., Barrera, J.L., Casquet, C., Peinado, M. y Tinao, J.M. (1977). El plutonismo hercínico post-metamórfico en el SO del macizo hespérico (España). *Bol. Geol. Min.*, LXXXVIII-VI, 497-500.
- Arenas, R., González Lodeiro, F. y Peinado, M. (1982). La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 3, 123-163.
- Armegot, A. y Martínez Diaz, C. (1972). El Carbonífero del Sur del Batolito de los Pedroches. *Rev. Esp. Micropal.*, Diciembre, 211-213.
- Arnold, M. y Soler, E. (1973) Les minéralisations pyriteuses associées au volcanisme quartz-kératophique du Sud de la Peninsule Iberique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, 1373-1376.
- Arthaud, F. y Matte, Ph. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. America Bull*, 88, 1305-1320.
- Atherton, M.P. y Tarney, J. (editores) (1979). Origin of granite batholiths. *Geochemical evidence*. Shiva Publ. Ltd., 148 pp.
- Baeza, J., Ruiz Garcia, C. y Ruiz Montes, M. (1978). Presencia de formacio-

- nes vulcanosedimentarias y mineralizaciones de hierro asociadas, en el eje magmático. La Coronada-Villaciosa (Córdoba). Bol. Geol. Min., 89, 5, 431-437.
- Baeza, J., Ruiz Garcia, C., Ruiz Montes, M., Sánchez, A. (1981). Mineralización exhalativo-sedimentaria de sulfuros polimetálicos en la Sierra Morena cordobesa (España). Bol. Geol. Min., 92, 3, 203-216.
- Baker, P. (1978). Pétrologie des laves dans les zones de subduction. In Girod et al., "Les roches volcaniques, Pétrologie et cadre structural". Doin, Paris, 235 pp.
- Balk, R. (1937). Structural behavior of igneous rocks. Geol. Soc. America Mem., 5, 121-129.
- Ballance, P.F. y Reading, H.G. (1980). Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones. Special Publ. Numer 4, Int. Assoc. Sedimentologists; Blackwell Scientific Publ., 265pp.
- Bard, J.P. (1969). Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): Sa place dans le segment hercynien sud-ibérique.
- (1971). Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes "orthotectoniques". Bol. Geol. Min., 82, 108-129.
- (1977). Signification tectonique des métatholéites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). Bull. Soc. géol. France, 19,2, 385-393.
- Bard, J.P., Capdevilla, R., Matte, P., y Ribeiro, A. (1973). Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen. Nature phys. Sci., 241, 50-52.
- Bard, J.P. y Fabries, J. (1971). Aperçu pétrographique et structural sur les granitoides de la Sierra Morena occidental (Espagne). Bol. Geol. Min., 81/83, 226-241.
- Bard J.P. y Moine, B. (1979). Acebuches amphibolites in the Aracena hercynian metamorphic belt (southwest Spain): Geochemical variations - and basaltic affinities. Lithos, 12, 271-282.
- Barranco, E., Contreras, F, y Roldán, F.J. (en prensa). Mapa Geológico

- Nacional E=1: 50.000. MAGNA. Hoja nº 915: Rosal de la Frontera.
- Barros e Carvalhosa, A. (1970). Roches granitiques de l'Alentejo (Portugal). Bol. Geol. Min., 81,2-3, 211-214.
- Batista, J.A, Munhá, J., Oliveira, V., Ribeiro, L. (1976). Alguns aspectos geológico-petrográficos da bordadura sul do Complexo Eruptivo de Beja. Comunic. Serv. Geol. Port., 60, 203-213.
- Bebien, J. (1973). Géochimie des roches volcaniques océaniques: comparaison des volcanismes actuel et ophiolitique. C.R. Acad. Sc. Paris, 276, D, 3111-3114.
- Bell, T.H. y Etheridge, M.A. (1973). Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. Lithos, 6, 337-348.
- Bernard, A.J. y Soler, E. (1974 a). Aperçu sur la Province Pyriteuse Sud-Iberique. Centenaire de la Soc. Geol. de Belgique; Gisements stratiformes et provinces cuprifères; Liege; 287-315.
- (1974 b). Esquisse structurale du flanc de l'anticlinal de Puebla de Guzmán, région de Boca Chanza (province de Huelva, Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, 279, D, 211-714.
- Best, M.G. y Mercy, E.I.P. (1967). Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex, California. Am. Min., 52, 436-474.
- Biggar, G.M. (1974).- Phase equilibrium studies of the chilled margins of some layered intrusions. Contr. Miner. Petrol., 46, 157-167.
- Bishop, D.G. (1972). Progressive metamorphism from Prehnite, Pumpellite to Greenschist Facies in the Dansey Pass Area, Otago, New Zealand. Geol. Soc. America Bull., 83, 3177-3198.
- Boles, J.R. y Coombs, D.S. (1975). Mineral reactions in zeolitic Triassic Tuff, Hokonui Hills, New Zealand. Bull. Geol. Soc. Am., 86, 163-173.
- Boogaard, M. van den (1967). Geology of the Pomarão region (southern Portugal). Doctoral thesis, Univ. of Amsterdam. 113pp.
- Boogaard, M. van den, y Schermerhörn, L.J.G. (1975). Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain, part 3. Carboniferous conodonts at Sotiel Coronada. Scripta Geol., 28, 37-43.

- Boogaard, M. van den, y Vázquez, F. (1981). Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain, part 5. Lower Carboniferous conodonts at Santa Olalla del Cala (Spain). *Scripta Geol.*, 61, 2-7.
- Borradaile, G.J. (1972). Variably oriented coplanar primary folds. *Geol. Mag.*, 109, 89-98.
- (1978). Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland. *Geol. Soc. America Bull.*, 89, 481-493.
- (1981). Particulate flow of rocks and the formation of cleavage. *Tectonophysis*, 72, 305-321.
- Borradaile, G.J. y Johnson, H.D. (1973). Finite strain estimates for the Dalradian Dolomitic Formation of Islay, Argyll, Scotland. *Tectonophysics*, 18, 249-259.
- Bottinga, Y. y Weill, D.F. (1970). Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volume of oxide components. *A. Jour. Sci.*, 269, 169-182.
- Bouma, A.H. (1962). *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168pp.
- Bowen, N. L. (1928). *The evolution of igneous rocks*. Princeton University Press, 332 pp.
- Bromley, A.V. (1975). Tin mineralization of Western Europe: is it related to crustal subduction?. *Inst. Mining & Metallurgy, Transactions, B*, 28-30.
- Brousse, R. (1971). Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central. In Symposium J. Jung, Plein air service, édit, Clermont Ferrand; 377-478 pp.
- Brotin, J. (1974). Discovery of Autunian in Bassin of Guadalcanal (North Sevilla, South Spain). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 278, 1709-1710.
- Brown, E.H. (1977). The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *Jour. Petrol.*, 18, 53-72.
- Brown, G.C. (1971). Granitic liquids: their generation and intrusion. *Geol. Mag.*, 108, 343-344.
- (1979). The changing pattern of batholith emplacement during Earth history. In Atherton, M.P. y Tarney, J. (editors): *Origin of*

- granite batholiths; Geochemical evidence. Shiva Publ.; 107-115.
- Brown, G.C. y Fyfe, W.S. (1970). The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contrib. Min. Petrol.*, 28, 310-138.
- Brun, J.P. y Pons, J. (1981). Strain pattern of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation. *J. Struct. Geol.*, 3, 219-229.
- Bryant, B. y Reed, J.C. (1969). Significance of lineations and minor folds near major thrust faults in the southern Appalachians and the British and Norwegian Caledonides. *Geol. Mag.*, 106, pp. 412-429.
- Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, Ph., Matte, Ph. y Ribeiro, A. (1981) Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78,161-177.
- Burgos, J. y Pascual, E. (1976). El stock básico del norte de Villaviciosa de Córdoba (Complejo Los Ojuelos- La Coronada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 7, 69-122.
- Burke, K. y Sawkins, F.J. (1978). Were the Rammelsberg, Meggen, Rio Tinto and related ore deposits formed in a Devonian Rifting Event?. *Economic Geology*, 73,2,308.
- Burnham, C.W. (1979). The importance of volatile constituents. In "The Evolution of the igneous rocks: fiftieth anniversary perspectives"; 439-482.
- Burnham, C.W. y Davis, N. F. (1974). The role of H₂O to 10 kilobars, 700° to 1000°C. *Am. Jour. Sci.*, 274, 902-940.
- Burnham, C.W., Holloway, J. R. y Davis, N. F. (1969). Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10.000 bars. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 132, 1-96.
- Campbell, I.H. (1978). Some problems with the cumulus theory. *Lithos*, 11, 311-323.
- Campbell, I.H. Roeder, P.L. y Dixon, J.M. (1978). Plagioclase buoyancy in basaltic liquids as determined with a centrifuge furnace. *Contrib. Min. Petrol.*, 67, 369-377.
- Cann J.R. (1970). Upward movement of granitic magma. *Geol. Mag.*, 107, 335-340.
- Capdevilla, R., Corretgé, G. y Floor, P. (1973). Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bull.^{Soc} Géol. France*, 7,15, 209-228.

- Capote, R. y Vegas, R. (1977). La unidad hercínica Centro-Sur. I Col. sobre Tectónica de Placas; Fund. Gómez-Pardo, Madrid.
- Carmichael, D.M. (1969). On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 20, 244-267.
- Carmichael, I.S., Turner, F.J. y Verhoogen, J. (1974). *Igneous Petrology*. Mc Graw-Hill, 739pp.
- Carvalho D. (1972) The metallogenetic consequences of plate tectonics and the Upper Paleozoic evolution of southern Portugal. *Est. Notas e Trab S.F.M.*, 20, 3-4, 297-320.
- (1976). Considerações sobre el vulcanismo da região de Cercal -Odemira. Suas. relações com a faixa piritosa. *Com. Serv. Geol. Port.*, 215-238.
- Carvalho, D. Goingas, J., Oliveira, V. y Ribeiro, A (1971). Observações sobre a geologia do Sul de Portugal e consecuencias metalogenéticas. *Est. Notas e Trab. S.F.M.*, 20, 1-2, 153-199.
- Carvalho, D. (1977), Geología, Metalogenia e metodologia da investigação de sulfuretos polimetálicos do sul de Portugal. 1º Curso Roso de Luna; *Temas Geológico-Mineros, IGME*, 91-145.
- Carvalho D. et al. (1976). Livro-guia das excursões geológicas na Faixa Piritosa Ibérica. III Reunião de geologia do sudoeste da Península Ibérica; Huelva-Beja, 1975: *Com. Serv. Geol. Portugal*, 60, 271-315.
- Carvalho, D. Correia, H.A.C., Inverno, C.M.C. (1976). Contribuição para o conhecimento geológico do grupo de Ferreira - Ficalho, Suas relações com a Faixa Piritosa e Grupo do Pulo do Lobo. *Memórias e Notícias*, 82, 145-169.
- Cawthorn, R.G. (1976). Melting relations in part of the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$ under 5 kb pressure. *Jour. Petrol*, 17, 44-72.
- Cawthorn, R.G., Curran, E. B. y Arculus, R.J. (1973). A petrogenetic model for the origin of the Calc-alkaline suite of Grenada, Lesser Antilles. *Jour. Petrol*, 14, 327-337.
- Cawthorn, R.G. y O'Hara, M.J. (1976). Amphibole fractionation in Calc-alkaline magma genesis. *Am. Jour. Sci.*, 276, 309-329.

- Cipriani, C., Sassi, F.P. y Escolari, A. (1971). Metamorphic white micas: definition of paragenetic fields. *Schweiz. Mineral.Petrog. Mitt.*, 51, 259-302.
- Cobbold, P.R. y Quinquis, H. (1980). Development of shear folds in shear regimes. *Jour. Struct. Geol.*, 2, 1-2, 119-126.
- Conde, L.E.N. y Andrade, A.A.S. (1974). Sur la faune méso et/ou néode vonienne des calcaires du Monte das Cortes, Odivelas (Massif, de Beja). *Memórias e Noticias*, 78, 141-146.
- Coombs, D.S., Kawachi, Y., Houghten, B.F., Hyden, G., Pringle, I.J. Williams, J.G. (1977). Andradite and Andradite-Grossular Solid Solutions in Very Low-Grade Regionally Metamorphosed rocks in Southern New Zealand. *Contrib. Min. Petrol.*, 63, 229-246.
- Coombs, D.S., Nakamura, Y. y Vuagnat, M. (1975). Pumpellyite-Actinolite Facies Schists of the Taveyanne Formation near Loèche, Valais, Swizerland. *Jour. Petrol.*, 17, 440-471.
- Corrales, I., Rosell, J., Sánchez de la Torre, L., Vera, J.A., Vilas, L. (1977). *Estratigrafía*. Ed. Rueda. Madrid, 718 pp.
- Coullaut, J.L., Soler, M y Anton, J.A. (1975). Investigación de piritas y sulfuros complejos en la zona de Aznalcóllar. *Jornadas Minero-Metalúrgicas; Cartagena*; 155-178.
- Cox, K.G. Bell, K y Pankhurst, R.J. (1978). The interpretation of igneous rocks. *George Allen & Unwin*; 450 pp.
- Croussilles., M. Dixsaut, C. Henry, B. y Tamain, G. (1976). L'alignement basique-ultrabásique de Varas-Guadalbarbo (Cordoue, Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283, D, 1141-1143.
- Chacón, J. (1982). El límite entre las Zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena, al este de La Tierra de Barros (SW Macizo Ibérico, Badajoz). *Cuad. lab. Xeol. Laxe*, 3, 163-182.
- Chacón, J., Oliveira, V., Ribeiro, A. y Oliveira, T. (en prensa). La estructura de la Zona de Ossa-Morena. In libro *Jubilar J.M. Rios*, tomo I.
- Chacón, J. y Pascual, E. (1979). El anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba, divisoria entre las Zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena (Sector SW del Macizo Ibérico).

