

TEMAS  
GEOLOGICO MINEROS



IGME

5.<sup>a</sup> REUNION DEL GRUPO  
DE OSSA MORENA

*Organizado por el  
Grupo de Ossa Morena (G.O.M.)  
Bélmez (Córdoba), Abril 1983*

5

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

25045

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**5.<sup>a</sup> REUNION DEL GRUPO  
DE OSSA MORENA**

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

**25045**

Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía  
Doctor Fleming, 7 - 28036 - Madrid

I. S. B. N.: 84-7474-283-8

Depósito Legal: M - 1.074 - 1985

---

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Telef. 259 57 55 - 28016-MADRID

# INDICE

Páginas

---

## **Aportaciones de los corales rugosos a la datación del Devónico y Carbonífero de Ossa Morena**

1. Introducción ... ..	1
2. Valor bioestratigráfico de los corales ... ..	2
3. Los corales rugosos en Ossa Morena ... ..	3
4. Conclusiones ... ..	5

## **Estudio estratigráfico de la Cuenca del Viar**

1. Introducción ... ..	7
2. Unidades litoestratigráficas ... ..	8
3. Aspectos cronoestratigráficos ... ..	15
4. Ambiente de la sedimentación ... ..	16
5. Entorno geológico de la cuenca del Viar ... ..	16

## **El batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena (Badajoz)**

1. Introducción ... ..	19
2. Rocas ígneas ... ..	19
3. Granodiorita de Zalamea ... ..	22
4. Rocas encajantes ... ..	26
5. Metamorfismo ... ..	28

## **El batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba**

1. Introducción ... ..	29
2. Secuencia de intrusiones ... ..	29
3. Petrografía ... ..	30
4. Rocas encajantes ... ..	38
5. Datos sobre la edad de las intrusiones ... ..	38

**El magmatismo de la alineación La Coronada-Villaviciosa de Córdoba, en su mitad oriental, zona de Ossa Morena**

1. Introducción ... ..	41
2. Rocas encajantes ... ..	42
3. Rasgos estructurales ... ..	42
4. Rocas ígneas diferenciadas y secuencia magmática ... ..	43
5. Descripción y Petrografía ... ..	43
6. Conclusiones ... ..	60

**El complejo anular del S de Villaviciosa de Córdoba (Córdoba, España): Datos petrológicos y geoquímicos y relaciones con otras rocas ígneas del área**

1. Introducción ... ..	65
2. Datos mineralógicos y petrológicos ... ..	66
3. Datos químicos ... ..	68
4. Interpretación de los datos ... ..	69
5. Conclusión ... ..	70

**División en grupos de rocas en Ossa Morena oriental**

1. Introducción ... ..	73
2. La división en dominios ... ..	73
3. La división en grupos de rocas ... ..	75
4. Relación entre ambos grupos ... ..	77

**Las rocas polimetamórficas del área de Cerro Muriano (Córdoba, España). Edad y consideraciones petrológicas**

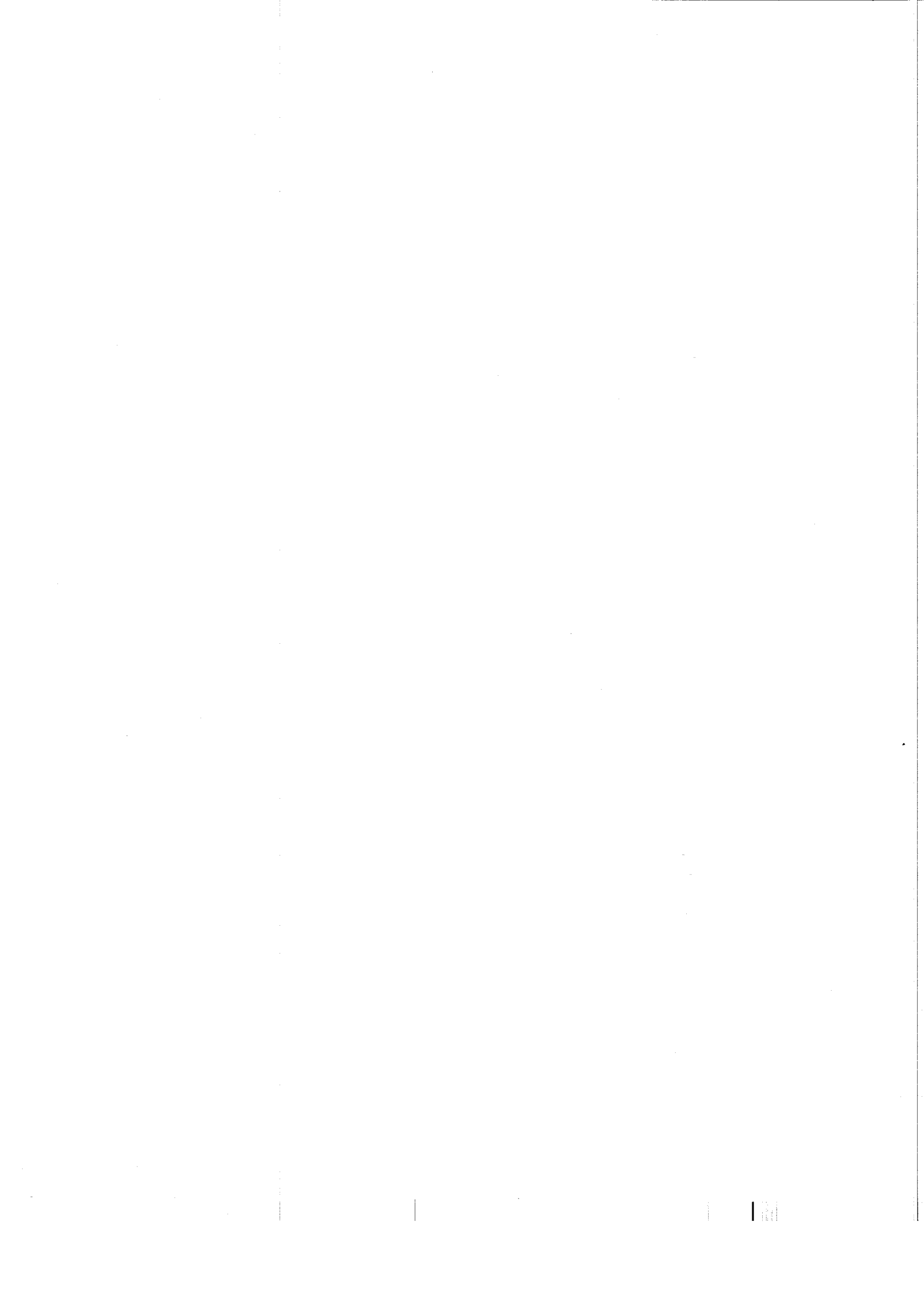
1. Introducción ... ..	81
2. Materiales ... ..	82
3. Condiciones de metamorfismo ... ..	85
4. Conclusiones ... ..	88

**Aspectos estructurales en el extremo oriental de la zona sudportuguesa y su límite con Ossa Morena**

1. Introducción ... ..	91
2. Deformación herciniana ... ..	92
3. Deformación tardiherciniana ... ..	96

**Geología del Carbonífero Inferior del norte de la zona de Ossa Morena. Introducción a la excursión de la 5.ª reunión del grupo de Ossa Morena**

1. Introducción ... ..	101
2. Estratigrafía ... ..	101
3. Paleogeografía ... ..	103
Descripción de la excursión ... ..	105
— Cuenca de Valdeinfierno ... ..	105
— Cuenca de Benajarafe ... ..	110
— Sector de Orejón (S de Villaviciosa de Córdoba) ... ..	116
— La alineación magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada en la transversal de Villaviciosa ... ..	119
— Mineralizaciones en la alineación magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada ... ..	122
— Banda meridional de la cuenca del Guadiato ... ..	125
— El valle de Los Pedroches ... ..	130



# APORTACIONES DE LOS CORALES RUGOSOS A LA DATACION DEL DEVONICO Y CARBONIFERO DE OSSA MORENA

*Sergio Rodríguez (\*)*

## RESUMEN

Los corales rugosos y tabulados son muy frecuentes en el Devónico y Carbonífero de Ossa Morena. Sin embargo, son muy pocas las descripciones y figuras publicadas, aunque abundan las citas bibliográficas de corales en la región debido a que tradicionalmente se les ha considerado como fósiles de poco valor bioestratigráfico. Este concepto no es completamente cierto, pues los corales rugosos han de-

mostrado ser muy útiles en correlaciones locales y regionales, especialmente en el Carbonífero Inferior. Su abundancia en algunos niveles del Devónico y Carbonífero de Ossa Morena ha determinado que iniciemos el estudio de algunos yacimientos. Los resultados ya obtenidos nos permiten abrigar grandes esperanzas respecto a una datación más precisa de estos materiales.

## 1. INTRODUCCION

La presencia de corales rugosos en el Devónico y Carbonífero de Sierra Morena es conocida desde que PRADO (1855) menciona su existencia. Posteriormente, numerosos autores han señalado la existencia de niveles con corales y algunos han identificado distintas especies, pero los estudios monográficos sobre el tema son muy recientes. Entre las referencias más importantes en el ámbito de Ossa Morena cabe reseñar las de MALLADA (1882), quien da listas de corales rugosos que aparecen en las calizas de la cuenca car-

bonífera de Bélmez, y menciona su aparición en numerosos puntos. También indica la presencia de corales en los niveles carbonatados del Devónico. NAVARRO y LACAZZETTE (1922) hablan de una abundante fauna de corales en las calizas carboníferas de Sierra Cabrera, al noroeste de Los Santos de Maimona. HERNANDEZ PACHECO (1926) reseña la existencia de corales en la banda devónica situada al nordeste del anticlinal de Peraleda y menciona algunos géneros. SCHNEIDER (1939) anota la presencia de tabulados en Sierra Papuda.

Mención aparte merecen ROSSO DE LUNA y HERNANDEZ PACHECO (1955) que describen varios puntos con abundante fauna de corales en la región de Los Santos de Mai-

(\*) Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Instituto de Geología Económica. CSIC. Madrid.



mona. CABANAS (1963-64) refiere corales en el Carbonífero de las cercanías de Córdoba. LLOPIS et al. (1970) también mencionan corales asociados con braquiópodos en la banda de calizas que bordea el anticlinal de Peraleda. ORTUÑO (1971) cita corales asociados a braquiópodos en las cercanías de Espiel. LIÑAN (1978) apunta la presencia de corales en varios cortes realizados en el Carbonífero de las cercanías de Córdoba. En esta misma zona, RAMIREZ et al. (1973) habían encontrado también corales asociados a una fauna de braquiópodos y moluscos. SANCHEZ-CELA et al. (1977, 1978) describen la fauna de braquiópodos de varias localidades de la franja de calizas del Devónico, ya mencionada anteriormente, e indican tan sólo la presencia de tabulados y el coral rugoso *Combophyllum leonense*. RODRIGUEZ (1978) describe en detalle la fauna de corales del Devónico de las localidades de la Angostura, Guadalmez y La Chamorra. Con posterioridad, RODRIGUEZ y SOTO (1979) amplían estas descripciones a los corales del Pozo del Rincón.

## 2. VALOR BIOESTRATIGRAFICO DE LOS CORALES

En la mayoría de los trabajos mencionados en el apartado anterior, los corales son sólo mencionados de pasada y en muy pocas ocasiones se identifican y describen. Por lo general se presta mucha más atención a los braquiópodos, que casi siempre se encuentran asociados a ellos. Esto se debe a la idea, generalmente aceptada, de que los corales rugosos son fósiles poco útiles para datar las rocas que los contienen, por considerarlos organismos muy dependientes del medio ambiente.

Esta idea no es totalmente cierta. En primer lugar no todos los corales rugosos son fósiles arrecifales, sino que admiten ciertas variaciones en el medio ambiente. Hay distintos grupos de corales con capacidades de adaptación muy variables, ya que mientras que

algunos corales coloniales son estrictamente arrecifales, hay corales solitarios que llegan a adaptarse a medios de gran profundidad y amplia variación de la temperatura, turbulencia, etcétera. Si a esto le unimos que en el ciclo reproductivo de los corales hay un estado larvario planctónico, la plánula, llegamos a la conclusión de que los corales pueden tener una amplia dispersión geográfica. Evidentemente las plánulas de los corales son planctónicas, no nectónicas, y por ello están limitadas a desplazarse a favor de corrientes. Su dispersión entonces no siempre puede ser general. Sin embargo, la existencia de especies cosmopolitas nos indica que ésta no es una limitación absoluta. Pese a esto las zonaciones hechas con corales suelen tener, en general, sólo un valor regional. Por ejemplo, la zonación del Carbonífero Inferior para Gran Bretaña, realizada por HILL (1936) con corales rugosos, es válida también para cuencas de Europa Occidental (POTY, 1981), en parte para el Sahara Occidental (SEMENOFF-TIANCHANSKY, 1974) y está demostrando ser útil para la región de Ossa Morena, pero no llega más allá. No puede aplicarse, por ejemplo, en América del Norte, Japón o Australia.

Además de su amplia distribución geográfica, los corales tienen otra cualidad: su rápida evolución. Esta evolución es muy irregular en todo el Paleozoico, y de ahí su diferente interés bioestratigráfico en cada período. Durante el Devónico la evolución es lenta y los ensayos de zonaciones realizados no son muy precisos, especialmente si los comparamos con las hechas con conodontos, foraminíferos o goniatítidos, aunque no están en desventaja con otros grupos, como los braquiópodos, por ejemplo. Sin embargo, durante el Carbonífero, especialmente en el Carbonífero Inferior, la evolución de los corales es rápida y como demostró SANDO (1977), el grado de resolución cronológica de los corales rugosos está al mismo nivel que el de foraminíferos, conodontos y cefalópodos, ya que llega a ser de 1,2 millones de años (COCKE, 1970).

Es evidente que en Ossa Morena todavía

no se puede llegar a este extremo debido a la escasez de datos sobre los corales de que disponemos en la actualidad, pero las investigaciones iniciadas permiten esperar muy interesantes resultados en un futuro próximo.

### 3. LOS CORALES RUGOSOS EN OSSA MORENA

Como hemos señalado, son pocas las menciones explícitas que sobre corales hay en Ossa Morena, pero algunas de ellas son muy importantes. Desgraciadamente casi todos los autores omiten figuraciones de la fauna que mencionan, por lo que la mayoría de los análisis que siguen se fundamentan exclusivamente en nuestro conocimiento personal de la fauna de los yacimientos a los que se refieren las menciones.

En el Devónico de Sierra Morena la gran mayoría de los datos sobre corales proceden de la banda de calizas del anticlinal de Peraleda de Sauzejo, pero no lo son los primeros, que se refieren a hallazgos hechos en la región de Almadén.

Así podemos resaltar el hallazgo del *Comophyllum marianum* MILNE-EDWARDS & HAIME y las varias referencias hechas por VERNEUIL y BARRANDE (1855). La abundancia de corales (rugosos y tabulados) de la banda de calizas mencionada, la pone de manifiesto HERNANDEZ PACHECO (1926), que señala la existencia de:

*Pleurodictium problematicum* GOLDF.

*Favosites cervicornis* BLAIN V.

*Acervularia pradoana* HAIME

De estas especies, las dos primeras corresponden a tabulados y la tercera corresponde a un coral rugoso colonial. La segunda de las especies mencionadas corresponde al género *Thamnopora*, del que es la especie tipo, y la última, figurada por VERNEUIL y BARRANDE (1855) probablemente corresponde al género *Hexagonaria*.

Con posterioridad diversos autores mencionan la presencia de corales, pero sólo LLO-

PIS et al. (1970) mencionan el género *Dysphyllum* sin citar localidad. RODRIGUEZ (1978) describe:

*Stereolasma* sp.

*Amplexus* sp.

*Hexagonaria soraufi* RODRIGUEZ

*Temnophyllum* sp.

*Disphyllum pedrosensis* RODRIGUEZ

*Synaptophyllum oliveri* RODRIGUEZ

? *Tryplasma* sp.

*Zelophyllum* sp.

Esta última especie corresponde probablemente al género *Pseudoamplexus*. La fauna en conjunto permitió datar las capas con corales como Emsiense Superior probablemente muy alto. RODRIGUEZ y SOTO (1979) demostraron que las calizas del Arroyo del Pozo del Rincón, al este de Valsequillo, pese a presentarse en continuidad aparente con la banda de calizas recifales del Emsiense, presentaban una fauna de corales de edad Givetiense consistente en:

*Temnophyllum richardsoni* MEEK

*Tabulophyllum traverense* WINCHELL

*Diplochone* sp.

A estos corales se encontraban asociados tabulados y heliolítidos no determinados. También identificaron *Acanthophyllum (Acanthophyllum)* sp. en el Emsiense de la Angostura.

Nuevos y más exhaustivos estudios de los corales rugosos de estos niveles carbonatados están en curso y han de aportar datos más precisos acerca de su edad y del medio en que se desarrollaron.

Los corales del Carbonífero de Sierra Morena presentan una situación algo distinta, pero aún más alentadora. Los niveles calizos de zonas como las Cuencas del Guadiato, del río Viar o de Los Santos de Maimona corresponden al Carbonífero Inferior, período en el cual la evolución de los corales es más rápida y su abundancia también es importante.

En las cercanías de Los Santos de Maimona se localizan unos importantes afloramientos de caliza carbonífera que contienen abundante fauna recifal. NAVARRO y LA-

CAZZETTE (1922) indican la existencia de las siguientes especies de corales:

*Lithostrotion basaltiformis*  
*Lithostrotion floriforme*  
*Amplexus esaphyllum*  
*Lonsdaleia papillata*

De acuerdo con esta fauna consideran el conjunto como Dinantiense. Es difícil hacer un análisis de estas determinaciones, pero es seguro que en la Sierra Cabrera, localidad mencionada por los autores, existen especies de los géneros *Lithostrotion* y *Lonsdaleia*. Más dudosa resulta la otra determinación. Si consideramos correctas las determinaciones de las otras especies, podemos considerar esta localidad como Viseense, aunque habría que hacer la salvedad de que la segunda especie mencionada no corresponde al género *Lithostrotion*, sino a *Lonsdaleia*.

En la misma localidad, ROSSO DE LUNA y HERNANDEZ PACHECO (1955) encuentran, además:

*Zaphrentis* sp.  
*Amplexus* sp.  
Sinisgóforos

Tanto *Zaphrentis* como *Amplexus* son géneros que primitivamente tenían un carácter muy amplio, por lo que no es posible identificar con precisión de qué géneros actualmente admitidos se trataría. La denominación Sinisgóforos resulta sorprendente si tenemos en cuenta que no hay tal grupo de corales. Los mismos autores señalan la existencia de otros puntos con abundantes corales en el Portezuelo y la Boca del Infierno. Recientemente, y con motivo de la realización de la Hoja escala 1:50.000 de ZAFRA (núm. 854) dentro del plan nacional MAGNA, han llegado a nosotros varias muestras de corales coloniales de Sierra Cabrera que corresponden a la especie *Lithostrotion martini* y que evidencian una edad Viseense. La riqueza de estos yacimientos hace necesarios estudios más detallados de la fauna de corales, que probablemente llegarán a concretar su edad con mucha mayor precisión.

Otra cuenca donde se ha comprobado la existencia de corales rugosos es la del río Viar (Sevilla). SIMANCAS (com. per., 1981) encontró corales en los niveles inferiores del Carbonífero de esta cuenca. Entre los mismos hemos identificado varios ejemplares de la especie *Palaeosmilia murchisoni* EDWARDS & HAIME, así como restos de Cyathopsidos. La edad de estos corales es Viseense, probablemente Superior.

La cuenca donde los corales rugosos ofrecen más posibilidades bioestratigráficas es la del Guadiato, ya que en ella son frecuentes los niveles calcáreos con corales. MALLADA (1882, 1891) menciona numerosos afloramientos de calizas con corales, aunque sólo cita especies en la Sierra de Espiel:

*Lithostrotion martini* MILNE-EDWARDS & HAIME  
*Zaphrentis cilindrica* SCOUL.  
*Zaphrentis baverbanki* MILNE-EDWARDS & HAIME  
*Amplexus coralloides?* MILNE-EDWARDS & HAIME  
*Cyathophyllum murchisoni?* MILNE-EDWARDS & HAIME

Las menciones de *Lithostrotion martini* y *Cyathophyllum murchisoni*, ahora *Palaeosmilia murchisoni*, probablemente son correctas, y seguramente erróneas o en todo caso muy dudosas las restantes, pero la evidencia de un Viseense Superior es clara. CARBONELL (1920) indica la presencia de corales también en el extremo sur de esta cuenca, cerca de Villafranca de Córdoba. ORTUÑO (1971) señala la existencia de *Carcinophyllum kirsopianum* en las calizas de las Sierras de Palacios y del Castillo. Es de resaltar la presencia de esta misma especie (perteneciente al género *Axophyllum*, del que es sinónimo *Carcinophyllum*) entre las identificadas por nosotros en el Casar, en la prolongación septentrional de la cuenca del Guadiato, en las proximidades de Campillo de Llerena. La fauna de Casar está en estudio actualmente y presenta, además de la especie mencionada previamente, otras del mismo género y también de los

géneros *Amplexocarinia*, *Palaeosmilia* y otros que indican una edad Viseense Superior no muy alto. Muy importante también es la fauna encontrada en Peñarroya, en la que en un primer análisis se ha reconocido la presencia de los géneros *Lithostrotion*, *Axophyllum*, *Palaeosmilia* y *Pareynia*. Estos yacimientos, así como los mencionados por MALLADA, CARBONELL y ORTUÑO necesitan de un estudio detallado que puede llegar a precisar mucho más la edad de las calizas de la cuenca del Guadiato.

Al sudoeste de la cuenca del Guadiato queda la pequeña cuenca carbonífera del Santuario de Linares. En ella CABANAS (1963) recogió algunos corales asociados a braquiópodos, entre los que A. LINARES reconoció con dudas *Cyathaxonia cornu*. LIÑAN (1978) también resalta esta localidad y señala varios puntos más con corales en la misma cuenca.

#### 4. CONCLUSIONES

La presencia frecuente de corales rugosos y tabulados en Ossa Morena permite afirmar que estos grupos fósiles pueden ser básicos para la datación de los niveles carbonatados del Devónico y el Carbonífero de la región.

Para ello es preciso, ante todo, la localización de los ejemplares mencionados, la revisión cuidadosa de las determinaciones previas realizadas por los autores antiguos, el estudio detallado de las secciones donde aparecen los fósiles, realizando la recolección y análisis de los corales de las localidades mencionados en esta comunicación. Este trabajo está ya en marcha, pero su volumen es grande y aún ha de pasar algún tiempo hasta que se pueda establecer una completa bioestratigrafía con los corales para el Devónico y Carbonífero de Ossa Morena, bioestratigrafía que puede ser especialmente útil en el Carbonífero Inferior, pues en esta época la evolución de los corales es muy rápida y se pueden establecer zonaciones muy finas que facilitarían la datación de las calizas del Carbonífero Inferior de Ossa Morena.

#### AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento al doctor Antonio Perejón por su revisión del manuscrito y su contribución a darle su forma definitiva, así como por poner a mi disposición sus amplios conocimientos bibliográficos sobre la región de Ossa Morena.

#### BIBLIOGRAFIA

- CABANAS, R. (1963).—«Contribución al estudio del Carbonífero de los alrededores de Córdoba». *Brev. Geol. Ast.*, 7, (1-4):63-67.
- CARBONELL, A. (1920).—«Nuevos antecedentes acerca de la prolongación oriental de la cuenca de Bémez». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 41:281-309.
- COCKE, J. M. (1970).—«Dissepimental rugose corals of Upper Pennsylvanian (Missourian) rocks of Kansas». *Kansas Univ. Palaeont. Contrib.*, 54:(4):1-67.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1926).—«La Sierra Morena y la llanura Bética». *XIV Cong. Geol. Intern. Mad. IGME*, 1-150.
- HILL, D. (1936-39).—«Carboniferous Rugose Corals of Scotland». *Monog. Palaeont. Soc. London*, 1-213.
- LIÑAN, E. (1978).—«Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba». *Tesis Doct. Univ. Granada*, 191:1-212.
- LLOPIS, N.; SAN JOSE, M. A. & HERRANZ, P. (1970).—«Notas sobre una discordancia posiblemente precámbrica al suroeste de la provincia de Badajoz y sobre la edad de las series paleozoicas circundantes». *Bol. IGME*, 81(6):586-592.
- MALLADA, L. (1882).—«Catálogo de las especies fósiles encontradas en España». *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, 18:1-253.
- MILNE-EDWARDS & HAIME, J. (1851).—«Monographie des Polypter fossiles des terrains palaeozoïques». *Arch. Mus. Hist. Nat. Paris*, 5:1-502.
- NAVARRO, E. & LACAZZETTE, F. (1922).—«Estudio de la cuenca carbonífera de los Santos de Maimona (Badajoz)». *Bol. Of. Min. Met.*, VI (63):17-31.
- ORTUÑO, M. G. (1971).—«Middle Westphalian strata in South-West Spain». *Proceedings of VII I.C.C.*, 3:1275-1289.
- POTY, E. (1981).—«Recherches sur les tétracoralliaires et les hétérocóralliaires du Viséen de la Belgique». *Meded. rijksgeologische dienst.*, 35(1):1-161.
- PRADO, C. de (1955).—«Sur la géologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Toledo». *Bull. Soc. Géol. France*, 2è sér., 12:182-204.
- RAMIREZ COPEIRO, J.; CASTELLO, R. & ARMENGOT, J. (1973).—«Memoria explicativa del Mapa Geológico de

- España E. 1:50.000 (Córdoba) (923)». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1-42.
- RODRIGUEZ, S. (1978).—«Corales rugosos del Devónico de la Sierra del Pedroso». *Est. Geol.* (34):331-350.
- RODRIGUEZ, S. & SOTO, F. (1979).—Nuevos datos sobre los Corales Rugosos del Devónico de la Sierra del Pedroso». *Est. Geol.*, (35):345-354.
- ROSSO DE LUNA & HERNANDEZ PACHECO, E. (1955).—«Explicación de la hoja núm. 854 (Zafra) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1-142.
- SANCHEZ-CELA, V. & GABALDON, V. (1977).—«Memoria explicativa del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (Zalamea de la Serena) (831)». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1-28.
- SANDO, W. J. (1977).—«The status of North American Upper Paleozoic Coral biostratigraphy». *Jour. of Paleont.*, 51 (1):1-22.
- SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P. (1974).—«Recherches sur les Tetracoralliaires du Carbonifère du Sahara Occidental». *Cent. Rech. Z. Arid. Ser. Geol.*, núm. 21: 1-316. Ed. CNRS.
- VERNEUIL, E. de & BARRANDE, J. (1855).—«Description des fossiles trouvés dans les terrains silurien et dévonien d'Almaden et une partie de la Sierra Morena et des montagnes du Tolède». *Bull. Soc. Géol. Franc.*, 2è sér., 12:205-350.