- Cuad. Geol. Univ. Granada, 8. 23-35.
- Chappell, B.W. y White A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Chatterjee, N.D. (1966). On the widespread occurrence of oxidized chlorites in the Pennine zone of the eastern Italian Alps. *Contrib. Min. Petrol.* 12., 325-353.
- Chayes, F. (1966). Alkaline and subalkaline basalts. *Amer. Jour. Sci.*, 264, 128-145.
- Chinner G.A. (1966). The significance of the aluminum silicates in metamorphism. *Earth. Sci. Rev.*, 12, 111-126.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1967). *Rock-Forming Minerals*; 5 vol.; Longmans Ed. London.
- Delgado Quesada, M (1971). Esquema geológico de la Hoja nº 878, Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82, 277-286.
- Didier, J. (1973). *Granites and their enclaves. Developments in Petrology* 3; Elsevier, Amsterdam, 390 pp.
- Donaldson, C.H. (1977). Laboratory duplication of comb-layering: the Rhum Complex. *Jour. Geol.*, 83, 33-45.
- Dumbard, C.O. y Rodgers, J. (1963). *Principios de Estratigrafía*. Ed. CECSA, México, 422 pp.
- Dunoyer, G. (1969). Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte Géol. d'Alsace et Lorraine*.
- Dupont, R. (1979). *Cadre géologique et métallogénique des gisements de fer du sud de la Province de Badajoz (Sierra Morena occidental, Espagne)* Thèse, Nancy, 371 pp .
- Dupont, R., Linares, E. y Pons, J. (1981). Premières datations radiométriques par la méthode potassium-argon des granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (province de Badajoz, Espagne). *bol. Geol. Min.*.
- Eggler. D.H. (1972a). Amphibole stability in H₂O-undersaturated calc-alkaline melts. *Earth and Planet. Sci., Let.*, 15, 28-34.
- (1972b). *Water-Saturated and Undersaturated Melting Relations*

- in a Paricutin Andesite and an Estimate of Water Content in the Natural Magma. *Contr. Mineral. Petrol.*, 34, 261-271.
- Eggler, D.H. y Burnham, C.W. (1973). Crystallization and Fractionation Trends in the System Andesite-H₂O-CO₂-O₂ at Pressures to 10kb. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2517-2532.
- Ernst, W.G. (1974). Metamorphism and ancient continental margins. In "The Geology of Continental Margins"; Burk, C.A & Drake, C.L. (ed.) Springer; 907-919.
- Escher, A. y Watterson, J. (1974). Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22, 223-231.
- Esquevin, J. (1969). Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau*, 3, 147-154.
- Ewart, A. (1976). Mineralogy and Chemistry of Modern Orogenic Lavas: some Statistics and Implications. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 31, 417-432.
- Fabries, J. (1963). Les formations cristallines et métamorphiques du NE de la province de Seville (Espagne); essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques. Thés. Univ. Nancy, 267 pp.
- Fabries, J. y Sadran, G. (1959). Particularités structurales et origine du complexe granite-roches vertes de Castilblanco de los Arroyos - (Seville). *Est. Geol.*, 15, 147-153.
- Febrel, T. y Vázquez, F. (1972). Informe geológico-minero de investigación "Pilar", nº 7080, Sevilla. Inédito.
- Feio, M. y Ribeiro, A. (1971). Tectónica de Carbónico marinho da região da Carrapateira. *Bol. Geol. Min.*, 82, 3-4, 309.
- Ferry, J. M. y Spear, F.S. (1978). Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- Fettes, D.J., Graham, C.M. Sassi, F.P. y Scolari, A. (1976) The lateral spacing of potassic white micas, and facies series variation across the Caledonides. *Scott. Jour. Geol.*, 12,3, 227-236.
- Figuerola, L.C.G., Corretge, L.G., Bea, F. (1974). El dique de Alentejo-

- Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura. (Estudio comparativo). Bol. Geol. Min. 85,3, 308-337.
- Florido , P. y Quesada, C. (1981). Libro guía de las excursiones de la III Reunión del Grupo de Ossa Morena.
- Floyd, F.A. y Winchester, J.A. (1975). Magma type and tectonic discrimination using immobile elements. Earth and Planet. Sci. Lett., 27, 211-218
- (1978). Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. Chem. Geol., 21, 291-306.
- Friedman, I., Lipman, P.W., Obradovich, J.D., Gleason, J.D. (1974). Meteoric water in magmas. Science, 184, 1069-1072.
- Fudali, R.F. (1965). Oxygen fugacities of Basaltic and Andesitic Magmas. Geochim. Cosmochim. Acta, 29, 1063-1075.
- Fyfe, W.S. (1973). The generation of batholiths. Tectonophysics , 17, 273-283.
- Gabaldón, F., et al. (1983). Libro guía de las excursiones de la V Reunión del Grupo de Ossa Morena. Inédito.
- García Monzón, G. y Jerez, F. (1974). Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 MAGNA. hoja nº 919: Almadén de la Plata.
- García Palomero, F. (1975). Estudio geológico de la masa pirítica de San Antonio (Rio Tinto). Jornadas Minero-Metalúrgicas; Bilbao; t-1; 175-191.
- García Siñeriz, J. (1944). Investigación sísmica en la cuenca del Viar. In "La interpretación geológica de las mediciones geofísicas aplicadas a la prospección". Mem. IGME, t-III.
- Garrote, A, y Broutin, J. (1979). Le bassin Tournaisien de Benjarafe (province de Cordue, Espagne). Geologie et premières données paléobotaniques et palynologiques. Compt. Rend. 104^e Congrès National des Sociétés savantes; Bordeaux; 1, 175-184.
- Garrote, A. y Sánchez Carretero, R. (1979). Granitos postcinemáticos de tendencia alcalina en Ossa Morena: el stock de la Cardenchoa (prov. de Córdoba). Acta Geológica Hispanica; hom. Solé i Sabaris; 14, 90-96.

- Garrote, A. y Sánchez Carretero, R (1983). La alineación magmática de Villaviciosa de Córdoba- La Coronada, en la transversal de Villaviciosa. In "Libro guía de las excursiones de la V Reunión del Grupo de Ossa Morena".
- Gavala, J. (1927). Memoria correspondiente a la hoja de Castilblanco. Bol. I.G.M.E., 49
- Gill, J.B. (1981) Orogenic andesites and Plate Tectonics. Springer, 390pp.
- Girod, M. et al. (1978). Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Doin, Paris, 235pp.
- Glassley, W.E. (1974). A model for phase equilibria in the prehnite-pumpellyite facies. Contrib. Mineral. Petro., 43, 317-332.
- Gómez Pugnaire, M.T. Martínez Fernández, F.J., Sassi, F.P., Gil Ibarra, J.I., Pascual, E., Simancas, J.F. (1981). Outlines of the pre-Alpine Metamorphism in Spain. In Karamata, S. y Sassi, F.P.: IGCP N° 5, Newsletter, 3, 70-76
- Green, T.H. (1976). Experimental generation of cordierite or garnet bearing granitic liquids from a pelitic composition. Geology, 4, 85-88
- (1977). Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. Contrib. Mineral. Petro., 65, 59-67.
- Guidotti, C.V. y Sassi, F.P. (1976). Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. N. Jb. Miner. Abh., 127, 2, 97-142.
- Hajash, A. y Archer, P. (1980). Experimental Seawater-basalt interactions: effects of cooling. Contrib. Mineral. Petro., 75, 1-13.
- Hamet, J. y Delcey, R. (1971). Age, synchronisme et affiliation des roches rhyolitiques de la province pyrítico-cupryfère du Baixo-Alentejo (Portugal): mesures isotopiques par la méthode Rb/Sr. C.R. Acad. Sci. Paris., 272, D, 2143-2146.
- Hashimoto, M. (1972). Reactions producing actinolite in basic metamorphic rocks. Lithos, 5.1, 19-32.
- Hawkesworth, C.J. (1980). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element characteristics of magmas along destructive plate margins. In "Origin of granite batholiths. Geochemical evidence", Atherton, M.P. y Tarney,

- J. (ed); Shiva Publ. Ltd.; 76-89.
- Helgeson, H.C., Delany, J.M. Nesbitt, H. W. y Bird, D.K. (1978). Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals Am. Jour. Sci., 278 A, 229 pp.
- Helz, R.T. (1976). Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5\text{kb}$. Part II: melt compositions. Jour. Petrol., 17, 2 139-193.
- Hernán, F., Perni, A. y Ancochea, E. (1981). El vulcanismo del área de Atienza. Estudio petrológico. Estudios Geológicos, 37, 1-2, 13-26.
- Higgins, M.W. (1971). Cataclastic rocks. Geol. surv. Prof. Paper, 687.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P. F. (1976). An outline of Structural Geology. John Wiley & Sons, New York, 571 pp.
- Hofstetter, J.P. Lécalle, M. y Stoppel, D. (1979). Découverte et datation d'une faune du Viséen inférieur dans les calcaires du sud-est d'Aznalcóllar (Sevilla). Conséquences pour l'interprétation métallogénique de l'amas sulfuré voisin. C.R. Acad. Sci. Paris, 288, D, 855-858.
- Holdaway, M.J. (1971). Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Am. Jour. Sci., 271, 97-131.
- Holdaway, M.J. y Lee, S.M. (1977). Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contrib. Mineral. Petrol., 63 175-198.
- Holloway, J.R. y Burnham, C.W. (1972). Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. Jour. Petrol., 13, 1, 1-29.
- Howell, D.G. Grouch, J.K., Greene, H.G., McCulloch, D.S. y Vedder, J.G. (1980). Basin development along the late Mesozoic and Cenozoic California margin: a plate tectonic margin of subduction, oblique subduction and transform tectonics. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 4, 43-62.
- Hsü, K.J. (1971). Franciscan mélanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics. Jour. geophys. Res., 76, 1162-117.
- Hsu, L.C. (1968). Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. Jour. Petrol., 9.1, 40-83.
- Hsu, L.C. y Burnham, C.W. (1969). Phase relations in the system $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ -

$Mg_3Al_2Si_3O_{12} \cdot H_2O$ at 2,0 kilobars. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 2393-2408.

- Hudleston, P.J. (1973). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- Hughes, C.J. (1971). Anatomy of a granophyre intrusion. *Lithos*, 4, 403-415.
- (1972). Note on the variability of granophyric textures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 2419-2421.
- (1982). *Igneous Petrology. Developments in Petrology*, 7; Elsevier; 551pp.
- Hydman, D.M. (1981). Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. *Geology*, 9, 244-249.
- Iglesias, M. y Choukroune, P. (1980). Shear zones in the Iberian Arc. *Jour. Struct. Geol.* 2,1-2, 63-68.
- Iglesias, M. y Ribeiro, A. (1981). Zones de cisaillement ductile dans l'Arc Ibero-armoricain. *Com. Serv. Geol. Port.*, 67,1,85-87.
- Irvine, T.N. (1965). Sedimentary structures in igneous intrusions with particular reference to the Duke Island Ultramafic Complex. In Middleton G. V. (ed.), "Primary sedimentary structures and their hydronamic interpretation"; *Soc. Econ. Paleont. and Miner., Spec. Pub.*; 220-232.
- (1970). Heat transfer during solidification of layered intrusions. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 7, 1031-1061.
- (1976). Metastable liquid immiscibility and MgO-FeO-SiO₂ fractionation patterns in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 - $CaAl_2Si_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ -SiO₂. *Carnegie Inst. of Washington Yb.*, 75, 597-611.
- (1979). Rocks whose composition is determined by crystal accumulation and sorting. In "The evolution of igneous rocks; Fiftieth Anniversary Perspectives." Princeton University Press.
- (1980). Magmatic density currents and cumulus processes. *Am. Jour. Sci.*, 280A, 1-58.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8, 523-551.
- Ishihara, S. (1977). The Magnetite-series and Ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27, 293-305.

- Jackson, E.D. (1961). Primary textures and mineral associations in the Ultramafic Zone of the Stillwater Complex, Montana. U.S.G.S. prof. Paper, 358.
- Jahns, R.G. y Burnham, C.W. (1959). Experimental studies of pegmatite genesis: a model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, 64,8, 843-864.
- Johnson, M.R.W. (1967). Mylonite zones and mylonite banding. *Nature*, 213, 246-247.
- Jongmans, W.J. y Meléndez, B. (1956). Contribución al conocimiento de la flora carbonífera del SO de España. *Estudios Geológicos*, 29-30.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde. L. (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Serv. Pub. Minist. Industria. IGME, 113pp.
- Karig, D.E. y Sharman, G.F. (1975). Subduction and accretion in trenches. *Geol. Soc. Am. Bull.* , 86,377-389.
- Kisch, H. (1969). Coal-rank and burial-metamorphic mineral facies. In "Advances in Organic Geochemistry, 1968"; pp. 407-425; Pergamon Press, Oxford.
- Kushiro, I. (1979). Fractional crystallization of basaltic magma. In "The Evolution of the igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives. "Princeton University Press".
- Leake, B.E. y Brown, G.C. y Halliday, A.N. (1980). The origin of granite magmas: a discussion. *Jour. Geol. Soc. London*, 137, 93-97.
- Leblanc, M (1973). Le grand dyke de dolérite de l' Anti-Atlas et le magmatisme jurassique du Sud marocain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276, D, 2943-2946
- Leca, X. (1976). Le volcano-sédimentaire de la région d' Alcoutim (Baixo Alentejo, Portugal). *Com. Serv. Geol. Port.*, 60,139-149.
- Lecolle, M. (1974). Successions lithologiques et stratigraphiques dans la province de Huelva (Espagne); position des mineralisations manganésifères et pyriteuses. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274, 505-508.
- (1977). La ceinture sud-ibérique: un exemple de province à amas

sulfurés volcano-sédimentaires (tectonique, métamorphisme, stratigraphic, volcanisme, paleogeographie et métalogenie). These d'Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris.

- Lecolle, M. y Roger, G. (1976). Métamorphisme régional de "faible degré" dans la province pyrito-cuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences petro-génétiques. Bull. S.G.F., 6, 1667 - 1678.
- Lefort, J.P., Alvehirinho, J. Monteiro, J. M. y Ribeiro, A. (1981). L'organisation des structures profondes du socle a l'Ouest de la faille Porto-Tomar-Badajoz: apport des données géophysiques. Com. Serv. Geol. Portugal, 67, 1, 57-63.
- Liou, J.G. (1973). Synthesis and stability relations of epidote, Jour. Petrol. 14, 394-413.
- (1979). Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the East Taiwan Ophiolite. Amer. Mineral., 64, 1-14.
- Liou, J.G., Kuniyoshi, S. y Ito, K. (1974). Experimental studies of the phase relations between greenschists and amphibolite in a basaltic system. Am. Jour. Sci., 274, 613-632,
- Lipman, P.W. y Friedman, I. (1975). Interaction of meteoric water with magma : an oxygen isotope study of ash-flow sheets from Southern Nevada. Geol. Soc. Am. Bull, 86, 695-702.
- Maaløe, S. y Wyllie, P.J. (1975). Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions. Contrib. Mineral. Petro., 52, 175-191.
- Martín Escorza, C. y Rivas, A. (1975). Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. MAGNA. Hoja nº 940: Castilblanco de los Arroyos.
- Matte Ph. y Burg. (1981). Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc of western Europe: plate tectonic implications. In "Thrust and Nappe Tectonics"; 353-358. The Geological Society of London.
- Matte Ph. y Ribeiro, A. (1975). Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. C.R. Acad. Sci. Paris, 280, D, 2825-2828.
- May, P.R. (1971). Pattern of Triassic-Jurassic diabase dykes around the North

- Atlantic in the context of pre-drift position of the continents. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 12, 1285-1292.
- Mc Donald, R. (1974). Tectonic settings and magma associations. *Bull. Volcanol.*, 38, 575-593.
- Meléndez, B. (1970). *Paleontología*. Ed. Paraninfo, Madrid, 714pp.
- Mielke, P. y Winkler, H.G.F. (1979). Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. *N. Jb. Miner Mh.*, 10, 471-480.
- Miller, C.F. y Bradfish, L.J. (1980). An inner Cordilleran belt of muscovite-bearing plutons. *Geology*, 8, 412-416.
- Miller, C.F. et al. (1981). Comoposition of plutonic muscovite : genetic implications, *Canadian Mineralogist*.
- Millot, G. (1964). *Géologie des argiles*. Masson, Paris, 499 pp.
- Millot, G., Periaux, J. y Lucas, J. (1961). Signification climatique de la couleur rouge des grés permotriassiques des Vosges et des grandes séries detritiques rouges. *Bull. Ser. Cart. Géol. Alsace et Lorraine*, 14, 91-101.
- Mingarro, F. (1962). Estudio del Carbonífero del norte de la provincia de Sevilla. *Bol. Geol. Min.* 73, 489-599.
- Miyashiro, A. (1973). *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin, London, 479pp..
- (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am Jour. Sci.*, 274, 321-355.
- (1978). Nature of alkalic Volcanic Rock Series. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 91-104.
- Miyashiro, A. y Seki, Y. (1958). Enlargement of the composition field of epidote and piemontite with rising temperature. *Am. Jour. Sci.*, 256, 423-30.
- Miyashiro, A. y Shido, F. (1975). Tholeitic and calcalkalic series in relations to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *Am. Jour. Sci.*, 275 265-277.
- Moorbath, S. y Welke, H. (1968). Lead Isotope Studies on Igneous Rocks from the Isle of Skye, Northwest Scotland. *Earth Planet. Sci. Letters*, 5, 217-230.