# ESTUDIO ESTRATIGRAFICO DE LA CUENCA DEL VIAR

J. F. Simancas (\*)

## RESUMEN

Los materiales de la cuenca del Viar se han dividido en diversas unidades litoestratigráficas, cuya definición y relaciones son el objeto principal de este trabajo. Dominan las facies de capas rojas, pero en el norte de la cuenca aparecen basaltos y una unidad detrítico-silíceo de color gris. Esta unidad gris presenta rasgos de sedimentación en un ambiente lacustre, mientras que los materiales detríticos rojos son

típicamente fluviales, con un régimen de alimentación muy local. La cuenca se instaló a favor del juego en distensión de fracturas anteriores pertenecientes a una banda de cizalla frágil localizada en el límite entre Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa, cuyo movimiento principal quedó fosilizado por estos materiales.

## ABSTRACT

Rocks of the Viar basin are studied and a number of lithostratigraphic units defined; their mutual relationships are exposed. The prevalent facies type is red beds but, to the north, there are also basalts and a outstanding unit of a grey colour. The grey unit was originated in a lake environment whereas red beds are

typically fluvial, locally feeded. Viar basin has been controlled by a previous set of fractures constituting a shear zone (fragile) in the boundary Ossa Morena — South Portuguese Zone, but the shear zone is fossilized by the materials of this basin.

## 1. INTRODUCCION

La cuenca del Viar es un afloramiento de materiales autunienses que se ciñe a un amplio valle de unos 30 kilómetros de longitud, orientado en dirección NO-SE y recorrido por el río Viar, a unos 25 kilómetros al NE de Sevilla. Por el oeste, el límite de la cuenca es suave y de trazado algo irregular, pero por el este queda bruscamente limitada por un

cabalgamiento (fig. 1). En el sur, desaparece bajo los materiales de la depresión del Guadalquivir, bajo los cuales se prolonga de forma no conocida.

En este trabajo se atiende principalmente a la definición de las unidades litoestratigráficas, aclarando sus relaciones mutuas.

La secuencia estratigráfica fue establecida en líneas generales por GAVALA (1927), quien atribuyó estos materiales al Pérmico. GARCIA SIÑERIZ (1944) realizó una campaña de investigación sísmica en el área meridional de la cuenca, determinando su profundidad en diversos puntos. Los mapas geológicos 1:50.000 de Almadén de la Plata (GARCIA

(\*) Departamento de Geotectónica y Geomorfología. Facultad de Ciencias. Departamento de Investigaciones Geológicas de Granada. CSIC. Universidad de Granada.

MONZON y JEREZ, 1974), Castilblanco de los Arroyos (MARTIN ESCORZA y RIVAS, 1975) y Ventas Quemadas (SANZ y LEDESMA, 1975) han supuesto un avance en el conocimiento cartográfico.

## 2. UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

Con el nombre «Formación capas rojas del Viar» se han englobado todos los materiales

de la cuenca. Este proceder se justifica en vista de la gran abundancia de la litología de capas rojas; no obstante, en la mitad norte existe una diversidad que no se encuentra en el sur, y la sección tipo que se propone no puede 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 (figs. 1 y 7).

Dentro de la formación se han diferenciado

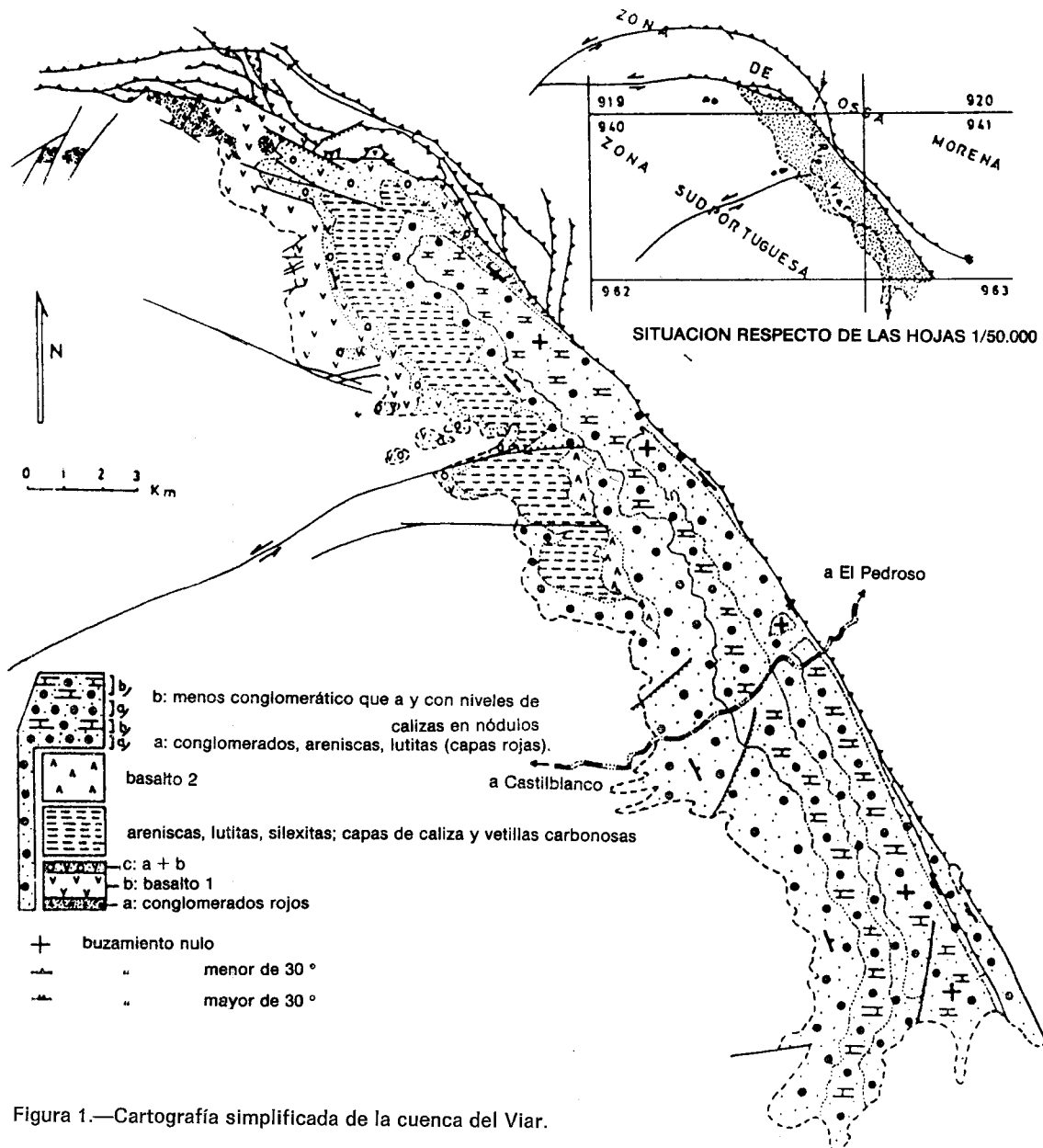


Figura 1.—Cartografía simplificada de la cuenca del Viar.

varios miembros. En la mitad norte de la cuenca se distingue, de abajo arriba (fig. 2):

- a) Miembro basáltico y detrítico rojo Gargantafría (M<sub>1</sub>).
- b) Miembro detrítico-silíceo gris Los Canchales (M<sub>2</sub>).
- c) Miembro basáltico superior (M<sub>3</sub>).
- d) Secuencia detrítica roja, con el miembro detrítico rojo y carbonático M<sub>4</sub>.

En el sur se han diferenciado dos miembros dentro de la sucesión detrítica roja:

- a) Miembro detrítico rojo y carbonático inferior (M<sub>4</sub>, el mismo que aparece al norte).
- b) Idem, superior (M<sub>5</sub>).

Los cambios de facies según el alargamiento de la cuenca quedan expresados en la figura 2. A partir de los resultados de la investigación sísmica de GARCIA SIÑERIZ (1944) he podido confeccionar un mapa de

isobatas del área meridional (fig. 3). Debe resaltarse el aumento de potencia hacia el sur y hacia el este, que presenta el conjunto de materiales que rellenan la cuenca. Parece probable que esta geometría sea reflejo de una disposición sedimentaria original: la cuenca habría tenido durante su desarrollo forma de semigraben. La figura 4 permite apreciar las variaciones de perfil transversal.

Describiré en primer lugar los tres conjuntos litológicos que son específicos de la mitad norte (M<sub>1</sub>, M<sub>2</sub>, M<sub>3</sub>) tratando después de la secuencia detrítica roja que, aunque también presente en el norte, ocupa la totalidad del sector meridional.

## 2.1. MIEMBRO BASALTICO Y DETRITICO ROJO DE GARGANTAFRIA (M<sub>1</sub>)

En el norte, en la base de la secuencia del Viar, aparecen interestratificados basaltos y

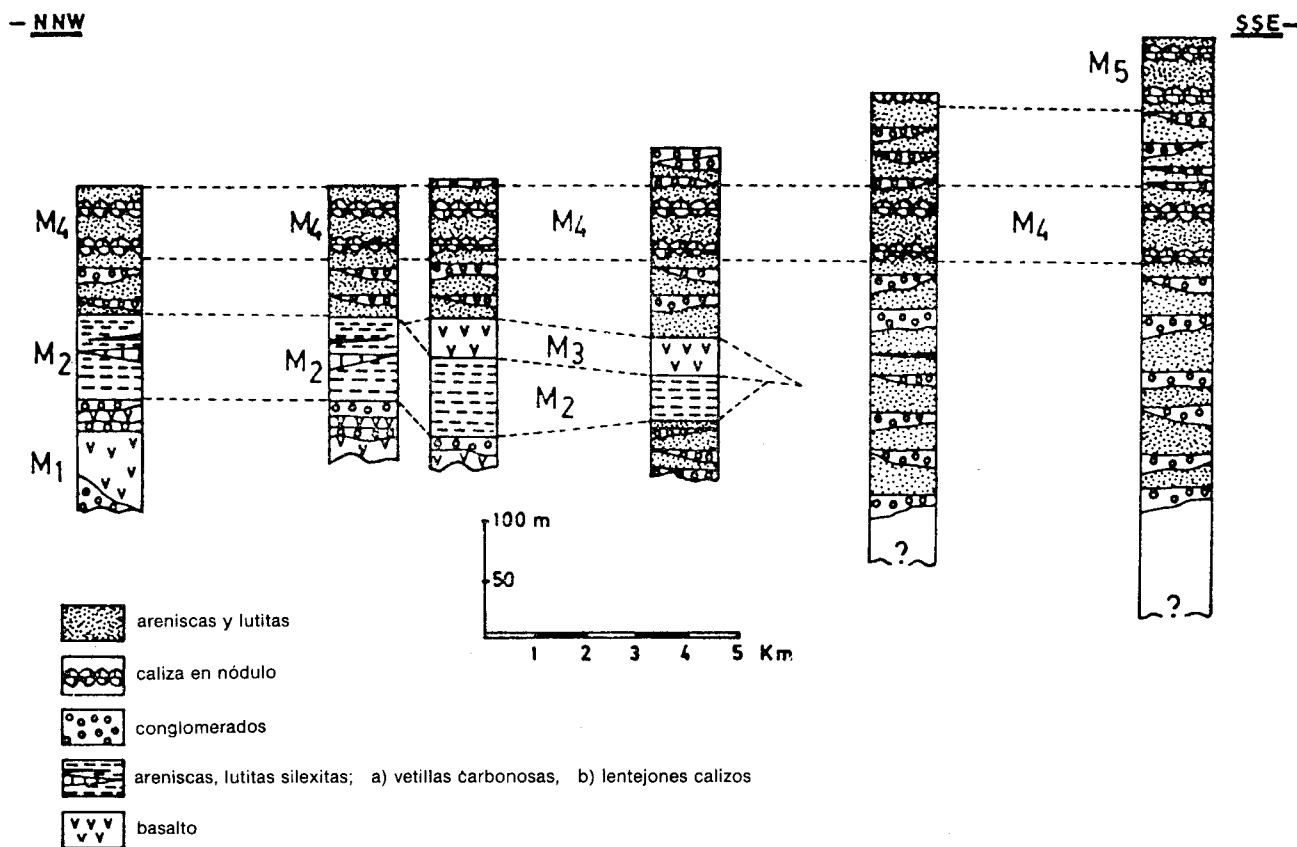


Figura 2.—Serie de columnas litológicas esquemáticas.



conglomerados rojos. Esta unidad se acuña al poco de traspasar la falla del embalse del Cala, como se observa en la figura 1. El arroyo de Gargantafría, que da nombre a la unidad, transcurre un buen trecho por estos materiales.

Los basaltos son rocas oscuras, con frecuentes niveles vacuolares. Su textura es microporfídico-cristalina, con matriz fluidal o intergranular; los pequeños fenocristales son de olivino. En los niveles vacuolares la roca está muy alterada, y las vacuolas aparecen

rellenas de ceolitas o calcita. Por su composición química y mineralógica, los basaltos del Viar son toleitas olivínicas (SIMANCAS y RODRIGUEZ GORDILLO, 1980).

Los niveles detríticos están constituidos por conglomerados y areniscas de color rojizo, semejantes a los de otros muchos puntos de la cuenca (véase más adelante). Los cantos de los conglomerados provienen de las rocas del sustrato inmediatamente próximas.

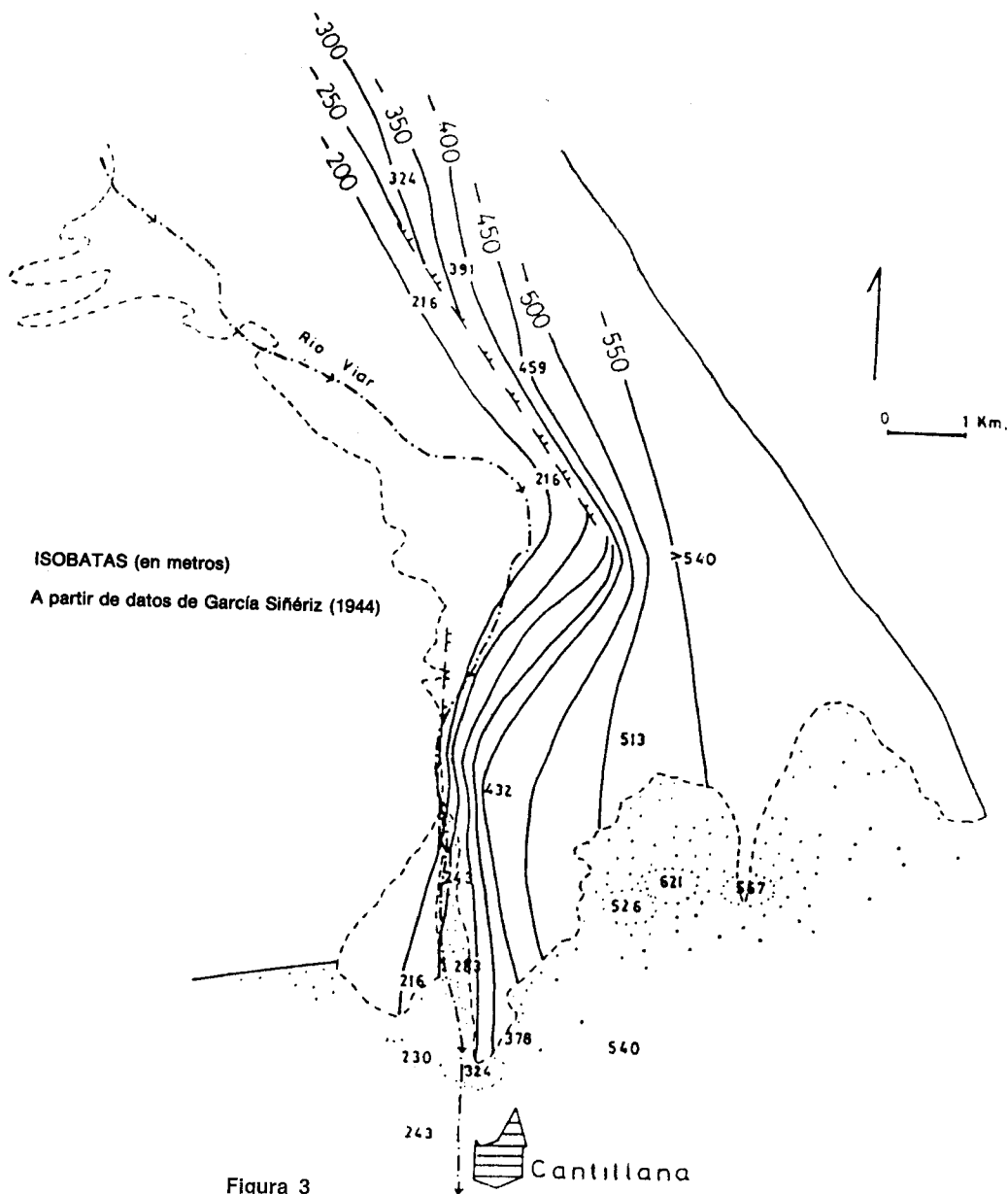


Figura 3

## 2.2. MIEMBRO DETRITICO-SILICEO GRIS LOS CANCHALES (M<sub>2</sub>)

Es un conjunto litológico de gran individualidad, sobre todo porque su color gris contrasta con el tono rojizo generalizado en la cuenca; hacia el sur desaparece por acuñamiento. Forma un relieve de cuesta muy característico (loma Los Canchales), con caída suave hacia el este y un escarpe en el oeste, al pie del cual discurre el arroyo Gargantafría. En la figura 5 se representan dos cortes tipo; la potencia de la unidad es de unos 50 metros.

Litológicamente también se distingue de los materiales detríticos rojos. Faltan los conglomerados gruesos y, aunque dominan microconglomerados y areniscas, existen abundantes sílexitas, lutitas, margas y, ocasionalmente, lentejones calizos y vetillas carbonosas centimétricas. En conjunto, la secuencia muestra una sedimentación tranquila de lutitas, sílexitas y lentejones calizos, constantemente interrumpida por aportes arenosos que son globalmente mayoritarios.

Las areniscas presentan clastos de cuarzo,

feldespato albitico, pertita, biotita, cuarcita, pizarra, filita y granito porfídico; estos restos muestran escaso redondeamiento y mínima alteración. Según PETTIJOHN et al. (1977), son wackas arcósicas (fig. 6). Es importante notar que estas areniscas provienen sobre todo de la erosión de rocas graníticas, mientras que las areniscas rojas tienen una fuente de alimentación más variada; en realidad parece que la principal fuente de alimentación de los niveles detríticos del miembro M<sub>2</sub> fue el pequeño macizo granítico de El Berrocal.

En las lutitas y sílexitas se han encontrado gasterópodos, ostrácodos y caráceas. Las calizas, con nódulos de sílex, son micritas oncolíticas con textura *bird's eyes*, también con gasterópodos, ostrácodos y algas calcáreas. Las vetillas carbonosas carecen totalmente de interés económico, dada su mínima potencia y pequeña continuidad lateral.

Las estructuras sedimentarias primarias son notables. En los últimos metros de la secuencia se observa una estratificación de tipo «wavy» o lenticular con fuertes acuñamientos.

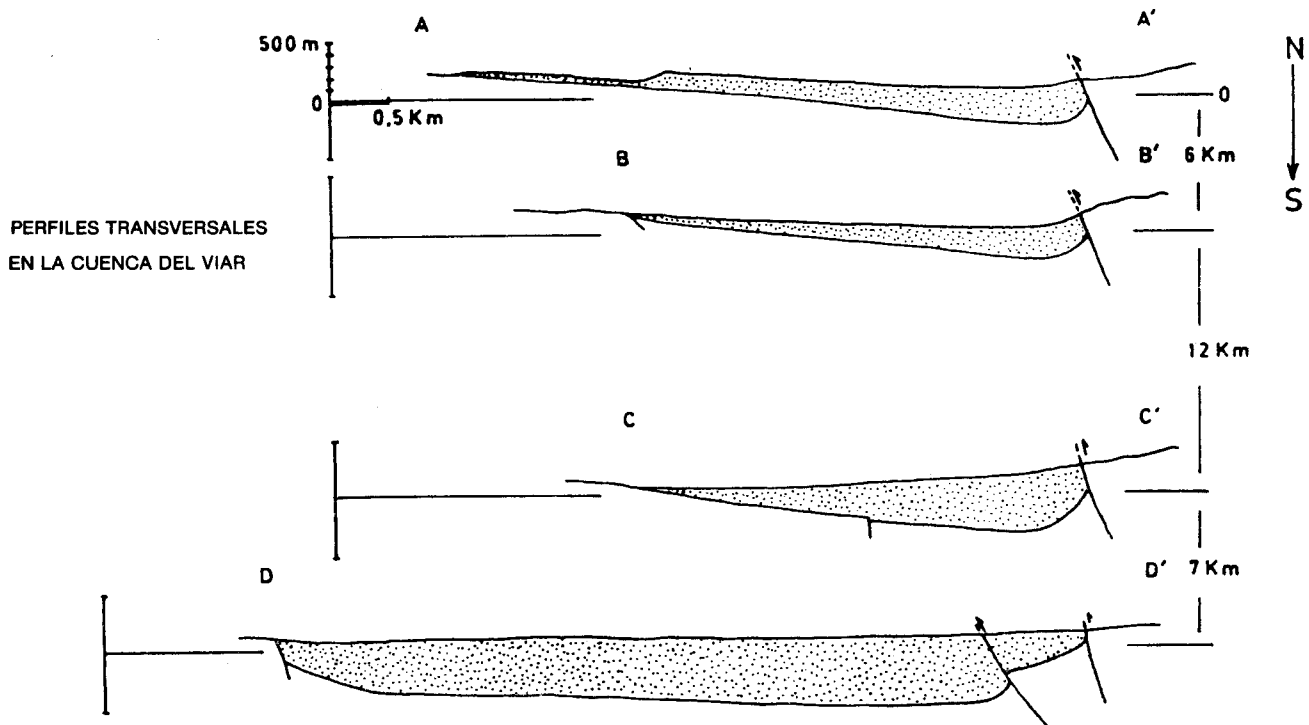
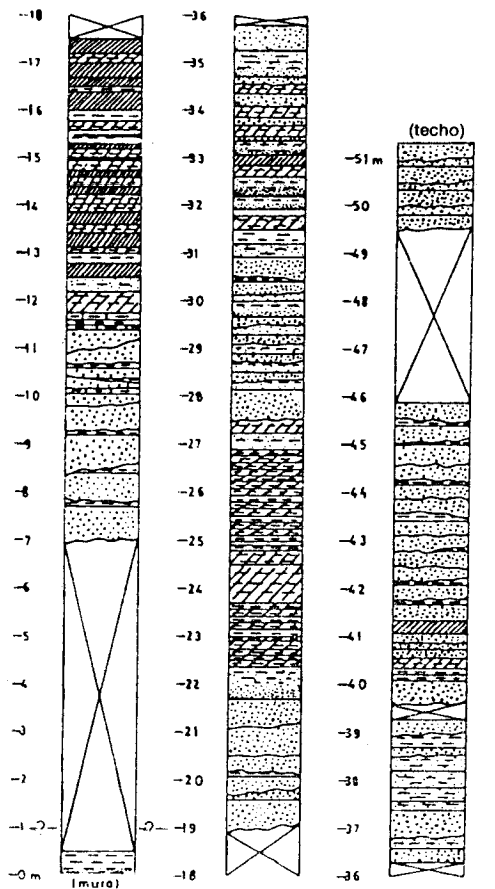
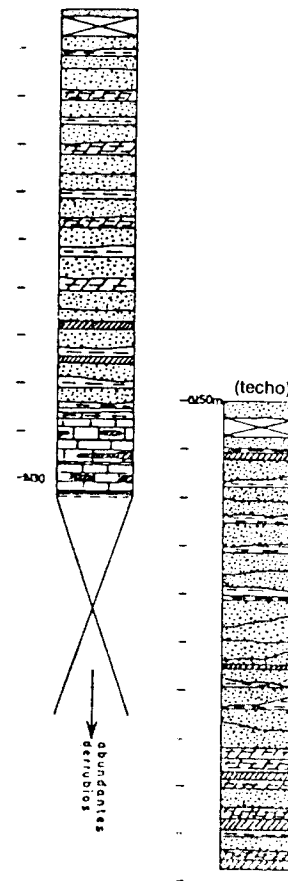


Figura 4



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 Gargantafria

- derrubios
- carbón
- caliza con nódulos de sílex
- sílexita
- lutita silicea
- lutita
- arenisca media y fina
- arenisca gruesa microconglomerado

#### 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 granocolección.
- En areniscas finas se han encontrado estructuras de "skolithos", aunque la bioturbación es escasa.

Figura 5.—Miembro detrítico-silíceo gris Los Canchales.

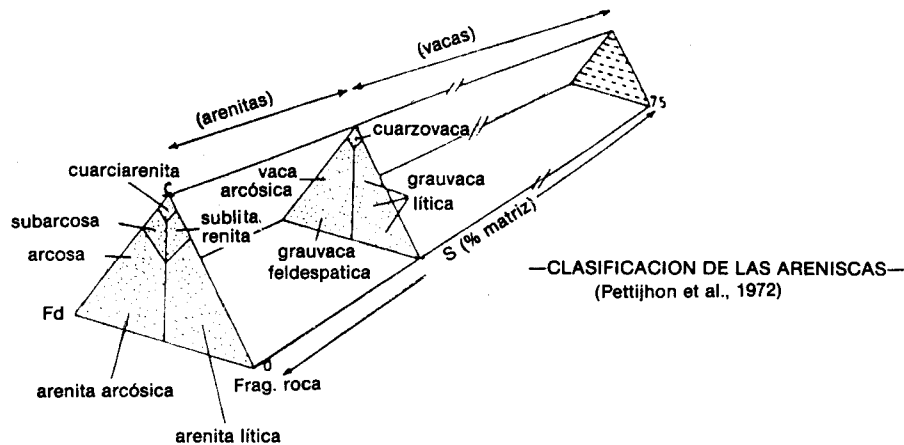
tos y escasa proporción de lutitas; las areniscas presentan laminación cruzada de ripples de oscilación asimétricos. Por el contrario, en niveles inferiores los acuñamientos son mucho menos notorios o no detectables, y la laminación interna, cuando se observa, es plana, de gran escala y ángulo bajo. 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.