- Muelas A. y Crespo, V. (1976). Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. MAGNA. Hoja nº 962: Alcalá del Rio.
- Mueller, s., Prodehl, C. Mendes. A.S., Soursa Moreira, V. (1973). Crustal structure in the southwestern part of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 20, 307-318.
- Mukhopadhyay, D. (1965). Effects of compression on concentric folds and mechanism of similar folding. *Jour. Geol. Soc. India*, 6, 27-41.
- Munhá J. (1976). Nota preliminar sobre o metamorfismo na Faixa Piritosa Portuguesa. *Com Serv. Geol. Portugal*. 60, 151-161.
- (1979). Blue Amphiboles, Metamorphic Regime and Plate Tectonic Modelling in the Iberian Pyrite Belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60, 279-289.
- Munhá J. y Kerrich, R. (1980). Sea Water Basalt Interaction in Spilites from the Iberian Pyrite Belt.
- Munhá, J., Fyfe, W.S. y Kerrich. R. (1980). Adularia, the characteristic Mineral in Felsic Spilites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 15-19.
- Murase, T. y Mc Birney, A.R. (1973). Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 487-554.
- Mutti. E. y Ricci Licchi, F. (1972). Le torbiditi dell' Apenninosettentrionale: introduzione al analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199.
- (1974). La signification de certaines unités séquentiales dans les séries a turbidites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 16, 6, 577-581.
- Nakajima, T. Banno, S. y Suzuki, T. (1977). Reactions leading to the disappearance of pumpellyte in Low-grade Metamorphic Rocks of the Sanbagawa Metamorphic Belt in Central Shikoku, Japan. *Jour. Petrol*, 18, 2, 263-284.
- Nitsch, K.H. (1971). Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyt-haltigen Paragenesen. *Contrib. Miner. Petrol.* 30, 240-260.
- Oliveira, J.T., Horn, M. y Paproth, E. (1979). Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Southern

- Portugal and on the paleogeographic development, compared to corresponding units in Northwest Germany. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 65, 151-168.
- O'Neill, J. y Chapèll, B.W. (1977). Oxigen and Hydrogen isotope relations in the Berridale batholith. *Jonr. Geol. Soc. London*, 133, 559-572.
- Osborn, E.F. (1959). Role of oxigen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Am Jour. Sci.*, 257, 609-647.
- (1979). The Reaction Principle. In "The Evolution of the igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives". Princeton University Press.
- Pascual, E. (1981) Investigaciones geológicas en el Sector Córdoba-Villaviciosa de Cordoba. Tesis doct. Univ. Granada, 521 pp.
- Pascual, E. y Pérez Lorente, F. (1976). El magmatismo ácido superficial al Sur de Villanueva de Rey-Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena, Córdoba). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 6, 15-30.
- Pearce, J. (1975) Statistical analysis of major element patterns in basalts. *Jour. Petrol.*, 17, 15-43.
- Pearce, J. y Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 19, 290-300.
- Pearce, J. y Gale, G.H. (1977). Identification of ore-deposition environmet from trace-element geochemistry of associated igneous host-rocks. In "Volcanic processes in ore genesis". *Geol. Soc. London Publ.*, 7, 14-24.
- Pearce, J. Gorman, B.E. y Birkett, T.C. (1975). The $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 24, 419-426.
- Pearce, J. y Norry, M.J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- Perchuk, L.L. (1977). Thermodynamic control of metamorphic processes. In "Energetics of geoligical processes ; H. Ramberg on his 60 birthday" Saxena, S.K. y Bhattacharji, S. (ed.); Springer, 285-353.
- Perdigao, J.C. (1961). Nereites do Baixo Alentejo. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 45, 339-363.

- Perekalina, T.V. (1981). Variscan volcanism of central and western Europe. *Geol. Mijnb.*, 60, 17-21.
- Pérez Lorente, F. (1977). Geología de la Zona de Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozo blanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba). Tesis Univ. Granada, 281, 340pp.
- (1980). El conjunto volcánico de edad Carbonífero inferior del sur de Los Pedroches (Sierra Morena). *Temas Geológico-Mineros*, 4, 203-210.
- Pettijhon, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. (1972). *Sand and sandstone*. Springer, Berlín, 618pp.
- Pfefferkorn, H.W. (1968). Geologie des Gebietes Zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal). *Munst. Forssch. Geol. Palaont. H.*, P. 9-143.
- Platen, Von, H. (1965). Experimental anatexis and genesis of migmatites. In "Controls of metamorphism", Pitcher, W.S. y Flinn, G.W. (ed.); Wiley, New York.
- Plyusina, L.P. Ivanov, I.P. (1978). P-T limits and fluid balance of prehnite-pumpellyite facies of metamorphism from experimental data. *Int. Geol. Rev.*, 20, 7, 791-801.
- Pons, J. (1982). Un modele d'évolution de complexes plutoniques: gabbros et granioïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Thèse, Univ. Paul Sabatier, Toulouse.
- Powell, C. McA. (1974) Timing of slaty cleavage during folding of Precambrian rocks northwest Tasmania. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1043-1060.
- Presnall, D.C. y Bateman, P.C. (1973). Fusion relations in the System NaAl Si₃O₈-Ca Al₂ Si₂O₈-SiO₂-H₂O and generation of Granitic Magmas in the Sierra Nevada Batholith. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 3181-3202.
- Presnall, D.C., Dixon, S.A., Dixon, J.R., O'Donnell, T.H., Brenner, N. L., Schrock, R.L. y Dycus, D.W. (1978). Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 203-220.
- Priem, H.N.A., Boelryk, N.A.I.M., Verschure, R.M., Hebeda, E.H. y Ver-

- durmen, E.A.T. (1970). Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula, *Eclogae geol. Helvetiae*, 63, 255-274.
- Rimbaud, F. (1969). El sinclinal carbonífero de Rio Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas. *Mem. IGME*, 71, 229 pp.
- Ramsay, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- (1980). Shear zone geometry: a review. *Jour. Struct. Geol.*, 2, 1-2, 83-99.
- Ramsay, J.G. y Graham, R.H. (1970). Strain variations in shear belts. *Can. Jour. Earth Sci.*, 7, 786-813.
- Ramsay, J.G. y Wood, D.S. (1973). The geometric effect of volume change during deformation processes. *Tectonophysics*, 16, 263-277.
- Ramsay, D.M. y Sturt, B.A. (1973a). An analysis of noncylindrical and incongruous fold pattern from the Eo-Cambrian rocks of Sorøy, Northern Norway. I: noncylindrical, incongruous and aberrant folding. II: the significance of synfold stretching lineation in the evolution of noncylindrical folds. *Tectonophysics* 18, 81-107 y 109-121.
- Ribeiro, A. (1981). A geotraverse through the Variscan Fold Belt in Portugal *Geol. Mijnb.*, 60, 41-44.
- Ribeiro, A. , Pereira, E. y Severo, L. (1980). Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 66, 3-9.
- Ringwood, A.E. (1975). *Composition and Petrology of the Earths Mantle*. McGraw-Hill, 618pp.
- Rittmann, A. y Villari, L. (1979). Volcanism as a tracer in Geodynamic Processes. *Geol. Mijnb.* 58, 225-230.
- Robardet (1976). L'originalité du segment hercynien sudibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévocien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Seville (Espagne) . *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283, D, 999-1002.
- Roche, H. de La (1979). Les basaltes et leurs produits de différenciation vus des granites : le rôle de la contamination sialique. *C.R. Acad. Sci.*

- Paris, 289, D, 517-520.
- Roche, H. de La, y Letérier, J. (1973). Transposition du tétraedre de Yoder y Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. C.R. Acad. Sci. Paris, 276, D, 3115-3118.
- Routhier, R., Lécalle, M., Roger, G. Aye, F. y Molière, P. (1977) Amas sulfurés volcano-sédimentaires. La Ceinture Sud-Ibérique a amas sulfures dans sa partie espagnole mediane. Tableau géologique et metallogénique. Univ. P. et M. Curie, Paris, 2 tomos.
- Ruiz de Almodóvar, G. (1981) algunos datos sobre el Batolito de Barcarrota (Ossa Morena): Comunicación presentada en la VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular, Madrid.
- Rumble, D. (1981). Oxide minerals in metamorphic rocks. In "Reviews in Mineralogy", vol, 3. Mineralogical Society of America.
- Salpêtre, I. (1976). Etude structurale et pétrographique de la zone de Paymogo (Nord de la Province de Huelva). Métallogenese des amas sulfurés. Thèse 3e cycle, Nancy.
- Sanderson, D.J. (1973). The development of fold axes oblique to the regional trend. Tectonophysics, 16, 55-70.
- Sanz, T. y Ledesma, F. (1975). Mapa Geológico Nacional E. I: 50.000. MAGNA Hoja nº 941: Ventas Quemadas.
- Sassi, F.P. (1972) The Petrological and Geological significance of b_0 Values of Potassic White Micas in Low Grade Metamorphic Rocks. An application to the Eastern Alps. *Tscher. Min. Petr. Mitt.*, 18, 105-113.
- Sassi, F.P. y Scolari, A. (1974). The b_0 Value of the Potassic White Micas *Contrib. Mineral Petrol.*, 45, 143-152.
- Schermerhorn, L.J.G. (1970). Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal. *Geol. Mijnb.*, 49, 439-449.
- (1971). An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min.*, 82, 304-308.
- (1975a). Pumpellyite facies metamorphism in the Spanish pyrite Belt. *Pétrologie*, I.
- (1975b). Spilites, regional métamorphisme and subduction

- in the Iberian Pyrite Belt; some comments. *Geol. Mijnb.*, 54, 23-35.
- (1982). Framework and evolution of Hercynian mineralization in the Iberian Meseta. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 68, 1, 91-140.
- Schermerhörn, L.J.G. Priem, H.N.G., Boelrijk, N.A.I.M. Hebeda, E.H. Verdurmen, E.A. Th. y Verschure, R.H. (1978). Age and origin of the Messejana Dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean. *Jour. Geol.*, 86, 299-309.
- Schermerhörn, L.J.G. y Stanton, R.L. (1969) Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal). *Geol. Mag.*, 106, 130-141.
- Seilacher, A. (1967). Bathymetry of trace fossils. *Marine Geol.*, 5, 413-428.
- Silva, L.C., Quadrado, R. y Ribeiro, L. (1970). Nota prévia sobre la existencia de una estructura zonada e de anortositos no maciço gabro-diorítico de Beja. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Lisboa*, 11, 223-232.
- Simancas, J.F. (1976). Estudio geológico y metalogénico de un sector al oeste de Aznalcóllar, Sevilla (Faja Piritífera del Suroeste Ibérico). Tesis de Licenciatura, Univ. Granada (inérita).
- (1980). Evolución tardihercínica de un área situada al NW de la provincia de Sevilla. *Temas Geológico-Mineros*, 4, 237-260.
- (1981). Plutonismo ácido y básico en el extremo oriental de la Zona Sudportuguesa. *Cuad. Geol. Ibérica*.
- (en prensa). Nota sobre la cronología de los fenómenos ígneos en el extremo oriental de la Zona Sudportuguesa. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*.
- Simancas, J.F. y Rodríguez Gordillo, J.F. (1980). Magmatismo basáltico hercínico tardío en el NW de Sevilla, *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 11, 49-60.
- (1982) Evolución geotectónica de la Zona Sudportuguesa: datos químicos de las rocas volcánicas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 207-229.
- Simon, W. (1950). Variscische Sedimente der Sierra Morena. Das Koklenbecken von Villanueva. *Senckenbergiana*, 31, 299-311.
- (1951). Untersuchungen in Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien). *Abh. Senckenb. Naturf. Ges.*, 485, 31-52.

- Soler, E. (1973). L'association spilites-quartz Kératophyres du Sud-Ouest de la péninsule ibérique. *Geol. Mijnb.*, 52, 277-287.
- Soula, J.C. y Bessière, G. (1979). Genesis and evolution of Permian and Triassic basins in the Pyrenees by regional simple shear acting on older Variscan structures: field evidence and experimental models. *Tectonophysics*, 58, 1-9.
- Sousa, Moreira, V., Mueller, S., Mendes, A.S. y Prodehl, C. (1978). The deep structure of southern Portugal. In "Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y el Mar de Alborán". *Serv. Publ. Univ. Granada*, 35-41.
- Starkey, Y. (1979). Chess-board albite from New Brunswick, Canada, *Geol. Mag.*, 96, 141-145.
- Strauss, G.K. (1970). Sobre la Geología de la provincia piritífera del Suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal). *Mem. IGME*, 77, 266pp.
- Strauss, G.K. y Madel, J. (1974). Geology of Massive Sulphide Deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt. *Geol. Rdsch.*, 63,1,192-212.
- Surdan, R.C. (1973). Low grade metamorphism of tuffaceous rocks in the Karmutsen Group, Vancouver Island, British Columbia. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 1911-1922.
- Taubeneck, W.H. y Poldervaart, A. (1960). Geology of the Elkhorn Mountains, Northeastern Oregon. Part II: Willow Lake intrusion. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71,1295-1322.
- Teixeira, C. (1978). Acerca da idade das rochas graníticas portuguesas. In "Geología de la parte norte del Macizo Ibérico"; ed. homenaje a I. Parga Pondal. *Cuad. del Semin. Est. Cerám. De Sargadelos*, 27,245-268.
- (1981). Sur l'âge des filons de roches basiques encaissés dans les granites hercyniens portugaises. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2,69-73.
- Thompson, A.B. (1971). PCO_2 in low-grade metamorphism: zeolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system $CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 145-161.

- (1976). Mineral reactions in pelitic rocks: prediction of P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *Am. Jour. Sci.*, 276, 401-424.
- Tröger, W.E., et al. (1971). *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineral (Tabellen)*. Schweizerbart'sche, Stuttgart, 160pp.
- Turner, F.J. (1968). *Metamorphic Petrology*. McGraw-Hill, New York, 403 pp.
- (1981). *Metamorphic Petrology (second edition)*. McGraw-Hill New York, 524pp.
- Tuttle, O.F. y Bower, N.L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si₃O₈- K Al Si₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Am. Mem*, 74.
- Vauchez, A. (1975). Tectoniques tangentiellees superposées dans le segment hercynien sud-ibérique: les nappes et plis couchés de la région d' Alconchel-Fregenal de la Sierra (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 85-86, 573-580.
- Vázquez, F. (1968). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000. Hoja nº 918: Santa Olalla del Cala.
- Vegas, R. (1975). Wrench (transcurrent) fault System of the south-western Iberian Peninsula; paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Rdsch*, 64, 266-278.
- (1980). Carboniferous Subduction Complex in the South Portuguese Zone coeval with basement reactivation and uplift in the Iberian Massif. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, 187-202.
- Vegas, R. y Muñoz, M. (1976). El contacto entre las Zonas Sudportuguesa y Ossa Morena en el SW de España. Una nueva interpretación. *Com. Serv. Geol. Portugal.*, 60, 31-51.
- Wager, L.R. (1968). Rhythmic and cryptic layering in mafic and ultramafic plutons. In "Basalts", Hess y Poldelvaart (ed.), John Wiley, 573-662.
- Wager, L.R. y Deer, W.A. (1939). Geological investigation in East Greenland. Part III: the petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssnak. *Medd. Groenland*, Charlottenlund, 105, 352 pp.
- Wagner, R.H. (1978). The Valdeinfierno sequence (prov. Córdoba): its tecto-

- nic, sedimentary and floral significance. *Ann. Soc. Geol. Nord.*, 98, 59-66.
- Walker, R.G. (1967). Turbidite sedimentary structures and their relationships to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sed. Petrol.*, 37, 25-43.
- Walker, R.G. y Mutti, E. (1973). Turbidite facies and facies associations. In "Turbidites and deep water sedimentation"; S.E.P.M. Pacific section; 119-157.
- Weber, F., Dunoyer, G. y Economou, C. (1976). Une nouvelle expression de la "cristallinité" de l'illite et des micas. Notion d'épaisseur apparente des cristallites. *C.R. Somm, Soc. Géol. Fr.*, 5, 225-227.
- White, A.J.R. y Chappel, B.W. (1977) Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- White y Knipe (1978). Microstructure and cleavage development in selected slates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66,2, 165-174.
- Williams, P.F. (1972). Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia, *Am. Jour. Sci.*, 272, 1,47.
- Williams, P.F., Means, W.D. y Hobbs, B.E. (1977). Development of axial plane slaty cleavage and schistosity in experimental and natural materials. *Tectonophysics* 42, 139-158.
- Winkler, H.G.F. (1976). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer, 334pp.
- Winkler, G.G.P., Boese, M y Marcopoulos, Th.(1975). Low temperature granitic melts. *N. Jb. Minera. Mh.*, 245-268.
- Winkler, H.G.F. y Breitbart, R. (1978) New aspects of granitic magmas. *N. Jb. Minera. Mh.*10, 463-480.
- Wood, D.S. (1973). Patterns and magnitudes of natural strain in rocks. *Roy. Soc. London, Philos. Trans.*, 274, 373-382.
- (1974). Current views of the development of slaty cleavage. *Aun. Rev. Earth Sci.*, 2,1-35.
- Wyllie, P.J. (1977). Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics* 43, 41-71.