### 2.3. MIEMBRO BASALTICO SUPERIOR (M<sub>3</sub>)

Entre la falla del embalse del Cala y el cortijo Provinciales aparecen, sobre M<sub>2</sub>, basaltos. Petrográfica y químicamente son idénticos a los basaltos inferiores (M<sub>1</sub>); su potencia no excede de 25 metros.

### 2.4. LA SECUENCIA DETRITICA ROJA

Conglomerados, areniscas y lutitas, de co-



% matriz: 15-60  
areniscas del Miembro detrítico-silíceo gris de los Conchales: VACAS ARCOSICAS

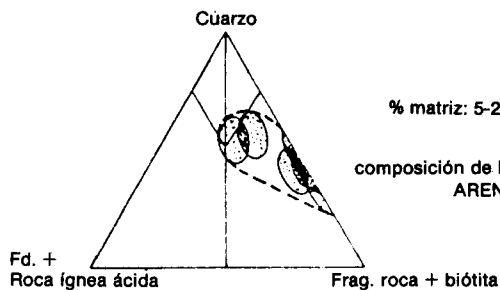
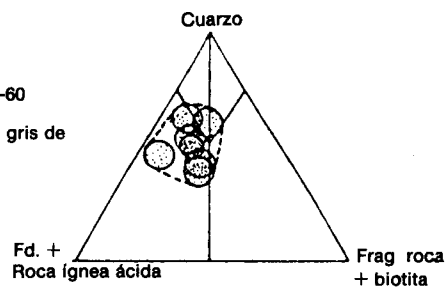


Figura 6.—Areniscas de la cuenca del Viar.

lor rojizo generalizado, son los materiales que dominan en la cuenca. En el área norte se sitúan sobre M<sub>2</sub>, pero hacia el sur pasan a constituir la totalidad de los afloramientos al desaparecer los basaltos (M<sub>1</sub> y M<sub>3</sub>) y el miembro gris (M<sub>2</sub>).

El mejor corte de esta sucesión es el que ofrece la carretera de Castilblanco a El Pedroso, representado en la figura 7. La potencia determinable en superficie resulta algo inferior a la profundidad máxima que en esa transversal alcanza el sustrato (unos 400 metros, según la fig. 3). Tal diferencia puede

ser debida a un engrosamiento hacia el este; también es posible que, ceñidos al surco de mayor profundidad, existan materiales sin equivalentes laterales en afloramiento.

Como ya se indicó antes, los conglomerados tienen carácter local. En el lado occidental dominan los cantos de 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. El grado de redondeamiento no es alto, y suele existir, revistiendo a los cantos, una pátina de óxidos de hierro

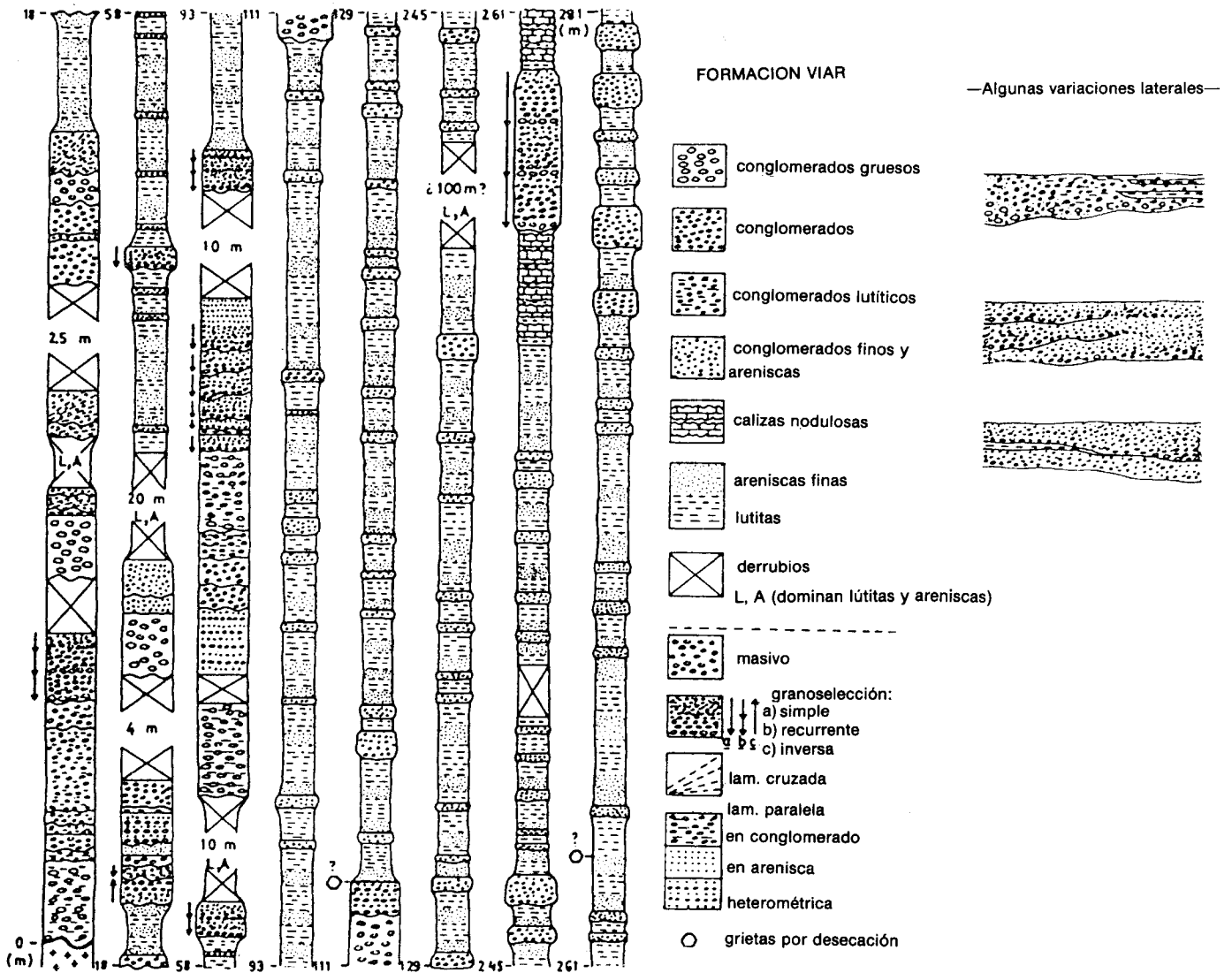


Figura 7

y manganeso. La estructura interna 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 (sin imbricación) o bien por alternancia de láminas con diferente tamaño de grano.

Las areniscas no tienen una procedencia tan claramente local como los conglomerados. Poseen granos de cuarzo, pizarra, filita, filita moteada, cuarcita, granófono, granito, pórfido ácido, milonita, albíta, albíta en damero, pertita, antipertita, biotita, moscovita, mena, pistacita, circón y turmalina. Se clasifican, según PETTIJOHN et al. (1972), como arenitas líticas o grauvacas líticas (fig. 6).

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, y la matriz lutítica es escasa (4-20 por 100). Hay óxido de hierro tiñendo a los clastos (salvo al cuarzo) y cementándolos.

La secuencia detrítica roja es más conglomerática en la parte inferior, como puede apreciarse en el corte tipo (fig. 7). Más exactamente, cabe decir que en la secuencia detrítica roja existen cuatro temas, dos de los cuales tienen abundante material detrítico grosero (uno de ellos es el tramo basal, el más potente), y los otros dos están dominados por arenas y lutitas, poseyendo además niveles de calizas en nódulos. Estos dos últimos tramos han recibido categoría formal de miembros y serán descritos a continuación.

#### 2.5. MIEMBROS DETRITICOS-ROJOS Y CARBONATICOS (M<sub>4</sub> INFERIOR Y M<sub>5</sub> SUPERIOR)

Ambos miembros tienen idénticas características litológicas, pero su posición en la secuencia es diferente. El inferior (M<sub>4</sub>) no se observa adecuadamente en el corte tipo.

Las calizas, que junto con la escasez de

niveles conglomeráticos constituyen el rasgo distintivo de estas unidades, 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 eyes*); existe un notable desarrollo de fenómenos de desecación, lo que confiere a algunas muestras un carácter intraclástico o brechoide, y a 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, así como algas calcáreas.

### 3. ASPECTOS CRONOESTRATIGRAFICOS

La fauna fósil hallada carece de cualquier valor cronoestratigráfico. La flora fósil no es escasa, si bien suele estar mal conservada. Cabe señalar la existencia, en ciertos sectores, de abundantísimos restos silicificados de troncos, evidencia del desarrollo de pequeños bosques.

GAVALA (1927) reseña las especies siguientes: *Odontopteris brardii* Brongniart, *Sphenophyllum alatifolium* Renault, *Callipteridium gigas* (Gutbier) Weiss, *Asterophyllites equisetiformis* (Schloteim) Brongniart, *Annularia stellata* (Schloteim) Wood, *Walchia piniformis* (Schloteim), *Walchia imbricata* Schimper, *Walchia hynoides* Brongniart. La abundancia de *Walchia* le llevó a proponer una edad pérmica para estos materiales.

SIMON (1951) recogió también restos de flora, a partir de la cual propuso una edad autuniense para la parte alta de la secuencia del Viar, atribuyendo al Estefaniense Superior la parte baja.

Los datos más completos corresponden a BROUTIN (1981). Este autor ha estudiado especialmente la microflora, señalando: *Calamospora* sp., *Calamospora pedata* Kosanke, *Granulatisporites* sp., *Verrucosisporites* sp., *Crassispora plicata* Peppers, *Florinites* sp., *Florinites florini* Imgrund, *Florinites* cf. *diver-*

*siformis* Kosanke, *Wilsonites* sp., *Cordaitina* sp., *Crusisaccites* sp., *Densipollenites* sp., *Potoniaisporites bhardwaji* Remy, *Potoniaisporites* sp., cf. *Schenringipollenites barakarensis* Tiwari cf. *Limitisporites* sp., *Protohaploxy-pinus* sp., cf. *Vestigisporites* sp., *Striatopodocarpites* sp., *Platysaccus* sp., *Hamiapollenites* sp. type *H. bullaeformis*, *Cycadopites* sp., *Gnetaceapollenites punctatus* Venkatachala & Kar. Esta asociación es, según BROUTIN, del Autuniense.

Otros afloramientos de materiales del Autuniense aparecen en la región de Guadalcanal-San Nicolás del Puerto (SIMON, 1950; JONGMANS y MELENDEZ, 1965; BROUTIN, 1974), aunque MINGARRO (1962) atribuyó varios de estos afloramientos al Estefaniense.

#### 4. AMBIENTE DE LA SEDIMENTACION

Los materiales dominantes presentan una facies típica de «capas rojas», con abundantes niveles de conglomerados. Sus características corresponden a las de una sedimentación fluvial, con tramos de mayor energía (tramos conglomeráticos) y otros que parecen representar un ambiente principal de llanura de inundación con desarrollo de charcas muy someras, pero extensas ( $M_4$  y  $M_5$ ). El carácter local de los conglomerados sugiere que habría numerosas corrientes laterales de corto recorrido que aportarían detritus de los relieves adyacentes. El color rojizo denota un ambiente sedimentario bien oxigenado en el que la hematites, que habría llegado mediante el lavado de suelos rojos, seguiría siendo estable. El clima más probable sería cálido, con estaciones alternantes lluviosas y secas (MILLOT et al., 1961); desde luego, cabe excluir un clima húmedo, ya que la frescura de los cristales detríticos es incompatible con una lateritización, y tampoco parece adecuado un clima desértico, en vista de la falta de evaporitas y las evidencias de cierta abundancia de vida vegetal.

La unidad  $M_2$  se distingue netamente del resto. Su color gris y su composición litoló-

gica, de grano comparativamente fino y con lentejones calizos y vetillas carbonosas, sugieren un ambiente lacustre. Las estructuras sedimentarias primarias de los metros superiores de esta unidad señalan una actividad hidrodinámica acusada que podría corresponder a un medio de borde de lago o incluso de playa (GABALDON, com. pers.), si bien esto último es menos probable, ya que faltan rasgos de sedimentación marina.

#### 5. ENTORNO GEOLOGICO DE LA CUENCA DEL VIAR

Los materiales de la cuenca del Viar no están afectados por ninguna fase de plegamiento, aunque la acción tardía del cabalgamiento del borde oriental ha causado un fuerte arrastre de los estratos. Más aún, puede decirse que estos materiales sellan la etapa principal del cizallamiento frágil que aparece bien desarrollado en el límite entre Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa (SIMANCAS, 1983); en la figura 1 se puede observar cómo la falla sinistorsa del embalse del Cala, cuyo salto en dirección es de unos 5 kilómetros, está fosilizada por los materiales del Viar, los cuales sólo registran un tardío salto en buzamiento de pequeña magnitud. En el mismo sentido se puede añadir que las diabasas intruidas en la región de Castilblanco (inmediatamente al oeste de la cuenca), aprovechando las fracturas del cizallamiento señalado, aparecen como cantos en conglomerados del Viar.

La cuenca se sitúa exactamente en el límite entre la Zona Sudportuguesa (al oeste) y la de Ossa Morena (al este), habiéndose nutrido de ambas fuentes; la naturaleza de este límite debe ser compleja, pero en cualquier caso parece clara la importancia del cizallamiento frágil ya referido. Así, la cuenca se habría instalado a favor de este tipo de fracturas; a través de ellas habrían surgido los basaltos que se localizan principalmente en la base de la secuencia, y el juego de una o varias de estas fallas habría

sido la causa del dispositivo de semigraben que parece deducirse del análisis litoestratigráfico. Con posterioridad, tuvo lugar un último momento compresivo, reflejado en la reactivación, como cabalgamiento, de fracturas de origen anterior: escamas del borde norte y falla inversa del borde oriental (fig. 1).

Salvo por esa última reactivación, la cuenca del Viar es totalmente postectónica, al igual que los materiales de la misma edad de la región de Guadalcanal. Sin embargo, conviene comentar finalmente el hecho, bien establecido en los últimos años, de la existencia en Ossa Morena de otras cuencas postectónicas cuya edad es bastante más antigua, Carbonífero Inferior (WAGNER, 1978, y GARROTE y BROUTIN, 1979): siendo los materiales del Carbonífero Inferior preectónicos en unos sitios y postectónicos en otros, cabe imaginar para el SO ibérico que la deformación se concentraría en determinadas bandas respetando otras; estos últimos sectores quedarían estabilizados muy tempranamente.

#### BIBLIOGRAFIA

- BROUTIN, J. (1974).—«Découverte de l'Autunien dans le bassin de Guadalcanal (Nord de la province de Seville, Espagne du Sud)». *C. R. Acad. Sc. Paris, Série D*, 278, 1709-1710.
- BROUTIN, J. (1981).—«These», Université de Paris-VI, décembre 1981.
- GARCIA MONZON, G., y JEREZ, F. (1974).—«Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 MAGNA. Hoja número 919: Almacén de la Plata».
- GARCIA SINERIZ, J. (1944).—«Investigación sísmica en la cuenca del Viar». En *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 Benajarafe (Province de Cordoue, Espagne). Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques». *104 Congr. Nat. Soc. Sav.*, 1, 175-184.
- GAVALA, J. (1927).—«Memoria correspondiente a la Hoja de Castilblanco». *Bol. IGME*, t. XLIX, 1-79.
- JONGMANS, W. J., y MELENDEZ, B. (1956).—«Contribución al conocimiento de la flora carbonífera del SO de España». *Estudios Geológicos*, 29-30.
- MARTIN ESCORZA, C., y RIVAS, A. (1975).—«Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 MAGNA. Hoja número 940: Castilblanco de los Arroyos».
- MINGARRO, F. (1962).—«Estudio del Carbonífero del norte de la provincia de Sevilla». *Bol. Geol. Min.*, 73, 489-599.
- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E., y SIEVER, R. (1972).—«Sand and sandstone». *Springer Verlag*, Berlín, 618 páginas.
- SANZ, T., y LEDESMA, F. (1975).—«Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 MAGNA. Hoja núm. 941: Ventas Quemadas».
- SIMANCAS, J. F. (1983).—«Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa». *Tesis doctoral. Univ. Granada*, 439 pp.
- SIMANCAS, J. F., y RODRIGUEZ GORDILLO, J. F. (1980).—«Magmatismo basáltico hercínico tardío en el NW de Sevilla». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 11, 49-60.
- SIMON, W. (1951).—«Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien)». *Abh. Senckenb. Naturf. Ges.*, 485, 31-52.
- WAGNER, R. H. (1978).—«The Valdeinfierno sequence (prov. Córdoba): its tectonic, sedimentary and floral significance». *Ann. Soc. Geol. Nord.*, 98, 59-66.



# EL BATOLITO DE LOS PEDROCHES EN LA TRANSVERSAL DE ESPARRAGOSA DE LA SERENA (BADAJOZ)

A. Arriola (\*\*), E. Eguiguren (\*) y A. Garrote (\*)

## RESUMEN

En esta transversal el batolito de Los Pedroches intruye en materiales del Paleozoico Medio y Superior. Entre Zalamea y Esparragosa de la Serena aflora una sucesión volcanoclástica compuesta por tobas y epiclastitas andesíticas, y cineritas, tobas y aglomerados ácidos, en contacto con diversas facies petrográficas del batolito y con evidencia de haber sufrido efectos de metamorfismo de contacto. Esta sucesión puede atribuirse al Carbonífero Inferior.

Entre las rocas plutónicas del batolito se han diferenciado dioritas, gabros, granodioritas con ortopiroxeno, granodiorita biotítica, granodioritas porfídicas y granitos, intruidos de forma sucesiva.

Al sur del batolito afloran cuerpos de rocas graníticas y dioríticas con una marcada deformación cataclástica.

## 1. INTRODUCCION

Geológicamente el Valle de la Serena se sitúa dentro del Macizo Ibérico y más concretamente en el Batolito de Los Pedroches (figura 1). Este batolito, que se extiende desde la depresión del Guadiana a la del Guadalquivir, está constituido, en la transversal de Esparragosa, por rocas ígneas diversas, desde gabros a granitos.

Los materiales encajantes, sobre los que se desarrolla una aureola de metamorfismo, son, en la transversal estudiada, sedimentarios, volcánico-sedimentarios e ígneos.

Como únicos antecedentes sobre el área hay que citar la Hoja geológica 1:50.000, número 831, de Zalamea de la Serena (SANCHEZ

CELA y GABALDON, 1974) y el trabajo de PROST-DAME (1980).

## 2. ROCAS IGNEAS

El Batolito de Los Pedroches en la transversal estudiada está compuesto por gabros y dioritas, granodioritas con ortopiroxeno, granodioritas y granitos; este conjunto de rocas plutónicas está cortado por rocas filonianas de composición variada.

### Gabros y dioritas

Son manifestaciones de extensión reducida aflorantes al SO de Zalamea; intruyen en las rocas encajantes del batolito y se distribuyen irregularmente a modo de enclaves dentro de la granodiorita de Zalamea (fig. 2).

(\*) Departamento de Geología, Universidad del País Vasco.

### Situación del área estudiada.

Transversal de Esparragosa de la Serena del Batolito de Los Pedroches.



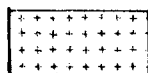
CUATERNARIO



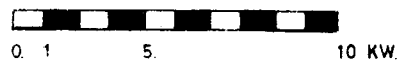
PALEOZOICO



PRECAMBRICO



GRANITOS



0. 1 5. 10 KW.

1. QUINTANA DE LA SERENA.
2. CASTURERA.
3. BENQUERENCIA DE LA SERENA.
4. MALPARTIDA DE LA SERENA.
5. HIGUERA DE LA SERENA.
6. ZALAMEA DE LA SERENA.
7. ESPARRAGOSA DE LA SERENA.
8. MONTERRUBIO DE LA SERENA.

Figura 1

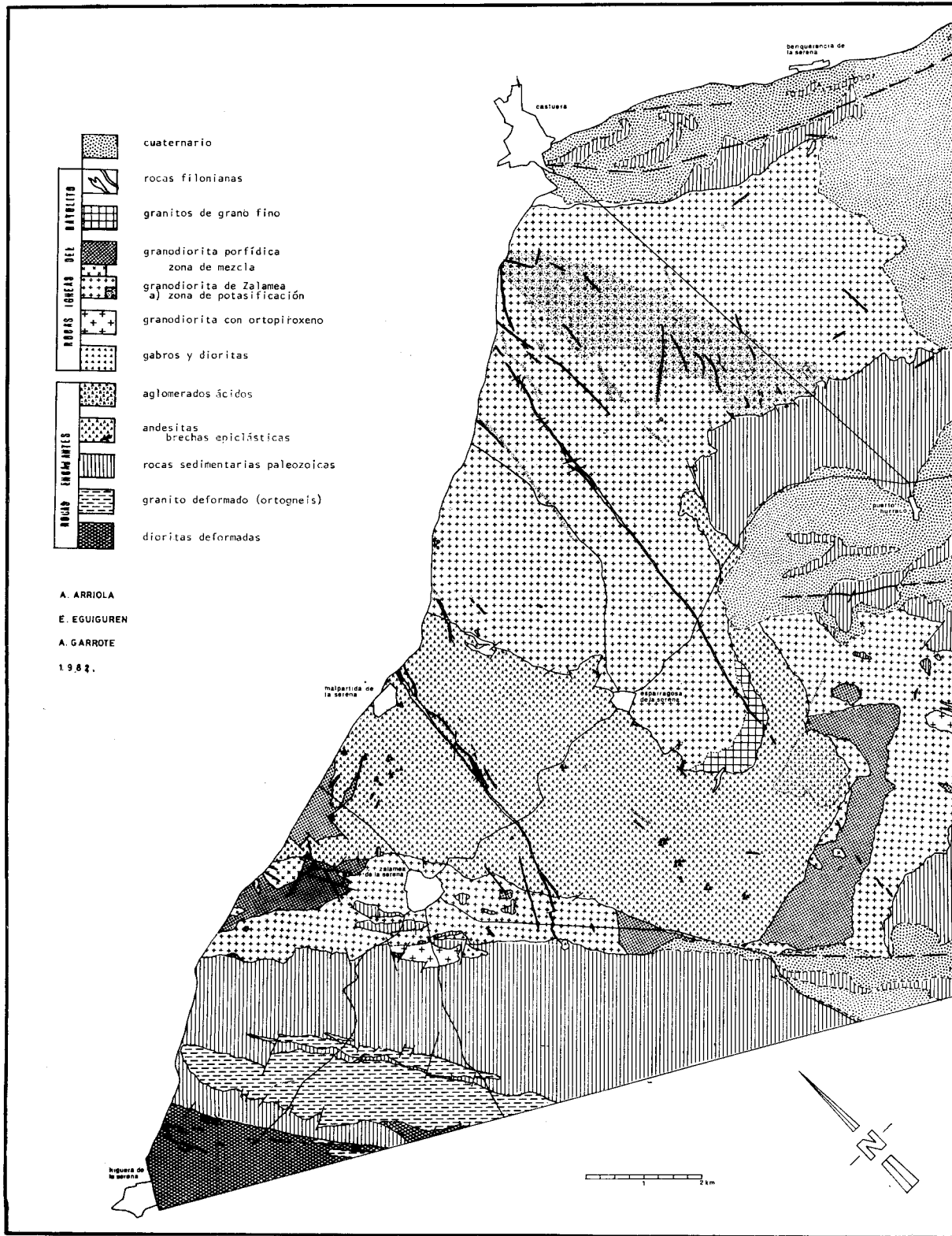


Figura 2

### *Las dioritas*

Están compuestas por anfíbol marrón idiohipidiomorfo (uralítico), plagioclasa (andesina) y restos de piroxeno en anfíbol como componentes mayoritarios; apatito, cuarzo, esfena y hornblenda verde son accesorios. La textura es holocristalina, heterométrica, de grano medio a fino.

### *Los gabros*

Son rocas en avanzado estado de alteración. Mineralógicamente están compuestas por piroxeno augítico (con texturas de desmezcla) y plagioclasas cálcicas muy alteradas como mayoritarios; como accesorios son abundantes esfena, apatito y opacos; actinolita y hornblenda (procedentes del piroxeno), cuarzo y feldespato potásico (intersticiales) son escasos.

La alteración es importante, con neoformación de sericita, clorita y óxidos. En la figura 3 A se ha representado la proyección de dos muestras de este tipo de roca en un diagrama Q.A.P. Las dioritas están ligeramente deformadas; en los gabros no se observa ningún efecto de deformación.

### **Granodioritas con ortopiroxeno**

Se han cartografiado dos afloramientos, uno al SO de Zalamea y otro al SE del área estudiada (fig. 2).

Son rocas de grano fino-medio muy compactas y de color oscuro.

Su mineralogía la forman: plagioclasas, macladas y zonadas; feldespato potásico; cuarzo; biotita y piroxeno rómbico (hiperstena), parcialmente transformado en anfíbol uralítico. Como accesorios contienen apatito, circon, allanita, turmalina, esfena y opacos. Se ha representado varios contajes modales de estas rocas en el diagrama Q.A.P. de la figura 3 B.

La textura es holocristalina, ligeramente heterométrica, de grano medio a fino; las plagioclasas son idiohipidiomorfas; feldespato

y cuarzo son xenomorfos; no son raras las texturas mirmequíticas y pertíticas.

La presencia de piroxeno rómbico en rocas granodioríticas al N de esta región ha sido citada por BARRERA (1974).

En el afloramiento del SO de Zalamea, las rocas con ortopiroxeno afloran junto a rocas básicas y en contacto con materiales pelíticos ricos en alúmina.

### **3. GRANODIORITA DE ZALAMEA**

Constituye el tipo más abundante en esta transversal del Batolito.