- Wyllie, P.J. Cox, K.G. y Bigmar, G.M (1962). The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Jour. Petrol.*, 3,2, 238-243.
- Wyllie, P.J. y Tuttle, O.F. (1964). Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part III. The effects of SO_3 , P_2O_5 , ClH , Li_2O , in addition H_2O on the melting temperatures of albite and granite. *Am. Jour. Sci.*, 262, 930-939.
- Yoder, H.S. (1969). Calcalkalic andesites: Experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. In "Proc. Andesite Conf.", A.R. McBirney (ed.). State of Oregon. Dep. Geol. Mineral. Ind. Publ., 77-89.
- Yoder, H.S. y Tilley, C.E. (1962). Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.*, 3, 342-532.

INDICE DE TABLAS

2.1 Análisis químicos de rocas volcánicas de la Fa- ja Pirítica	61
3.1 Anchura de los picos de 10 Å de illitas	91
4.1 Cantidades relativas de minerales en las dis- tintas zonas del metamorfismo de contacto	116
4.2 Análisis químicos de rocas plutónicas básicas	149
4.3 " " de gabros de Beja	181
4.4 Unidades litológicas del plutón de Burguillos del Cerro	182
4.5 Análisis químicos de la biotita de enclaves del granito de Castilblanco	204
4.6 Análisis químicos del olivino de enclaves (gra- nito de Castilblanco)	205
4.7 Análisis químicos del granate de enclaves (grani- to de Castilblanco)	206
4.8 Análisis químicos del granito de Castilblanco	211
5.1 " " de la granodiorita - tonalita de Antonio Abad	235
5.2 Análisis químicos de la granodiorita de Los Me- lonares	238
5.3 Análisis químico de la biotita del granito El Berrocal	243
5.4 Análisis químicos del granate del granito El Berrocal	243
5.5 Análisis químicos de Pórfidos del Zancudo	249
5.6 " " del granito aplítico	251
5.7 " " de microtonalita tardiherci- niana	253
6.1 Análisis químicos de basaltos tardihercinianos	275
6.2 " de 6.1, recalculados a cien tras ex- cluir H ₂ O, y reajustada la razón Fe ₂ O ₃ / FeO	276
6.3 Análisis medios de diabasas y basaltos del Viar	277
6.4 Media de diabasas, tras corregir % CaO	278
6.5 Análisis químicos de diques de Brozas (Cáceres)	278

2.15	Diagrama de Bebien (1973) (basaltos F.P.)	72
2.16	" Zr / Y ---- Zr (" ")	72
2.17	" Nb ---- SiO ₂ (vulcanitas F.P.)	72
2.18	" de frecuencia de % SiO ₂ (vulcanitas F.P.)	74
2.19	Diagrama FeO(t) --- MgO --- Al ₂ O ₃ (basaltos y andesitas F.P.)	76
3.1	Diferentes relaciones entre cristalinidad de la illita y I (002) / I (001)	92
3.2	Proyección, en el diagrama 3.1, de muestras lutíticas	92
3.3	Reacciones calibradas que son aplicables al metamorfismo de la Zona Sudportuguesa	96
3.4	Delimitación aproximada del campo P-T de algunas facies metamórficas de grado muy bajo y bajo	100
3.5	Condiciones P-T del metamorfismo regional	101
3.6	Facies metamórficas de los distintos afloramientos volcánicos	103
3.7	Situación de muestras en el sector de Aznalcóllar	105
4.1	Distribución de las zonas del metamorfismo de contacto	119
4.2	Criterios de relación temporal entre metamorfismo de contacto y fases de plegamiento	122
4.3	Condiciones P-T del metamorfismo de contacto	125
4.4	Gabros intruidos por granito postectónico	128
4.5	Estructura de la Unidad del Moro	130
4.6	Composición mineralógica de la Unidad del Moro	131
4.7	Plagioclasas de los gabros	135
4.8	Composición de los ferromagnesianos que coexisten en los gabros	140
4.9	Desestabilización del anfíbol titanífero	144
4.10	Caracteres ópticos de anfíboles de la Unidad de la Serrezuela	145
4.11	Diagrama SiO ₂ --- Na ₂ O + K ₂ O (gabros)	152
4.12	" de La Roche y Leterrier (1974) (gabros)	152
4.13	" SiO ₂ ---- FeO (t) /MgO (gabros)	152

4.14	Diagrama	$FeO(t) \text{ --- } FeO(t) / MgO$	(gabros)	155
4.15	"	$TiO_2 \text{ -- } FeO(t) / MgO$	(")	155
4.16	"	AFM	(")	155
4.17	"	$Al_2O_3 \text{ ---- } Na_2O + K_2O$	(")	155
4.18	"	$Al_2O_3 \text{ ---- } Plag.$	normativa (gabros)	155
4.19	Razones	$Fe^{3+} \text{ ---- } Fe^{2+} + Mn$	en anfíboles	157
4.20	Relación entre la composición de los anfíboles y la de los gabros correspondientes			157
4.21	Variante de 4.20			157
4.22	Líneas evolutivas toleíticas y calcoalcalinas, en un diagrama $SiO_2 \text{ ---- } FeO(t) / FeO(t) + Mg$			158
4.23	Diagrama $Na_2O + K_2O \text{ ---- } FeO(t) / Mg$			165
4.24	" de fusión de basaltos y andesitas			169
4.25	Solubilidad isotérmica de H_2O en diversos líquidos			172
4.26	Concentración de H_2O a medida que avanza la cristalización			172
4.27	Diagrama P-T, con PH_2O variable desde 2,5 a 0 y P total = 2,5			173
4.28	Variación modal a lo largo de la secuencia de cristalización de un magma basáltico toleítico, $PH_2O < P$ total			175
4.29	Granitoides y rocas plutónicas básicas del SW del Macizo Ibérico			177
4.30	Rocas plutónicas del área de Burguillos del Cerro			183
4.31	Rocas plutónicas del área de Los Ojuelos-Villaviciosa de Córdoba			185
4.32	Rasgos petrográficos del granito de Castilblanco			194
4.33	Temperatura alcanzada por enclaves del granito de Castilblanco			198
4.34	Facies de corneanas hornbléndicas. Paragenésis en rocas aluminicas			198
4.35	Agregados de transformación de cristales de fayalita			203
4.36	Sistema Forsterita - Fayalita - Sílice (P=1 bar)			203
4.37	Estructuras de flujo en el granito de Castilblanco			208

4.38	Las estructuras de flujo en Navahonda	209
4.39	Composición normativa del granito de Castilblanco	212
4.40	Proyección en el triángulo APQ	212
4.41	Sistema Qz - Ab - Or - An - H ₂ O	217
4.42	Proyecciones en el sistema Qz - Ab - Or - An - H ₂ O	219
4.43	Proyección sobre Qz - Ab - Or, de diversas líneas cotécticas isobáricas	219
4.44	Diagramas MgO y P ₂ O ₅ --- SiO ₂ , para las secuencias graníticas	221
4.45	Fusión granítica y temperaturas en la corteza. Posible camino P-T del granito de Castilblanco	225
5.1	Plagioclasas de la granodiorita - tonalita de Antonio Abad	234
5.2	Composición normativa de granitoides posttectónicos	237
5.3	Plagioclasa de la granodiorita Los Melonares	239
5.4	Proyecciones del sistema Qz - Or - Ab - An - H ₂ O	240
5.5	Diagrama P-T para el granito Berrocal	246
5.6	Diagrama P-T de fusión de granitoides	255
5.7	Esquema cartográfico del conjunto plutónico de la Zona Sudportuguesa	257
6.1	Magmatismo tardiherciniano: relaciones entre rocas ácidas y diabasas	265
6.2	Bordes de los diques de diabasa	267
6.3	Distribución de los diques básicos tardihercinianos	269
6.4	Diagrama Pl-Ol-Cpx, aplicado a los basaltos tardihercinianos	271
6.5	Diagrama de La Roche y Leterrier (1974) (basaltos tardihercinianos)	279
6.6	Diagrama Na ₂ O + K ₂ O --- SiO ₂ (basaltos tardihercinianos)	280
6.7	Diagramas SiO ₂ , FeO (t) y Al ₂ O ₃ --- Plag. norm. (basaltos tardihercinianos)	281
6.8	Diagramas de Pearce (basaltos tardiherc.)	283
6.9	Diagrama de FeO (t) -- MgO -- Al ₂ O ₃ (basaltos tardiherc.)	284

6.10 Diagrama de Rittmann y Villari (1979) (basaltos tardiherc.)	285
7.1 Perfiles de pliegues F_1	295
7.2 Diagrama $t\alpha - \alpha$, de pliegues F_1	296
7.3 Proyección estereográfica de ejes F_1 (toda la región)	299
7.4 Proyección estereográfica de ejes F_1 (Aznalcóllar)	299
7.5 Lineaciones en micropliegues F_1 (L_1 , $L_{S_1}^{S_0}$)	300
7.6 Proyección estereográfica de L_1 , $L_{S_1}^{S_0}$ y de los ejes correspondientes	301
7.7 Pauta de L_1 y $L_{S_1}^{S_0}$, en pliegues macroscópicos	302
7.8 Oblicuidad entre L_1 y $L_{S_1}^{S_0}$	302
7.10 Orientación cartográfica ¹ de S_0 y S_1	306
7.11 Piroclastos deformados	308
7.12 Orientación cartográfica de ejes F_1	310
7.13 Diagrama de Flinn	315
7.14 Criterios microscópicos de deformación coaxial	315
7.15 Histogramas de frecuencia de orientación de ejes F_1 . Modelo de Sanderson (1973)	317
7.16 Tipos de transección de la esquistosidad	318
7.17 Un mecanismo para explicar la disposición observada de las lineaciones	319
7.18 Esquema estructural del extremo oriental de la Zona Sudportuguesa	322
7.19 Cortes geológicos	322 bis
7.20 Esquema geológico y estructural del sector de Aznalcóllar	324
7.21 Corte geológico a través del río Agrio (Aznalcóllar)	325
7.22 Las grandes estructuras de plegamiento en la mitad oriental de la Zona Sudportuguesa	328
7.23 Mapa de lineaciones F_2	331
7.24 Mapa de lineaciones F_3	332
7.25 Proyección estereográfica de S_2 y lineaciones F_2	333
7.26 " " de S_3 " " F_3	333
7.27 Perfiles de pliegues F_2 y F_3	334

8.1 Removilización de Q y Fd.K, ligada a la fracturación tardía	338
8.2 La fracturación tardiherciniana en el extremo oriental de la Zona Sudportuguesa	339
8.3 Diagramas estereográficos del análisis microtectónico de la fracturación tardiherciniana	342
8.4 Resumen del análisis microtectónico	343
8.5 Banda de cizalla Castilblanco-Beja	345
8.6 Deformación rotacional y fracturas asociadas	346
8.7 Terminación accidental de la falla del embalse del Cala	346
8.8 Terminación occidental de la falla de Santa - Olalla	347
8.9 Incrustación del bloque de Castilblanco en las unidades septentrionales	348
8.10 Observaciones de la cizalla tardiherciniana precoz	351
8.11 Cortes en el borde oriental de la cuenca del Viar	353 bis
8.12 Hipotético ensamblaje de los complejos plutónicos de Beja y Castilblanco, al eliminar la cizalla	355
8.13 Modelo de evolución de la cizalla tardiherciniana del borde Ossa Morena - Z. Sudportuguesa	358
9.1 Cartografía de la cuenca del Viar	364
9.2 Correlaciones litológicas en la cuenca del Viar	365
9.3 Cortes transversales de la cuenca del Viar	367
9.4 Isobatas de la cuenca del Viar	368
9.5 Ejemplo del carácter proximal de los conglomerados del Viar	369
9.6 Miembro Canchales	372
9.7 Areniscas de la cuenca del Viar	373
9.8 Formación Viar	375
9.9 Posible geometría de cuña de los depósitos del Viar	378
9.10 Paleocorrientes en la cuenca del Viar	378
10.1 Dos modelos de subducción en el SW Ibérico, durante el periodo devono-carbonífero.	384

10.2 Distribución espacial aproximada de las facies metamórficas en una zona de subducción	387
10.3 Tres modelos para el emplazamiento de las anfíbolitas Beja-Aracena-Almadén de la Plata	391

INDICE GENERAL

RESUMEN	I
INTRODUCCION	VII
1. LAS UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	1
1.1 Estratigrafía de la Zona Sudportuguesa	1
1.1.1 El conjunto septentrional: Grupo Pulo do Lobo y formaciones contiguas	3
1.1.2 La Faja Pirítica	6
1.1.3 La banda meridional: el flysch sudportugués	12
1.2 Migraciones en la Zona Sudportuguesa	16
1.3 El extremo oriental de la Zona Sudportuguesa	18
1.3.1 Materiales infravolcánicos (Grupo de pizarras y cuarcitas)	18
1.3.1.1 Formación Cuarcita de Calvario	18
1.3.1.2 Formación El Ronquillo	20
1.3.1.3 Formación Media Fanega	25
1.3.2 El Complejo Vulcanosedimentario	36
1.3.2.1 Unidad volcánica y sedimentaria	36
- Sector de Aznalcóllar	38
- Sector del cortijo El Pimpollar	39
1.3.2.2 Areniscas del rio Guadiamar	42
1.3.2.3 Formación Arroyo Quejigo	43
1.3.3 Sobre la procedencia de los detritus	44
1.3.4. Columna estratigráfica general y consideracio <u>o</u> nes finales	46
2. EL VULCANISMO PRETECTONICO	49
2.1 Petrografía y afloramientos	49
2.1.1 Lavas	50
2.1.1.1 Lavas ácidas	50
2.1.1.2 Andesitas	51
2.1.1.3 Basaltos	52
2.1.2 Rocas piroclásticas	57
2.1.2.1 Brechas piroclásticas (aglomerados)	57
2.1.2.2 Tobas de Lapilli	58

2.1.2.3 Tobas cristalinas, tufitas, cineritas	58
2.2 Evaluación de los cambios químicos postígneos	60
2.3 Intento de caracterización del vulcanismo pretec- tónico	67
- Discusión	69
- Conclusiones y cuestiones finales	77
3. EFECTOS Y CONDICIONES P-T DEL METAMORFISMO REGIO- NAL	79
3.1 Antecedentes	79
3.2 Dificultades en el establecimiento de las aso- ciaciones metamórficas	81
3.3 Estudio petrográfico	82
3.3.1 Lutitas, areniscas y tufitas	82
3.3.2 Lavas y tobas ácidas	84
3.3.3 Rocas básicas e intermedias	86
3.4 Otros indicadores del metamorfismo	90
3.4.1 La cristalinidad de la illita	90
3.4.2 El periodo b_0 de la mica blanca potásica	93
3.5 Las condiciones P-T del metamorfismo	95
3.5.1 Equilibrios químicos calibrados utilizables en el presente estudio	95
3.5.2 Condiciones P-T	99
3.6 Distribución espacial y temporal	104
3.6.1 Sobre la zonación espacial del metamorfismo	104
3.6.2 Relación temporal metamorfismo - deformación	106
4. EL PLUTONISMO SINCINEMÁTICO TÁRDIO	109
4.1 <u>Efectos sobre la roca encajante: el metamorfis- mo de contacto</u>	110
4.1.1 Petrografía	110
4.1.1.1 Zona de la clorita	111
4.1.1.2 Zona de la biotita	111
4.1.1.3 Zona de la andalucita	112
4.1.1.4 Zona de la cordierita	112
4.1.1.5 Zona de la sillimanita	113
4.1.2 Evolución textural y mineralógica	117

4,1,3 Zonación metamórfica y su relación con los - cuerpos ígneos	120
4.1.4 Relaciones temporales con la deformación	121
4.1.5 Condiciones P-T	121
4.2 <u>Las rocas plutónicas básicas</u>	127
4.2.1 Rasgos generales	127
4.2.2 Unidad del Moro. Petrografía	129
4.2.2.1 Estructura bandeada y tipos de gabros	129
4.2.2.2 Gabros sin textura de acumulado	132
- Gabros no.hornbléndicos	132
- Gabros hornbléndicos	134
4.2.2.3 Gabros con texturas de acumulado	137
- Leucogabros (acumulados de plagioclasa)	137
- Melagabros y rocas ultrabásicas (acumulados de olivino)	138
4.2.3 Unidad de la Serrezuela . Petrografía	142
4.2.4 Datos químicos	147
4.2.5 Ideas petrogenéticas	158
4.2.5.1 El bandeado	158
4.2.5.2 Procesos controladores del tipo de evolución	162
4.2.5.2.1 Mecanismos que han sido propuestos para explicar las evoluciones calcoalcalina y toleítica	162
4.2.5.2.2 La evolución toleítica de las rocas plutó nicas básicas	166
- La secuencia de cristalización y la evo lución mineralógica	166
- Papel de agua	168
4.2.6 Los cuerpos plutónicos básicos en el suroeste del Macizo Ibérico	176
- Area de Beja	178
- Area de Burguillos del Cerro - Barcarrota	182
- Rocas básicas de Los Ojuelos - La Coronada	186
- Algunas comparaciones	187
4.3 <u>El granito de Castilblanco de Los Arroyos</u>	191
4.3.1 Definición previa, afloramientos y edad de intrusión	191

4.3.2 Petrografía	193
4.3.2.1 La roca granítica	193
4.3.2.2 Los diferenciados leucocráticos	196
4.3.2.3 Los enclaves	197
- Enclaves de la roca sedimentaria encajante	197
- Enclaves microgranudos	200
- Enclaves de origen incierto	201
4.3.3 Algunos rasgos estructurales	207
4.3.4 Datos químicos. Clasificación química	210
4.3.5 Petrogénesis	213
4.3.5.1 Génesis de la moscovita y del granate	213
4.3.5.2 La cristalización del granito a la luz del sistema Q-Ab-An-Or-H ₂ O	216
4.3.5.3 Cantidad de H ₂ O en el magma	222
4.3.5.4 Posible evolución P-T del granito de Castil blanco	224
4.3.5.5 ¿Granito tipo S ó tipo I?	226
5. EL PLUTONISMO POSTCINEMATICO	231
5.1 Tonalita de grano fino	232
5.2 Granodiorita - tonalita de Antonio Abad	233
5.3 Granodiorita de Los Melonares	236
5.4 Granito del Berrocal	242
5.5 Pórfidos del Zancudo	247
5.6 Microgranitoides tardihercinianos	250
- Rocas aplitoides	250
- Microgranitoides	252
5.7 Algunas ideas sobre el origen del plutonismo postcinemático	254
5.8 Examen general del plutonismo de la Zona Sudpor tuguesa	258
5.9 Posible equiparación de los granitoides de la Zona Sudportuguesa con otros aflorantes en la región de Beja	260
6. EL VULCANISMO BASICO TARDIHERCINIANO	263
6.1 Introducción	263
6.2 Descripción de los afloramientos	264
6.3 Petrografía	266

6.3.1 Diques básicos de Castilblanco de los Arroyos	266
6.3.2 Basaltos del Viar	272
6.4 Datos químicos	274
6.5 Caracterización tectónica del vulcanismo tardiherciniano	282
6.6 El vulcanismo tardiherciniano de otras regiones del Macizo Ibérico	286
6.7 Interpretación general del magmatismo tardiherciniano, y su relación con el magmatismo postherciniano	289
7. DEFORMACION HERCINIANA: LAS FASES DE PLEGAMIENTO	293
7.1 Descripción general	293
7.2 La primera fase de deformación	297
7.2.1 Los mesoplegues	297
- Geometría de la sección transversal al eje	298
- Visión longitudinal	300
7.2.2 La esquistosidad	303
- El elipsoide de deformación finita y su relación con la esquistosidad S_1	307
7.2.3 Lineaciones	309
7.2.4 Algunos aspectos del desarrollo de los pliegues F_1	311
7.2.4.1 La curvatura de los ejes de los pliegues	311
7.2.4.2 El plegamiento de lineaciones L_1 y $L_{S_1}^{S_0}$	316
7.2.5 Las estructuras macroscópicas (cartográficas)	321
7.2.6 La prolongación occidental de las grandes estructuras	327
7.3 Las fases de replegamiento (F_2 y F_3)	330
7.4 Edad del plegamiento	335
8. TECTONICA TARDIHERCINIANA DE FRACTURA	337
8.1 Rocas cataclásticas asociadas	337
8.2 Sistemas de fallas y su cronología relativa	340
8.3 Análisis microtectónico	344
8.4 Análisis geométrico cinemático de las principales fallas	346
- La falla del embalse del Cala	346
- La falla de Santa Olalla del Cala	347
- Las fallas del sur de Almadén de la Plata	349

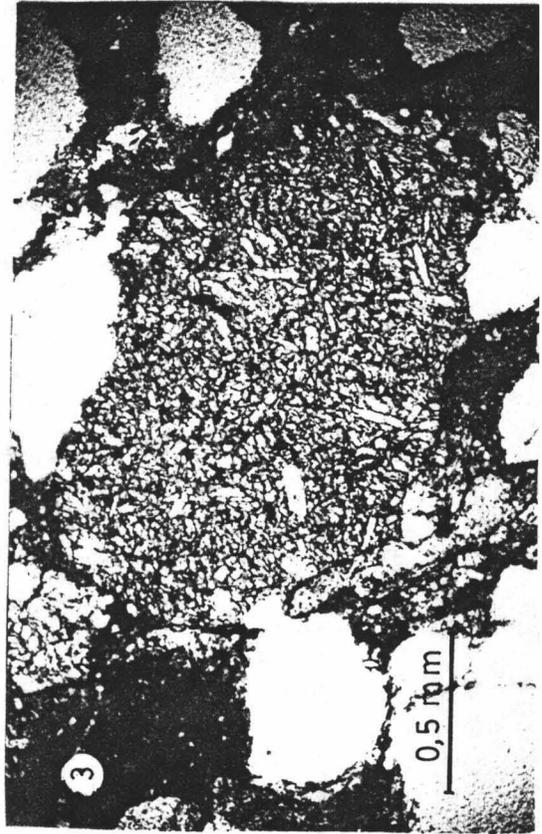
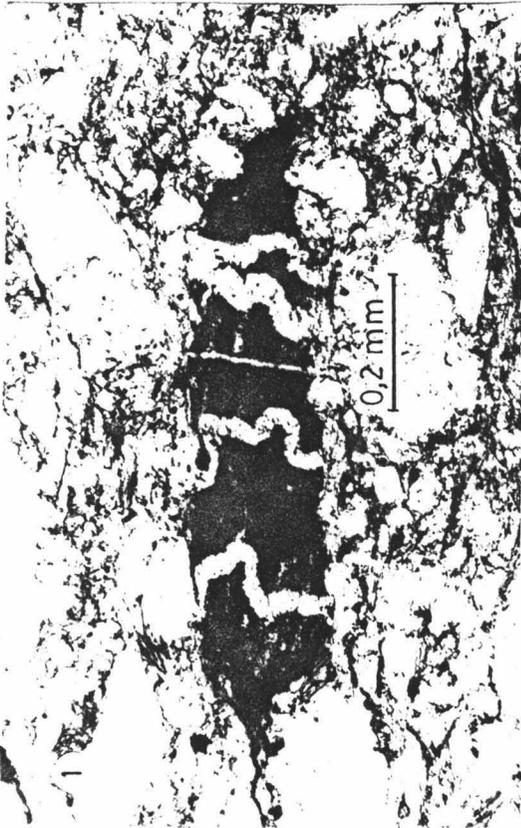
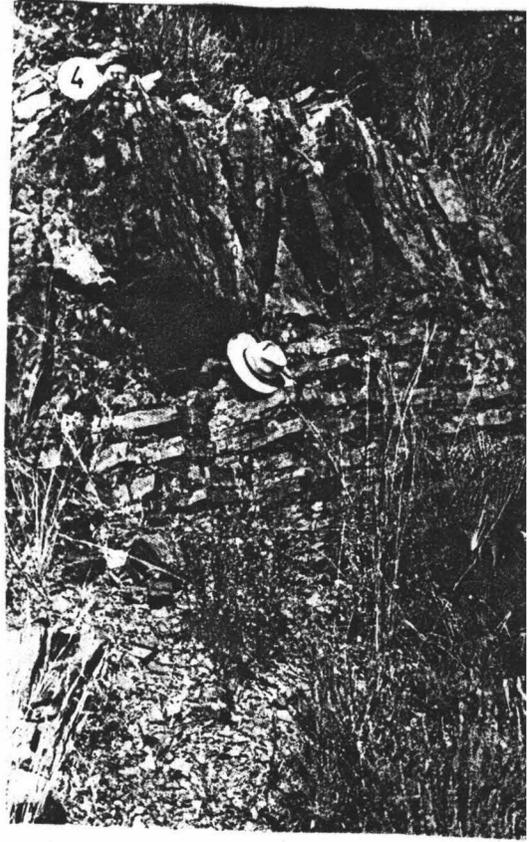
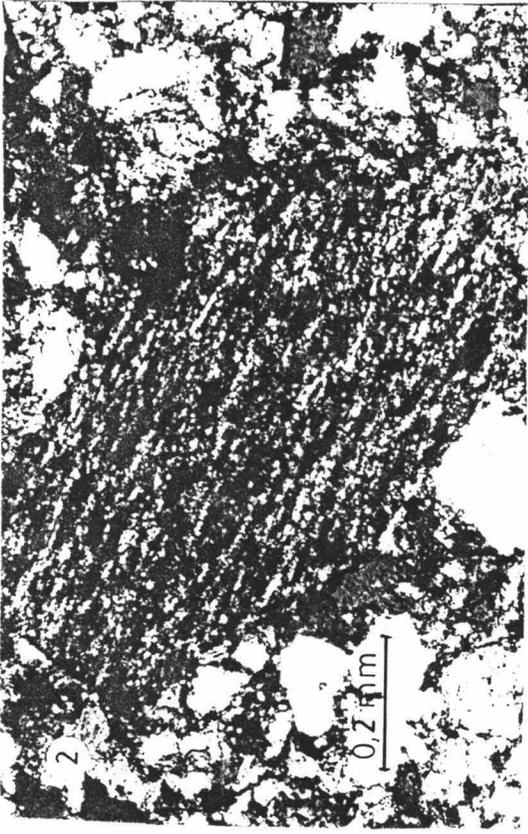
- La falla inversa del Viar	353
8.5 La tectónica tardiherciniana y el límite entre Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa	353
8.6 Evidencias de distensión regional y compresiones finales	356
8.7 Resumen. Modelo de evolución	357
8.8 La fracturación tardiherciniana a la escala de la Cadena Herciniana	357
9. LA CUENCA DEL VIAR	363
9.1 Unidades litoestratigráficas: definición, rela- ciones mutuas y descripciones	366
9.1.1 Miembro basáltico y detrítico rojo de Gargan- tafria (M ₁)	369
9.1.2 Miembro detrítico-silíceo gris Los Canchales (M ₂)	370
9.1.3 Miembro basáltico superior (M ₃)	374
9.1.4 La secuencia detrítica roja	374
9.1.4.1 Miembros detrítico-rojos y carbonáticos (M ₄ Y M ₅)	376
9.1.4.2 Estructuras sedimentarias primarias en la secuencia detrítica roja	377
9.2 Aspectos cronoestratigráficos: flora fósil. Otras cuencas "postorogénicas" del SW Ibérico	378
9.3 Ambiente de la sedimentación	379
9.4 Resumen sobre la formación y desarrollo de la cuenca del Viar	382
10. CONSIDERACIONES ACERCA DE LA EVOLUCION GEOTEC- TONICA DE LA ZONA SUDPORTUGUESA	383
10.1 Modelos de subducción en el SW del Macizo Ibérico	383
10.2 Discusión de los modelos de subducción	385
10.3 El límite Ossa Morena- Zona Sudportuguesa	389
10.4 Evolución geotectónica de la Zona Sudportuguesa	392
REFERENCIAS	395
INDICE DE TABLAS	423

INDICE DE FIGURAS	425
INDICE GENERAL	433
SECCION DE FOTOGRAFIAS		

SECCION DE FOTOGRAFIAS

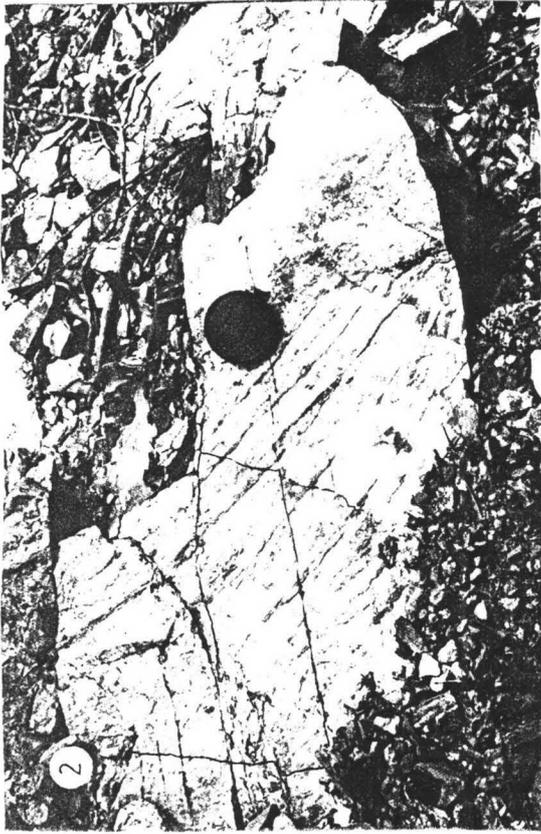
L - I

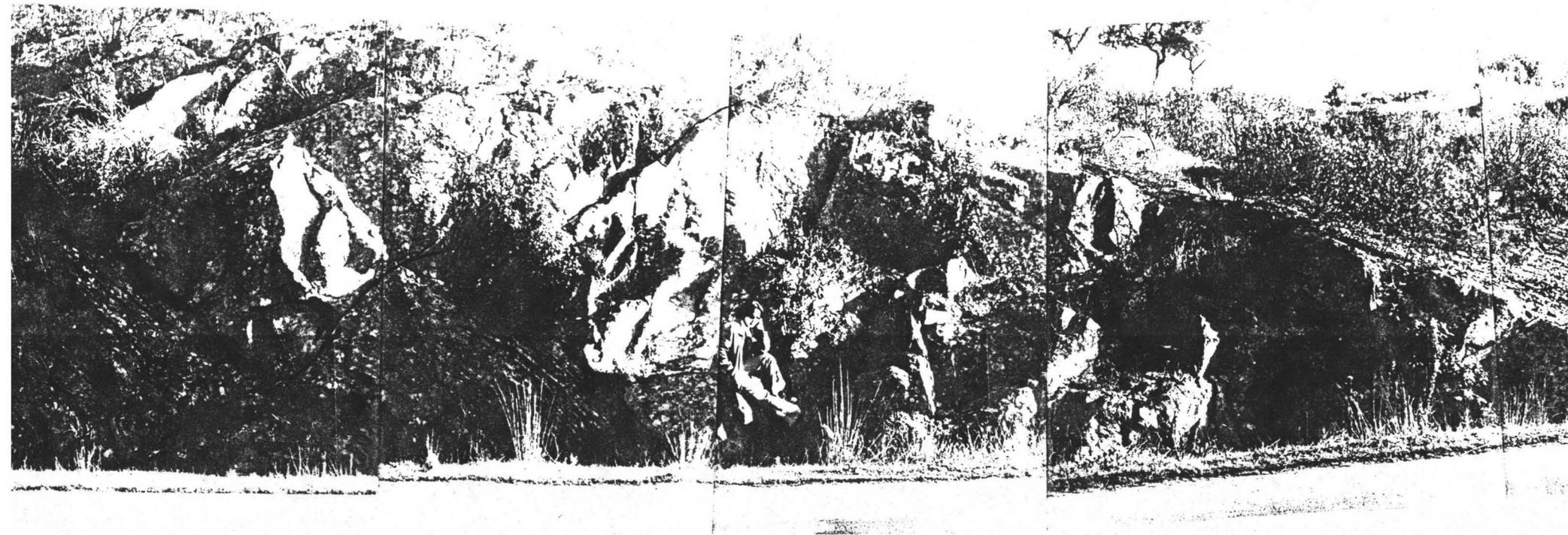
- 1.- Arenisca de la F. El Ronquillo . Clastos con una deformación previa a la de la matriz .
- 2.-Semejante a la anterior .
- 3.-Arenisca del Guadiamar . Clasto volcánico.
- 4.-Un afloramiento de la F. Media Fanega.Obsérvese el estrato masivo (el de mayor potencia) intercalado entre niveles con ordenamiento interno típicamente turbidítico .