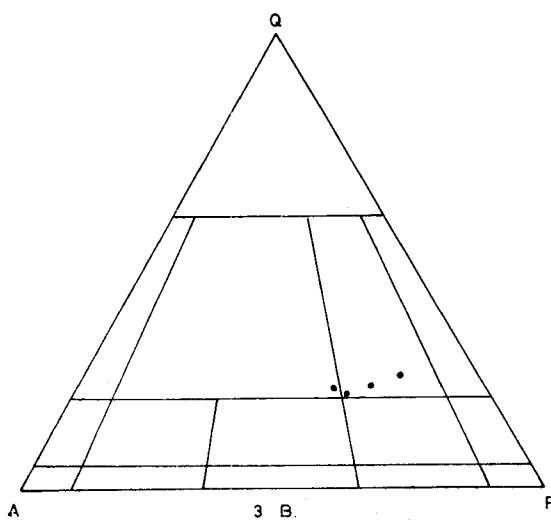
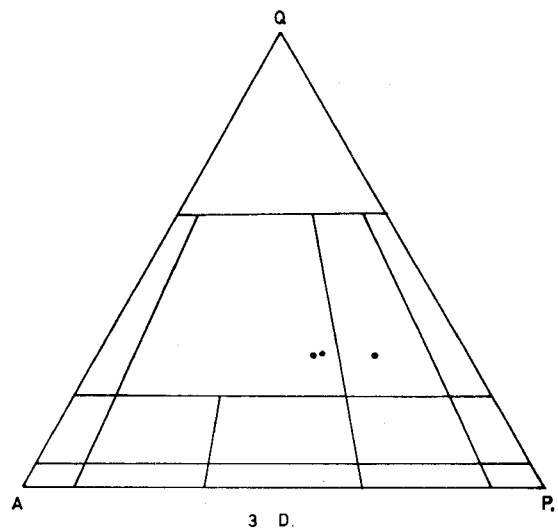
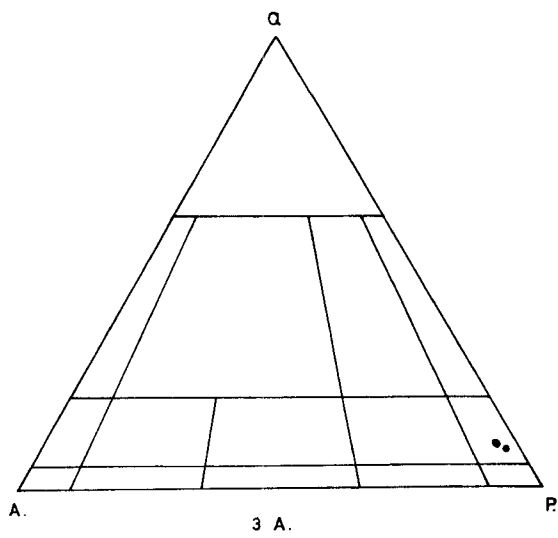
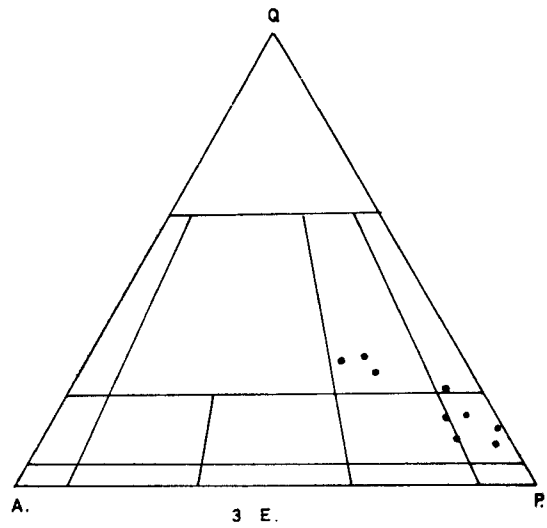
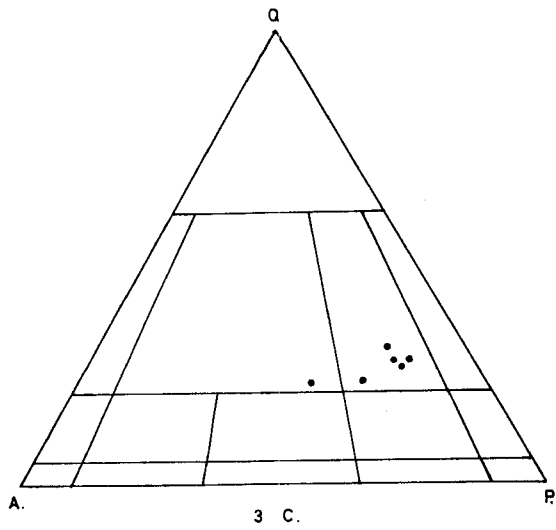
Es una roca grisácea y compacta. Su mineralogía viene dada por cuarzo intersticial; feldespato potásico; plagioclasa (oligoclasa); biotita (parcialmente cloritizada) y anfíbol uralítico (hornblenda), que ocasionalmente alberga restos de piroxeno monoclinico (figura 3 C).

La textura es holocristalina, ligeramente heterométrica de grano medio. Las plagioclasas, ligeramente mayores que el resto de los minerales, son idiohipidiomorfas; el cuarzo y el feldespato potásico son xenomorfos. Se observan algunas texturas pertíticas.

Estas rocas presentan un diaclasado de espaciado métrico según varias direcciones que han sido aprovechados en fases tardimagmáticas para el emplazamiento de diques aplíticos. Son muy abundantes los enclaves de rocas microgranudas (con formas redondeadas) y rocas metamórficas (corneanas, de contornos angulosos). Aunque en escaso número, existen gabarros y ligeras diferencias del tamaño de grano.

Es de destacar la existencia de una importante zona de alteración de la granodiorita de Zalamea (fig. 2). Esta zona se halla afectada por fracturas rellenas posteriormente de cuarzo hidrotermal de escasa potencia y extensión longitudinal, a través de las cuales suponemos que ha progresado la alteración.

El aspecto que presenta aquí la granodiorita es diferente al resto de los afloramientos. Es una roca homogénea de grano medio, con



DIAGRAMAS Q A P DE DIFERENTES FACIES  
PETROGRAFICAS DEL BATOLITO DE LOS PEDROCHES  
EN LA TRANSVERSAL DE ESPARRAGOSA DE LA SERENA.

- 3 A. GABROS.
- 3 B. GRANODIORITAS CON ORTOPIROXENO.
- 3 C. GRANODIORITA DE ZALAMEA.
- 3 D. GRANITO DE GRANO FINO.
- 3 E. GRANODIORITA PORFÍDICA.

Figura 3

feldespatos de tonos rojizos y blancos, atravesada por numerosos filoncillos de cuarzo que presenta agregados verdosos de cloritas, procedentes de la alteración de melanocratos, y epidota como producto de alteración hidrotermal.

Mineralógicamente son similares a la granodiorita de Zalamea s.s., excepción hecha de la mayor cantidad en productos de alteración (clorita, sericita, moscovita y epidota). Los productos de transformación de biotita son comunes; destacan esfena, epidota, óxidos y menas. También hay feldespato potásico resultante de la feldespatización de plagioclasas. Asimismo se han detectado zonas microgranudas donde los restos de piroxeno monoclinico se hacen más abundantes.

### **Granito de grano fino**

Es una fase tardía de la etapa magmática que forma la granodiorita de Zalamea; sus asomos están restringidos a los bordes o contactos de la granodiorita con el encajante (figura 2).

El aspecto de esta roca es particular; se diferencia de la granodiorita por sus tonos más claros, así como por su tamaño de grano más fino.

La mineralogía más común (fig. 3 D) es la siguiente: plagioclasa maclada y zonada, feldespato potásico, cuarzo intersticial y biotita. Como accesorios aparecen apatito, circón, rutilo (asociado a biotita en crecimientos epitáxicos) y opacos. Sericita de plagioclasa; clorita de biotita y moscovita de feldespatos y biotita son secundarios. Además hay que destacar los productos de reacción de biotita, como óxidos, opacos, epidota, esfena y feldespato potásico.

La textura de estas rocas es granuda, holocristalina, homométrica o ligeramente heterométrica (debido al tamaño de plagioclasas, medio-fino), con hábitos idiomorfos en plagioclasas, xenomorfos en cuarzo y feldespato potásico e hipidiomorfos en biotita. Son frecuentes las texturas pertíticas en feldespatos.

Las relaciones temporales y espaciales de

estas rocas de composición granítica con la granodiorita de Zalamea son de dos tipos: un tipo claramente intrusivo, representado por dos afloramientos en forma de diques. El otro tipo (localizado al sur de la carretera de Esparragosa a Monterrubio de la Serena) aparece como una facies de borde de la granodiorita.

Estos materiales tienen en común tanto sus texturas como su mineralogía.

Todo parece indicar que estas rocas son producto de la cristalización de un magma residual formado en una etapa tardía de la intrusión del magma granodiorítico.

### **Granodiorita porfídica**

Bajo la denominación de granodiorita porfídica se han agrupado rocas en las que se observan todos los tipos intermedios entre granodioritas con tendencia porfídica y porfidos granodioríticos (cuadro 1).

El aspecto de la muestra de mano de los dos tipos extremos de este conjunto muestra ciertas diferencias. La granodiorita de tendencia porfídica es de color grisáceo y más fino que la granodiorita de Zalamea, y aspecto ligeramente heterométrico. El otro tipo extremo presenta un aspecto muy diferente; es de color oscuro y se observa netamente el carácter porfídico. Entre estos dos tipos se establecen, a pequeña y gran escala, pasos graduales marcados por todos los posibles tipos intermedios. Es de destacar el hecho de que el carácter porfídico de estas rocas se hace más acusado en la proximidad de los materiales encajantes. Este hecho nos permite recurrir a diferencias de velocidad de enfriamiento para explicar los diferentes grados en el carácter porfídico de estas rocas.

La composición mineralógica comprende como fenocristales, plagioclasas zonadas y macladas; biotita, cuarzo, anfíbol (hornblenda ± actinolita), piroxeno monoclinico y feldespato potásico. La matriz es microgranuda y está compuesta sobre todo por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol.

Entre los minerales accesorios se encuentran: apatito, circón, rutilo y menas.

Como minerales de alteración aparecen: sericita de plagioclasa, óxidos, clorita y biotita.

La textura de estas rocas es porfídica con fenocristales idiomorfos-hipidiomorfos de tamaño de grano medio, incluidos en una matriz microgranular. En los tipos de granodiorita con tendencia porfídica, la textura de la roca no es claramente porfídica, se trata más bien de una roca heterométrica con carácter bimodal.

De la comparación de los aspectos petrográficos de las rocas, agrupadas bajo la denominación de «granodioritas porfídicas», se deduce que las variaciones en el porcentaje modal del feldespato potásico, y en consecuencia variaciones en la composición modal de la roca, están directamente relacionadas y dependen del carácter porfídico de la roca. Cuanto más acusado es el carácter porfídico, el porcentaje modal del feldespato potásico es más bajo (cuadros 1 y 2).

CUADRO 1

Mineralogía de los distintos tipos de «granodiorita porfídica». Fn, Fenocristales, Acc, Accesorios, y Mx, matriz

MINERALES	PORFIDOS GRANODIORITICOS			PORFIDOS INTERMEDIOS			GRANODIORITA PORFIDICA		
	Fn	Acc	Mx	Fn	Acc	Mx	Fn	Acc	Mx
Plg	.....		.....	.....		.....	.....		.....
Bt	.....		.....	.....		.....	.....		.....
Qz	.....		.....	.....		.....	.....		.....
Anfíbol	.....		.....	.....		.....	.....		.....
Pirox	.....		.....	.....		.....	.....		.....
FdK	.....		.....	.....		.....	.....		.....
Apatito	.....	.....		.....	.....		.....	.....	
Rutilo	.....	.....		.....	.....		.....	.....	
Allanita	.....	.....		.....	.....		.....	.....	
Circón	.....	.....		.....	.....		.....	.....	
Turmalina	.....	.....		.....	.....		.....	.....	
Menas	.....	.....		.....	.....		.....	.....	

CUADRO 2

Análisis modales de los tipos de «granodiorita porfídica»

	Muestra	Qz	FdK	Plg	Anf	Mx	Bt	Px	Acc	Fdk/Plg
FACIES	321	3,27	0,95	29,85	3,27	54	8,65			0,03
MAS	322	4,79	0,34	31,5	9,68	40,66	12,9		0,087	0,001
PORFIDICA	338	2,4	0,25	40,92	0,77	39,89	9,20	6,10	0,42	0,006
	848	7,04	2,7	35,08	4,09	40	10,9		0,16	0,07
INTER-	717	8,95	2,84	30,26	2,76	41,56	13,42	0,081		0,09
MEDIOS	772	5,51	3,12	26,9	5,92	49,95	8,48		0,082	0,11
	775	3,54	3,28	28,26	3,63	53,84	7,26		0,17	0,11
FACIES	744	23,89	20,43	42,33	0,51		12,38		0,43	0,48
MENOS	838	23,16	15,44	44,18	2,9		14,04		0,18	0,34
PORFIDICA	463	20,08	14,64	45	3,07		17,19			0,32

## Zonas de mezcla

La intrusión de numerosas apófisis de granodiorita porfídica en la granodiorita de Zalamea nos ha obligado a diferenciar una zona de mezcla (fig. 2) con estructura «agmatítica».

## Rocas filonianas

Una de las características generales del Batolito de Los Pedroches es el relleno final de fracturas, con presencia de diques de rocas filonianas de composición variada.