L - II

- 1.- "Flute casts" aislados y de pequeño tamaño en la base de un estrato de arenisca de la F. Media Fanega (la serie está invertida) .
- 2.- "Groove casts" , F. Media Fanega .
- 3.- "Burrows" . Bioturbación característica de la F. Media Fanega .
- 4.- Estructura asimilable al tipo "ball and pillow", en la F. Media Fanega .

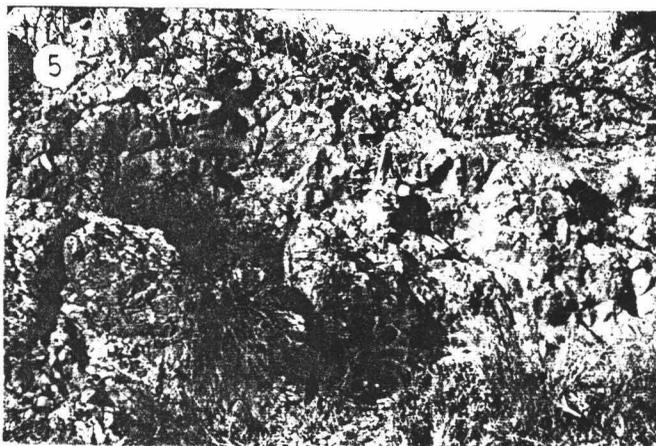
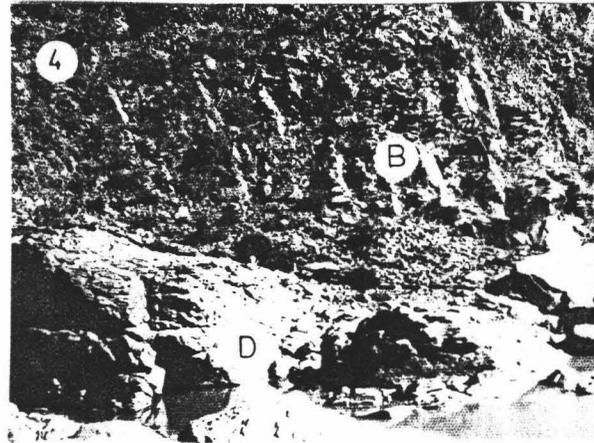
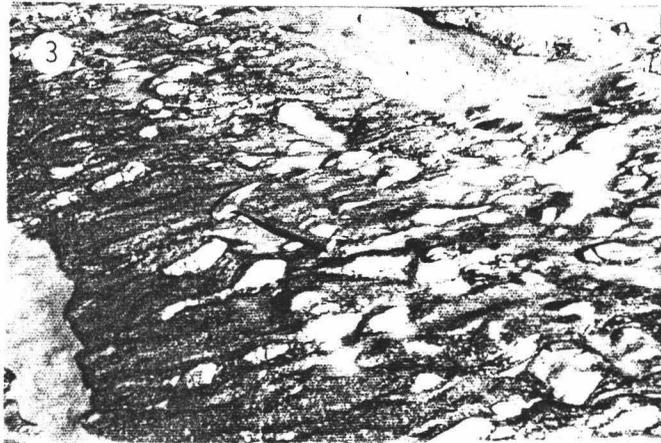
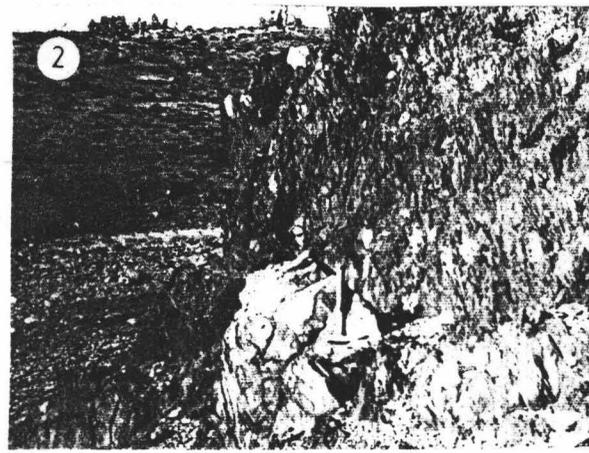
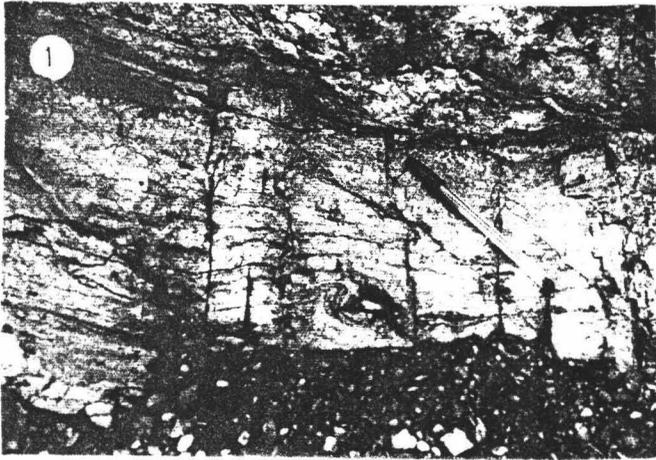




ARENISCAS MASIVAS (FACIES B) ENTRE NIVELES TURBIDITICOS DE FACIES D . FORMACION
MEDIA FANEGA, EN LA CUESTA DE IGUAL NOMBRE, DE LA CARRETERA SEVILLA-BADAJOS .

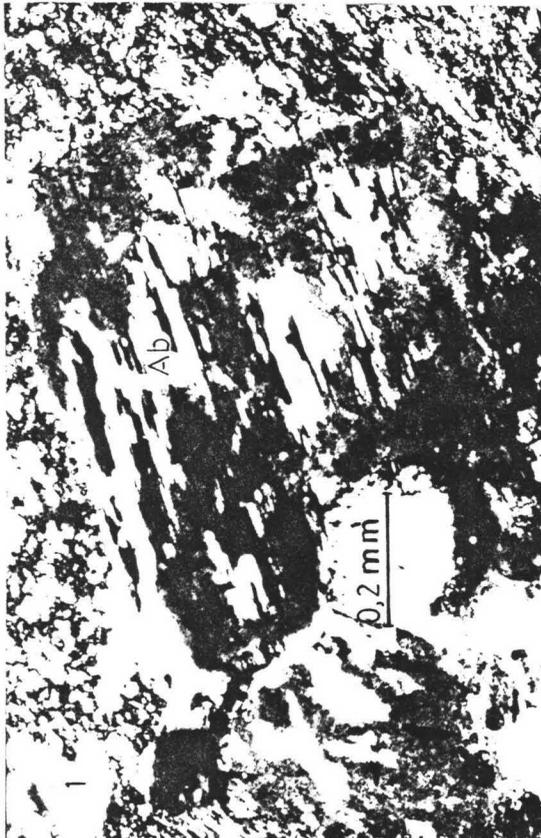
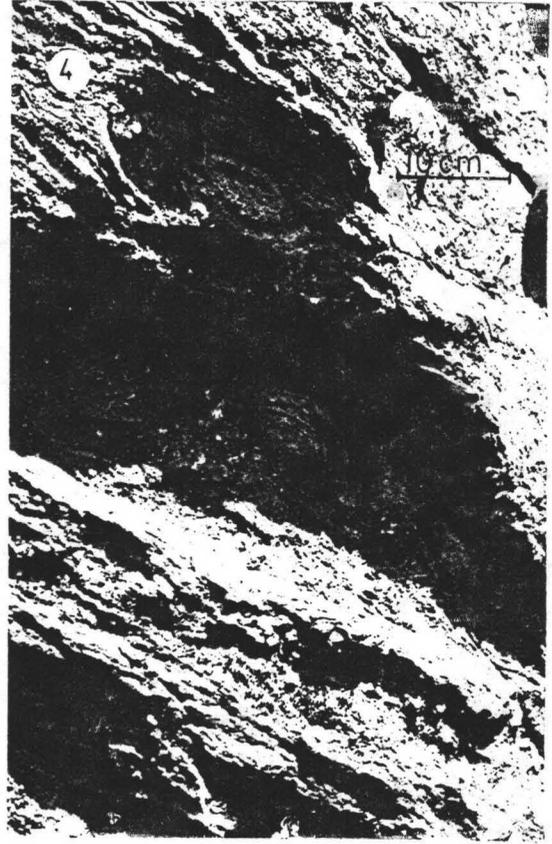
L - IV

- 1.- Riolita con bandeado fluidal (Aznalcóllar) .
- 2.- Brecha piroclástica de bloques riolíticos (Aznalcóllar) .
- 3.- Aglomerado dacítico (Aznalcóllar) .
- 4.- Contacto entre el aglomerado dacítico de la fotografía anterior (D) y el basalto (B) del núcleo del sinclinal del río Agrio (Aznalcóllar) . En la fotografía no se aprecia un nivel de sólo 2-3 metros de potencia, constituido por cineritas, que separa D y B .
- 5.- Pequeño afloramiento de basalto almohadillado ("pillow lava"), que se sitúa en la base de la secuencia observable en el corte del río Agrio .
- 6.- Cabalgamiento de la F. Media Fanega sobre el Complejo vulcanosedimentario de Aznalcóllar, inmediatamente al norte de este pueblo (aspecto anterior a las obras de la nueva Mina de Aznalcóllar) .



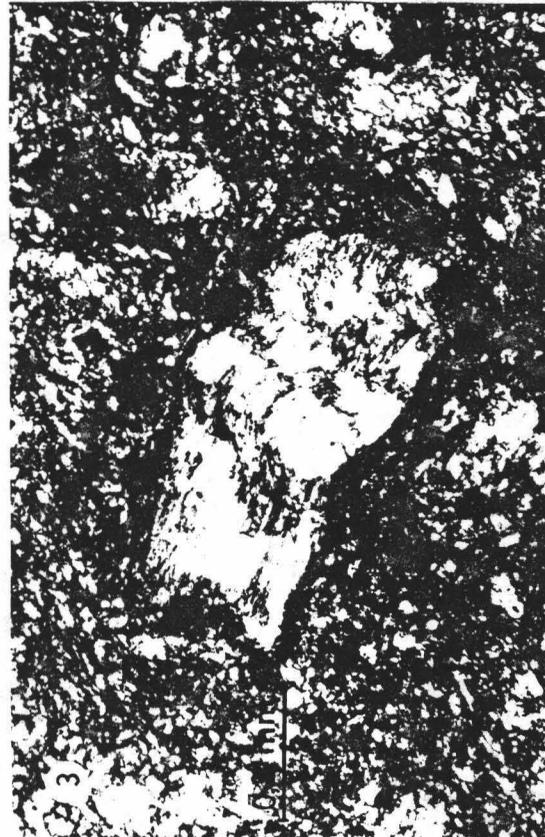
L - V

- 1.- Cristal de albita, parcialmente potasificado (feldespato potásico teñido).
La roca es una riolita .
- 2.- Vena de calcita plegada por F_1 , lo que señala su origen premetamórfico (se-
guramente formada en los procesos de transformación por reacción con el a-
gua del mar) . Los cristales de calcita están fuertemente maclados, con pla-
nos de macla paralelos al plano axial de los pliegues .
- 3.- Contacto entre las calcarenitas bioclásticas de El Pimpollar (Ca) y el ba-
salto (B) sobre el que se asientan .
- 4.- Detalle de estas calcarenitas, en el que se aprecian corales aislados .



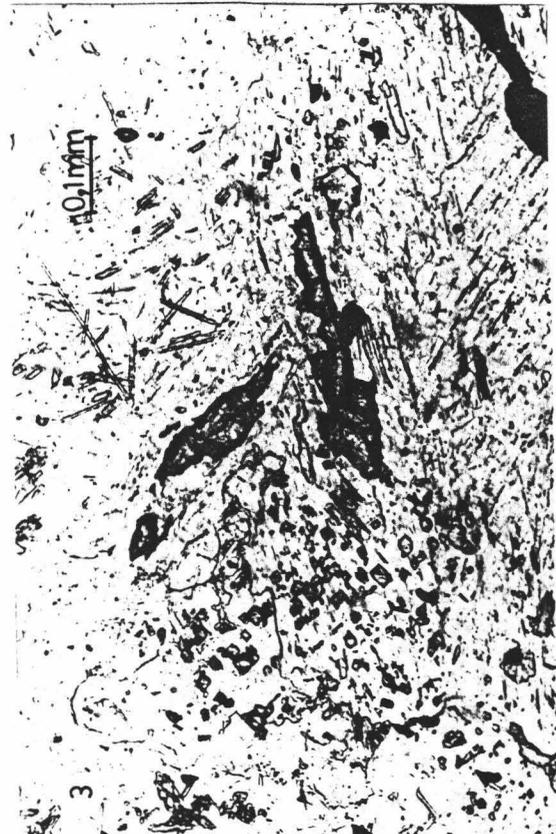
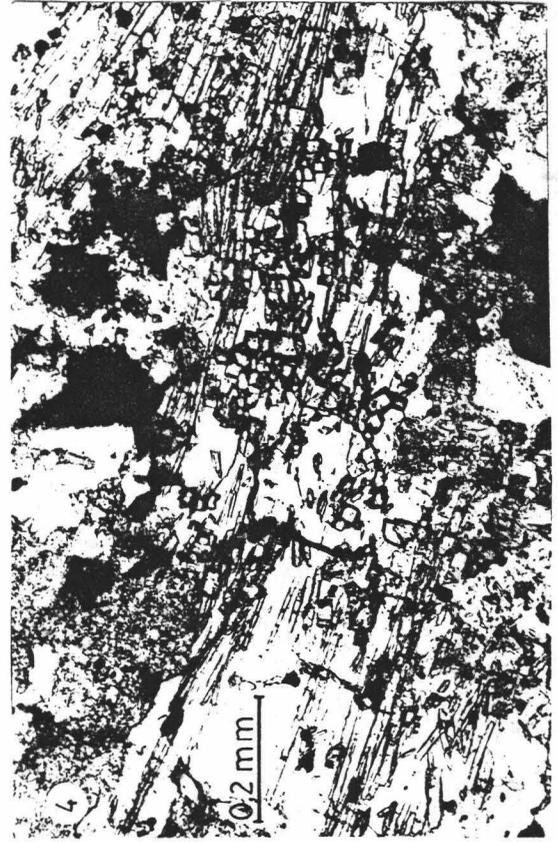
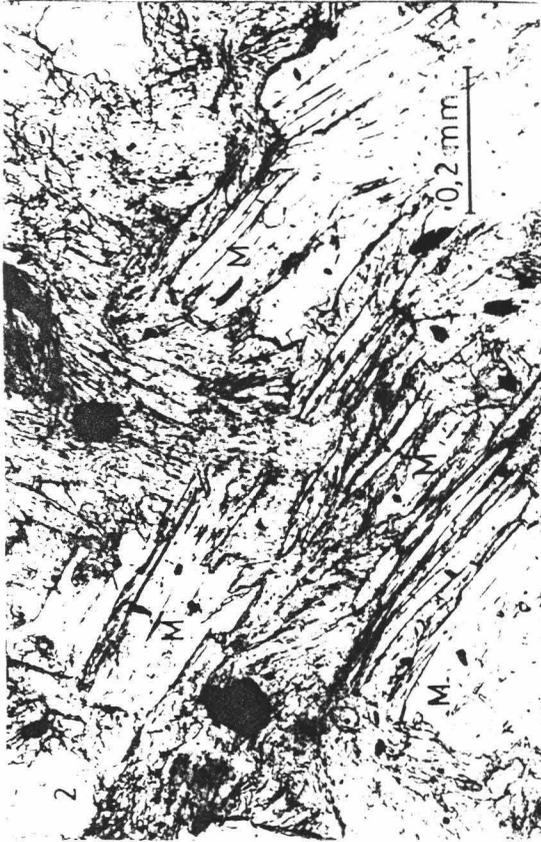
L - VI

- 1.- Amígdala, en roca basáltica, rellena por prehnita y clorita .
- 2.- Cristalitos de pumpellita sobre un cristal de plagioclasa, en una toba dacítica .
- 3.- Actinolita que ha reemplazado totalmente a un cristal de hornblenda? (en roca basáltica) .
- 4.- Anfíbol sódico y granate en un basalto . Afs₁: magnesioarfvedsonita ; Afs₂: eckermanita (determinaciones ópticas) .



L - VII

- 1.-Corneana de Fd K + cordierita . Superficie planar marcada por granillos de mena, en el interior de grandes porfidoblastos de cordierita.
- 2.- Corneana . Moscovita en un estado inicial de destrucción .
- 3.- Corneana . Granillos de corindón dentro de placas de moscovita y junto a minúsculas agujillas de sillimanita .
- 4.- Corneana . Agujas de sillimanita paragenéticas con moscovita, cuarzo y cordierita .



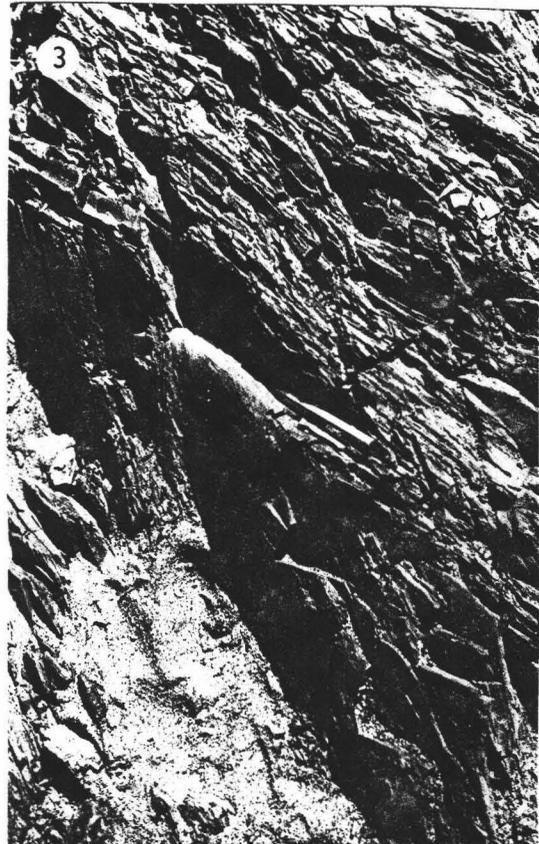
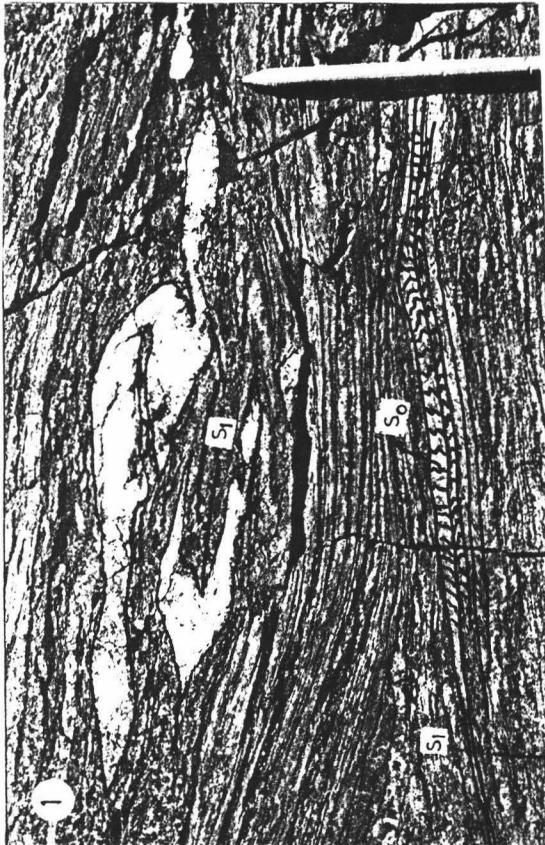
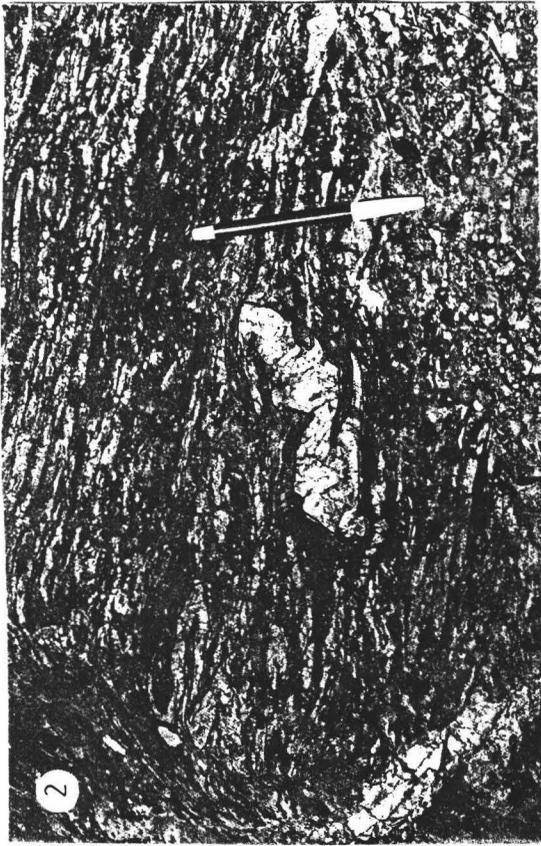
L - VIII

1,2,3,4.- Perfiles de diversos pliegues F_1



L - IX

- 1.- Vena de cuarzo, ligada al metamorfismo de contacto, plegada por la primera fase de plegamiento .
- 2.- Semejante a la anterior .
- 3.- Charnela de primera fase .
- 4.- Pliegue de primera fase, con charnela visiblemente curva .



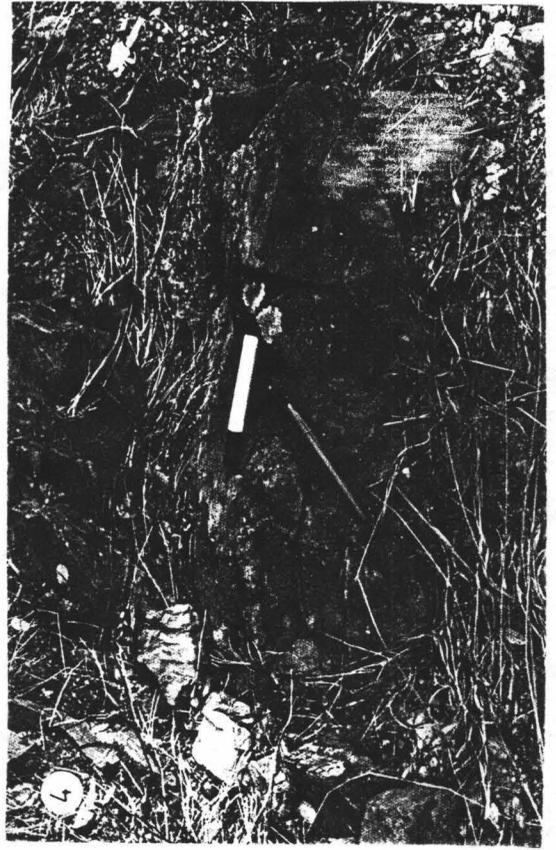
L - X

- 1.- Pliegue de segunda fase, con desarrollo de esquistosidad .
- 2.- Pliegues de segunda fase . Nótese la fuerte disarmonía .
- 3.- Pliegue de segunda fase .
- 4.- Crenulación de segunda fase .



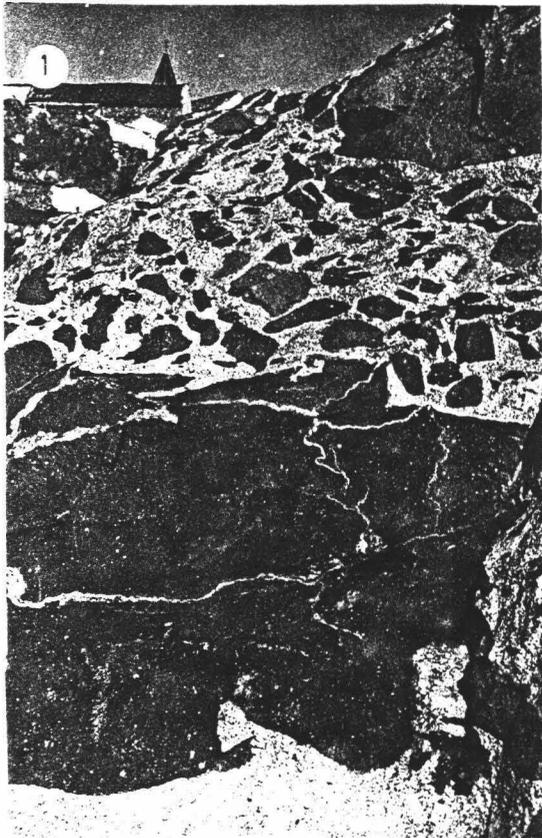
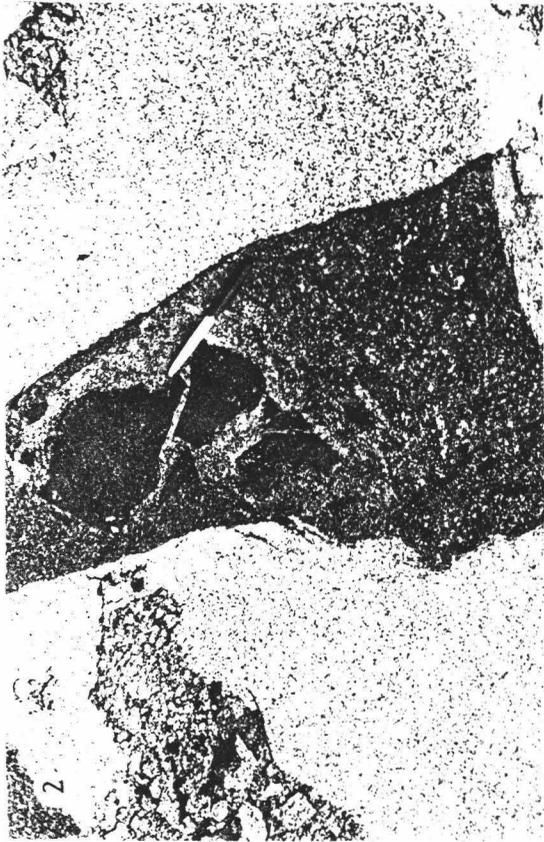
L - XI

- 1.- Pliegues de segunda fase que pliegan una linearidad de fase primera .
- 2.- Semejante a la anterior .
- 3.- Efecto de la interferencia entre las fases segunda y tercera .
- 4.-Semejante a la anterior .



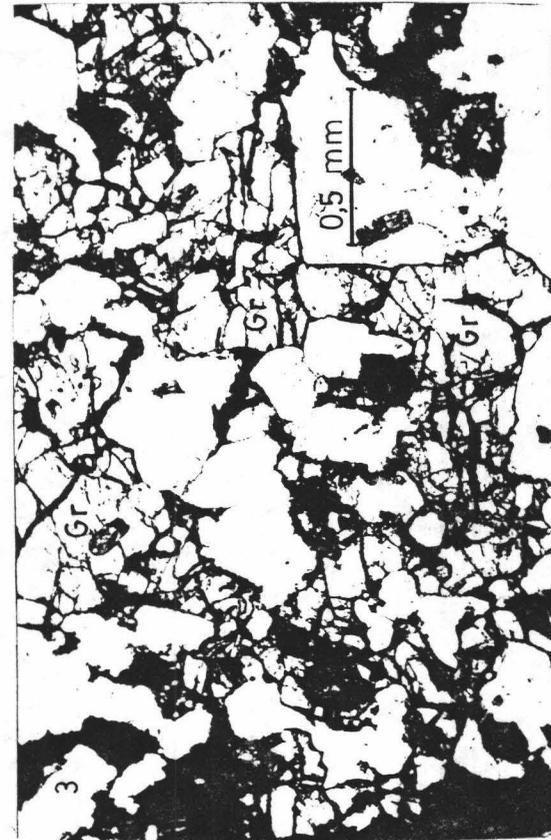
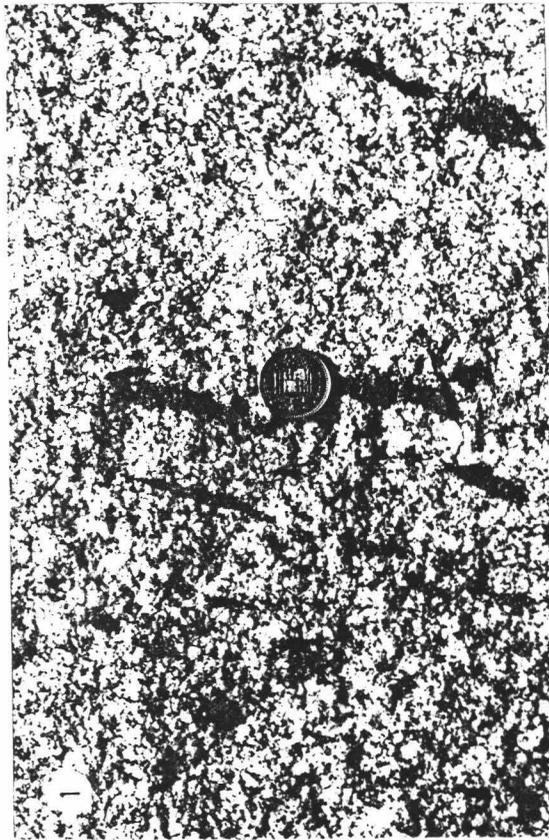
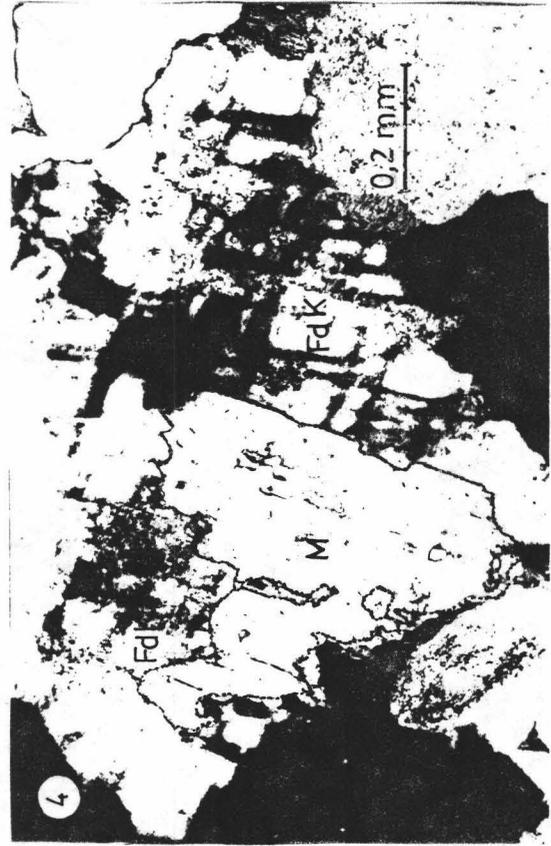
L - XII

- 1.- Granito tipo Castilblanco, intruido en rocas básicas (al S de Gerena) .
- 2.- Granito tipo Castilblanco, con inclusiones de gabros. Nótese el seudofilón constituido por el producto de reacción entre ambos tipos de roca .
- 3.- Enclaves de fayalita + almandino + cuarzo, en el granito de Castilblanco (cantera de Navahonda) .
- 4.- Enclaves de roca metasedimentaria, orientados por el flujo en la masa granítica (cantera de Navahonda) .



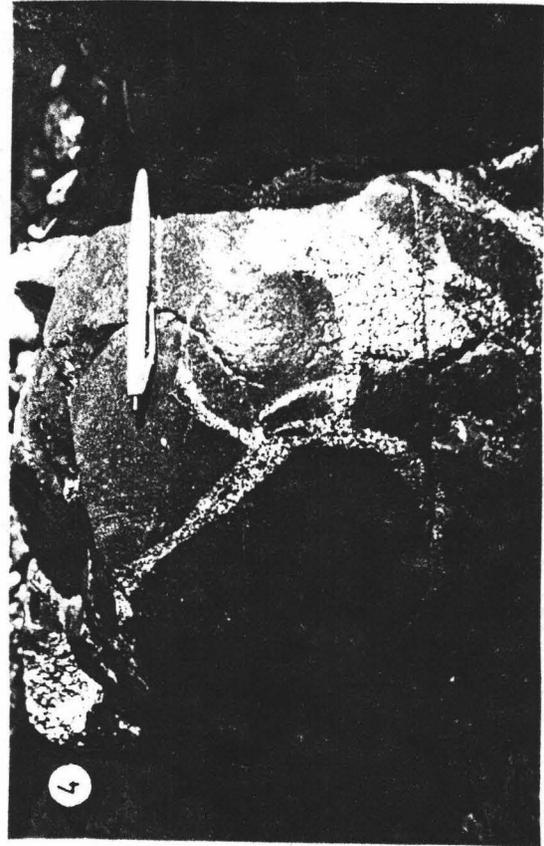
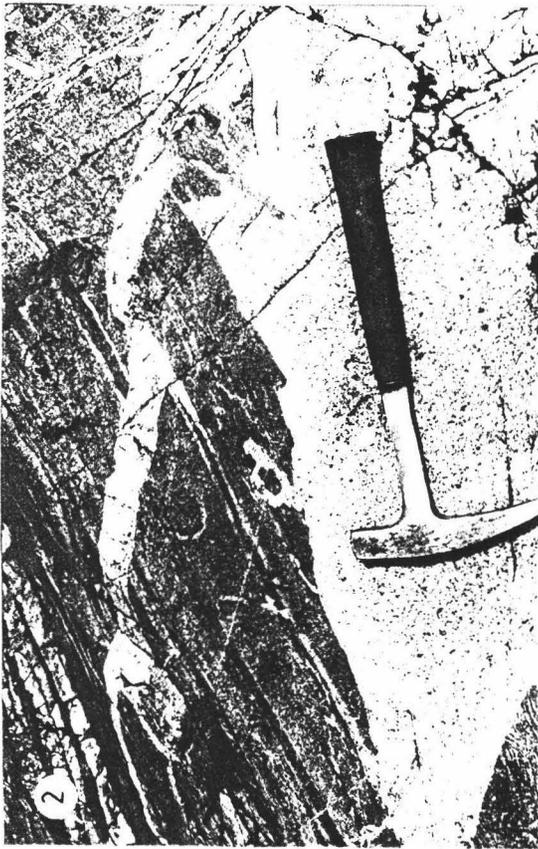
L - XIII

- 1.- Restos muy biotíticos, tras la asimilación, por el granito, de los enclaves de roca metasedimentaria . La culminación de este proceso es la dispersión de la biotita en la roca granítica .
- 2.- Nódulos de granate, concentrados en los diferenciados leucocráticos (granito de Castilblanco, cantera de Navahonda) .
- 3.- Granate del granito de Castilblanco .
- 4.- Moscovita incluida en feldespato potásico y algo corroída (granito de Castilblanco) .

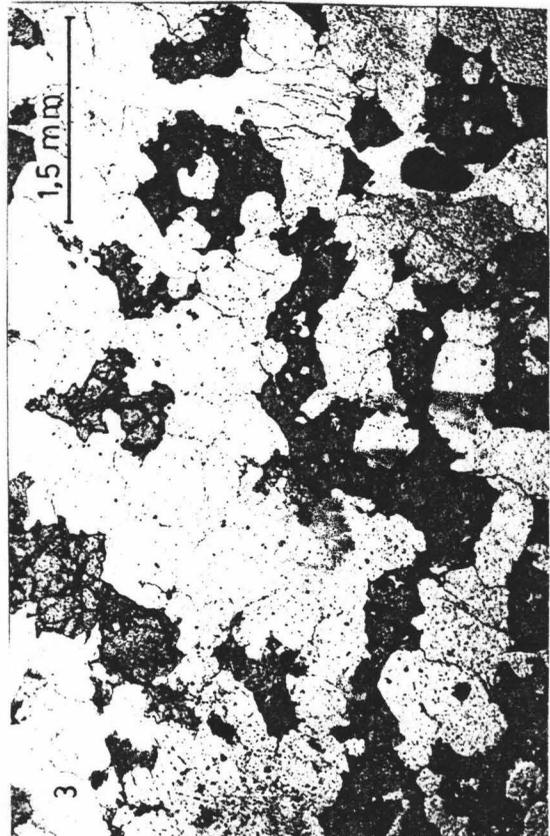
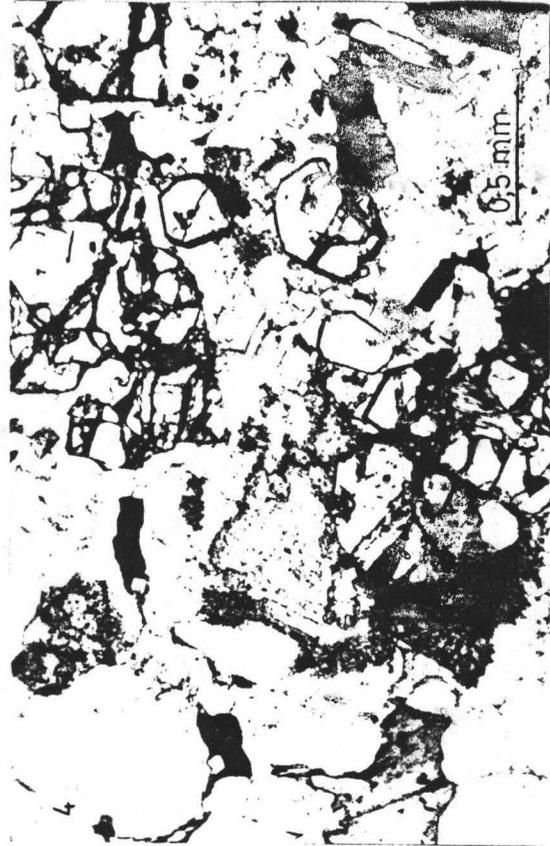
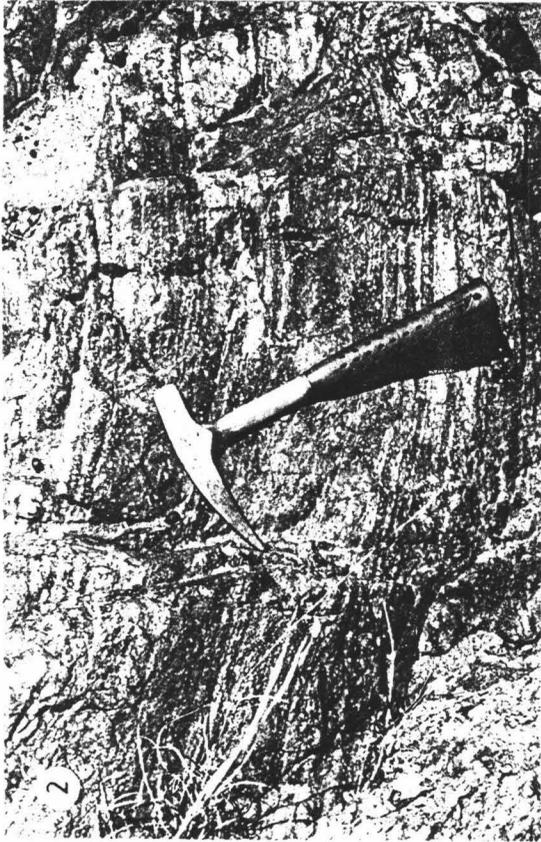


L - XIV

- 1.- Granitoide tardiherciniano (mGr) que intruye en rocas previamente metamor-
fizadas por contacto . Obsérvense las venas de cuarzo, a veces plegadas, y
cómo el granitoide tardío corta estas estructuras (arroyo de Siete Arroyos).
- 2.- Semejante a la anterior .
- 3.- Granitoide tardiherciniano que intruye en diabasa . Nótense los contactos
de corrosión .
- 4.- Semejante a la anterior, pero apenas sin corrosión .

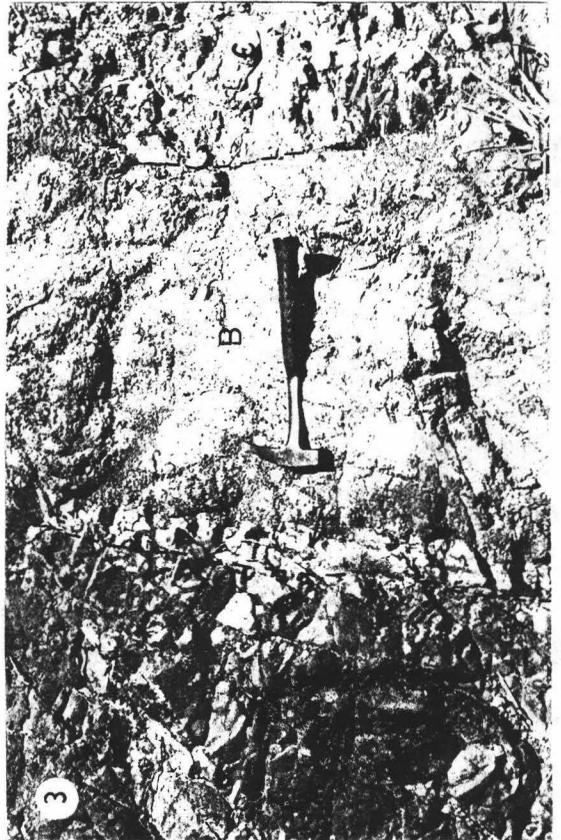
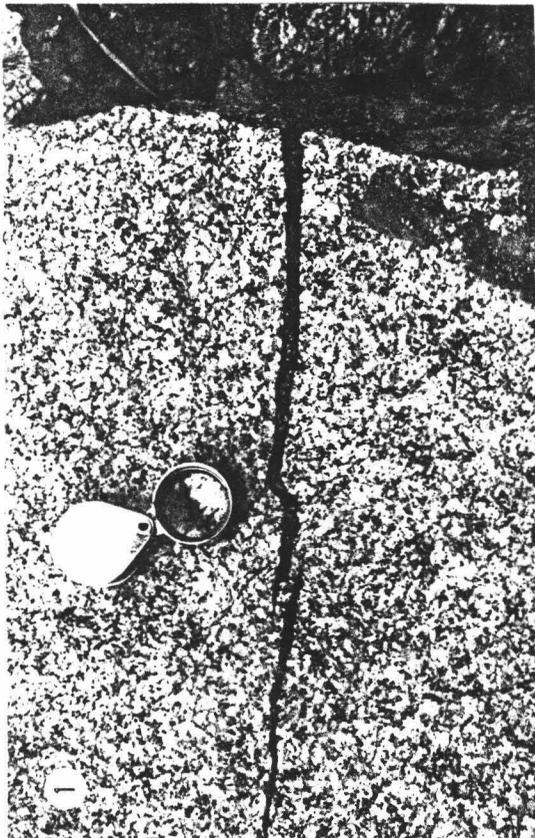
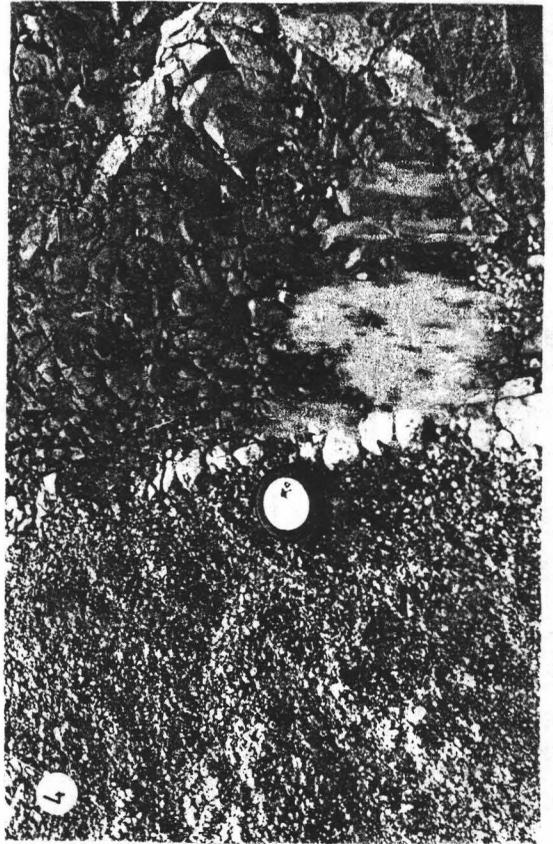
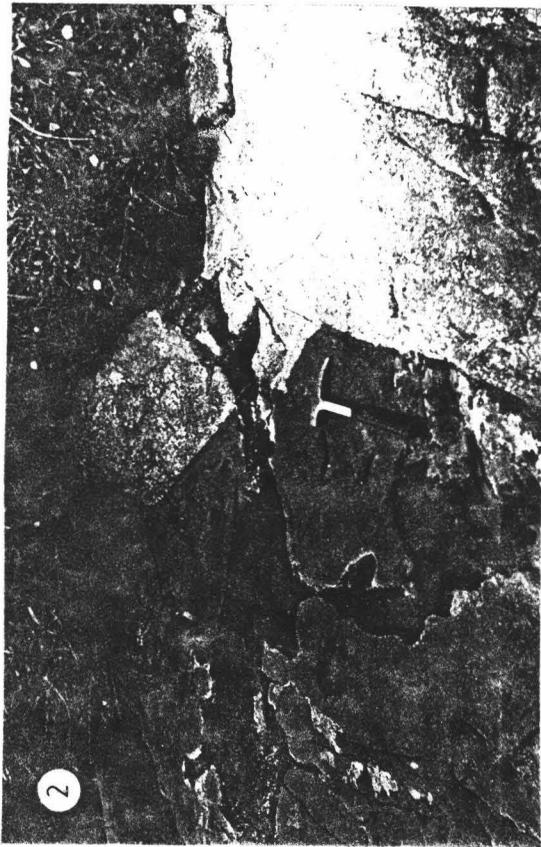


- 1.- Restos de diabasa (1), tras la intrusión de un granito tardío (2), el cual ha sido atravesado por un nuevo diquecillo de diabasa (3), que finalmente ha sido cortado por otro diquecillo del mismo tipo de granito .
- 2.- Bandeo fluidal dispuesto verticalmente (la foto es del suelo), en pórfido tipo El Zancudo .
- 3.- Turmalina intercrecida con cuarzo, en el granito El Berrocal .
- 4.- Granate en el granito El Berrocal .



L - XVI

- 1.- Venilla de diabasa, súbitamente enfriada, en la que se aprecian cristales grandes de plagioclasa .
- 2.- Borde quebrado (tensional) en un dique de diabasa .
- 3.- Tres pulsaciones de intrusión del magma de los diques básicos . Obsérvese el borde de enfriamiento de B sobre A .
- 4.- En el granito alterado resalta una estrecha banda de su contacto con la diabasa . Esta banda está constituida por granito cataclástico, lo que evidencia que ese contacto fué anteriormente una falla .





Biblioteca Universitaria de Granada



01052514