En la transversal de Esparragosa de la Serena la mayoría de estos diques son de composición ácida (aplitas, diques de cuarzo), aunque se han tomado muestras de diques microgranudos de composición intermedia, y otros, más escasos, lamprofídicos.

## 4. ROCAS ENCAJANTES

Las rocas encajantes del Batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa son de origen sedimentario, vulcanosedimentario e ígneo. Estas rocas se encontraban estructuradas previamente a la intrusión y muestran claras evidencias de haber sufrido metamorfismo de contacto.

Se ha establecido una secuencia estratigráfica de aquellos materiales sedimentarios, aflorantes en la zona estudiada.

De más antiguo a más moderno, las características de la serie son:

- Cuarzitas blanquecinas en bancos de 10 a 1 m., con intercalaciones de pizarras oscuras (se han observado *ripples* y *crucianas*).
- Cuarzitas grises y pizarras arenosas, en las que se diferencian tres tramos: el inferior, formado por cuarcitas grises en bancos centimétricos, con pizarras intercaladas; el intermedio, con cuarcitas grises en bancos decimétricos, y el superior, de características similares al más bajo.

- Argillitas y limolitas con intercalaciones relativamente importantes de rocas vulcanosedimentarias.
- Pizarras oscuras con finos lechos arenosos e intercalaciones carbonatadas.
- Microconglomerados y areniscas arcóscicas, con intercalaciones conglomeráticas lentejonares.

Además de la secuencia estratigráfica descrita en la transversal estudiada, existen cuerpos ígneos cuyo emplazamiento tuvo lugar antes de la fase de plegamiento que genera la esquistosidad más manifiesta y que forman parte del encajante de las rocas ígneas (el Batolito), habiendo sido deformados conjuntamente con los materiales sedimentarios.

Se han diferenciado tres grupos importantes:

- Cuarzodioritas y dioritas deformadas.
- Granitos deformados (ortogneises).
- Complejo volcánico andesítico-riolítico.

### 4.1. CUARZODIORITAS Y DIORITAS DEFORMADAS

A escala macroscópica se encuentran dos tipos texturales diferentes.

El primero corresponde a una roca plutónica deformada de grano medio, con plagioclasa y melanocratos (esencialmente anfíbol) deformados. Muestra una esquistosidad N 150 E subvertical o buzante al SO. Es frecuente encontrar zonas de brechificación con fuerte reducción del tamaño del grano.

El segundo tipo textural corresponde a rocas muy esquistosas de grano fino. Son rocas miloníticas en relación con bandas de deformación N 150 E. Proceden de rocas como las del primer tipo, pero con una deformación cataclástica más intensa.

El conjunto de las dioritas y cuarzodioritas deformadas se encuentran atravesadas por apófisis ácidas y básicas de reducida potencia, igualmente deformadas.

Las cuarzodioritas están compuestas esencialmente por plagioclasa (oligoclasa-andesina), anfíbol (hornblenda-actinolita), que proce-



de en gran parte de piroxeno monoclinico (augita) uralitizado y cuarzo intersticial. Como accesorios se han reconocido biotita, apatito, menas opacas y rutilo. Los minerales de alteración (sericita, clorita, epidota, calcita) son relativamente abundantes.

Originalmente, la roca presentaría una textura subofítica, holocristalina, de grano medio, ligeramente heterométrica. Actualmente los minerales presentan síntomas de deformación (maclas dobladas, extinción ondulante, fracturación, etc.). Algunos de ellos están removilizados posteriormente en fracturas.

Las dioritas apenas poseen cuarzo y su mineralogía está compuesta por plagioclasas (muy alteradas), hornblenda marrón (kaersutita), hornblenda verde uralítica y piroxeno (augita) no siempre presente, pero a veces abundante. Entre los accesorios destaca el apatito, que en ocasiones puede llegar a superar el 5 por 100, en cristales muy alargados.

La textura original sería ofítica, holocristalina, de grano medio, con cierta heterometría y dominio de los cristales hipidiomorfos.

Las rocas que han sufrido mayor deformación son milonitas (según la terminología de HIGGINS, 1971) con porfiroclastos redondeados de hasta 2 mm., monocristalinos o de fragmentos de roca. Los porfiroclastos suponen un 35 por 100 de la roca. La mesostasis, de grano muy fino, presenta texturas de fluación y se componen de anfíbol, cuarzo, feldespatos y minerales de alteración.

#### 4.2. GRANITOS DEFORMADOS

Se trata de granitos de grano grueso, deformados.

Mineralógicamente, están compuestos por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita. Los accesorios son: apatito y circón, y como productos de alteración se han reconocido sericita, epidota, clorita, óxidos y opacos.

La textura de la roca es gneísica, con porfiroclastos de feldespato perítico de hasta 5 cm., alargados, deformados y rodeados por una mesostasis de color verdoso compuesta por cuarzo, biotita-clorita y feldespatos granulados.

El cuarzo presenta estiramiento y extinción ondulante y con frecuencia ha recrystalizado en agregados granoblásticos. Las plagioclasas están alteradas y deformadas (fracturadas y dobladas).

La biotita está reorientada, doblada y en parte cloritizada.

Aunque en conjunto se trate de una roca homogénea en tamaño de grano, deformación y mineralogía, hacia los bordes se localiza una estrecha banda de grano más fino. En algunos puntos se han detectado zonas de trituración tardía.

La esquistosidad definida por el alargamiento de los porfiroclastos feldespáticos y la orientación de la mesostasis, tiene una dirección N 150 E, vertical o buzante al SO.

#### 4.3. EL COMPLEJO VOLCANICO ANDESITICO-RIOLITICO

Está compuesto esencialmente por rocas andesíticas, lávicas y volcanoclásticas. Las rocas ácidas corresponden a intercalaciones decimétricas de tobas y cineritas ácidas en andesitas y aglomerados ácidos restringidos al techo del complejo.

*Las andesitas.* Son la litología dominante. Su mineralogía comprende: plagioclasa y anfíbol (como fenocristales y en la matriz) como principales componentes, y circón, ilmenita y apatito como accesorios. En algunas muestras se han observado algunos fenocristales de biotita. Los componentes secundarios habituales son epidota, sericita, clorita, carbonatos y óxidos.

La textura es porfídica fluidal, con un porcentaje de fenocristales variable, en una matriz microcristalina.

La plagioclasa (oligoclasa-andesina) está maclada y zonada, en proporción del 10 al 30 por 100 del total de la roca. Su tamaño oscila entre 1 y 3 mm. Presentan un estado de alteración avanzado y efectos de potasificación.

El anfíbol se encuentra en proporción del 13 al 18 por 100. Están presentes hornblenda verde y/o hornblenda marrón pseudomorfizadas a actinolita y biotita en grado variable.

**Vulcanoclásticas.** Las rocas vulcanoclásticas se han reconocido en diversos puntos de la zona; aunque las relaciones con las andesitas no han podido establecerse con claridad parece tratarse de una sucesión donde se alternan niveles lávicos y niveles vulcanoclásticos; en estos últimos los fragmentos son en su práctica totalidad de composición andesítica.

Las estructuras observadas son laminaciones paralelas y oblicuas y granoselección. Los materiales más finos tienen clastos de milimétricos a centimétricos, pero hay tramos brechoides con clastos angulosos decimétricos.

Se puede considerar a estos materiales como rocas epiclásticas derivadas de la erosión, posiblemente simultánea o ligeramente tardía respecto de la efusión de las coladas andesíticas. Esta erosión, por las estructuras observadas, tendría lugar en un medio acuoso somero.

Los fragmentos de roca tienen la misma composición que las andesitas.

Los clastos menores son cristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo.

**Los aglomerados.** Sólo se han localizado en un afloramiento bastante erosionado. Apparentemente, se sitúan sobre los materiales andesíticos.

Las muestras recogidas corresponden a aglomerados de rocas volcánicas ácidas, en origen vítreos.

Los materiales del complejo volcánico andesítico-riolítico no son comunes a escala regional y únicamente parecen correlacionables con los descritos por GARROTE y SANCHEZ CARRETERO (1983). Si se admite esta correlación, su edad sería Carbonífero Inferior-Medio, y se desarrollarían sobre una sucesión lutítica del Carbonífero Inferior.

PEREZ-LORENTE (1980) también cita episodios de vulcanismo ácido y básico al SO del Batolito de Los Pedroches, pero de menor entidad.

Al N de la provincia de Córdoba, a complejos volcánicos semejantes, se asocian yacimientos de hematites y sulfuros complejos

(BAEZA-ROJANO et al., 1978, y BAEZA-ROJANO et al., 1981).

## 5. METAMORFISMO

El conjunto de rocas ígneas del Batolito de Los Pedroches desarrolla una aureola de metamorfismo sobre los materiales encajantes. Es la sucesión sedimentaria la que muestra, más visiblemente, efectos metamórficos y, en especial, las rocas pelíticas y vulcanoclásticas de grano fino. Las rocas ígneas apenas si han sufrido una ligera recristalización.

Las paragénesis observadas indican condiciones de metamorfismo de grado medio en el contacto y que disminuye al alejarse éste.

Conviene destacar que, con claridad, el metamorfismo de contacto afecta a materiales del complejo volcanosedimentario andesítico-riolítico.

## BIBLIOGRAFIA

- BARRERA, J. L. (1974).—«El stock granodiorítico con hiperstena de Garlitos y el problema charnoquítico». *Bol. Geol. y Min.*, 85-86.
- BAEZA-ROJANO, L. J.; RUIZ GARCIA, C., y RUIZ MONTE, M. (1978).—«Presencia de formaciones vulcanosedimentarias y mineralizaciones de hierro asociadas en el eje magmático la Coronada-Villaviciosa (Córdoba)». *Bol. Geol. y Min.*, 89, pp. 431-437.
- BAEZA-ROJANO, L. J.; RUIZ GARCIA, C.; RUIZ MONTE, M., y SANCHEZ, A. (1981).—«Mineralización exhalativo-sedimentaria de sulfuros polimetálicos en la Sierra Morena Cordobesa (España)». *Bol. Geol. y Min.*, 92, pp. 203-216.
- GARROTE, A., y SANCHEZ CARRETERO, R. (1983).—«Materiales volcánico clásticos en el Carbonífero inferior, al S-SW de Villaviciosa de Córdoba (Zona de Ossa Morena)». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69-2, 249-257.
- PEREZ LORENTE, F. (1980).—«El conjunto volcánico de edad Carbonífero inferior del sur de Los Pedroches (Sierra Morena)». *Temas Geol. y Min.*, 4, pp. 203-210.
- PROST-DAME, V. (1980).—«Géologie et géologie de la région de Castuera, Province de Badajoz (Espagne)». *Thèse de 3.<sup>er</sup> Cycle, Univ. de Paris-Sud, Centr. d'Orsay*, 288 pp.
- SANCHEZ CELA, V., y GABALDON, V. (1974).—«Hoja 1:50.000 núm. 831 (Zalamea de la Serena) del Mapa Geológico de España (MAGNA)». *Inst. Geol. y Min.*, p. 28.

# EL BATOLITO DE LOS PEDROCHES EN LA TRANSVERSAL DE VILLANUEVA DE CORDOBA

A. Garrote (\*), R. Sánchez-Carretero (\*) y F. Tijero (\*)

## RESUMEN

En esta transversal se ha establecido la intrusión sucesiva de cuatro tipos de granitoides: Granodiorita con biotita, granito biotítico porfídico de grano grueso, granito biotítico porfídico de grano fino y granito moscovítico. En los alrededores de Villanueva de Córdoba existen, además, gran número de diques con potencia

métrica a hectométrica, de dirección N 130 E, de composición granítica y en general con megacrystales de feldespato potásico de varios centímetros. Asimismo, son frecuentes los diques de naturaleza intermedia en la mitad sur del batolito y escasos los de aplitas, pegmatitas y riolíticos.

## 1. INTRODUCCION

El área estudiada se sitúa al norte de la provincia de Córdoba, próxima al límite de la provincia de Ciudad Real (fig. 1). Comprende una transversal del Batolito de Los Pedroches a la altura de Villanueva de Córdoba, donde los afloramientos alcanzan una anchura superior a 25 kilómetros.

Las diversas intrusiones que constituyen el Batolito encajan globalmente en materiales pelítico-arenosos del Viseense Superior «culm de Los Pedroches» (ver PEREZ-LORENTE, 1977).

En el presente trabajo se ha realizado la cartografía geológica de las diferentes facies ígneas aflorantes, el estudio de sus características petrográficas y se ha establecido la sucesión de intrusiones.

(\*) Departamento de Geología (Petrología), Facultad de Ciencias. Bilbao.

No existen trabajos previos que aporten datos concretos sobre este área. Referencias muy generales sobre el Batolito de Los Pedroches se pueden encontrar en ARRIBAS (1978), MARQUEZ TRIGUERO (1966), OVT-RACHT et TAMAIN (1973), PEREZ-LORENTE (1977), etc. Sobre sectores situados al E de Villanueva se han realizado algunos trabajos de cierto detalle: MARTIN RAMOS (1973), MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ GALLEGO (1975), HERTRICH (1980), ERASO (1980) y ERASO y GARROTE (en prensa).

## 2. SECUENCIA DE INTRUSIONES

En base a criterios cartográficos (fig. 2), se ha establecido que las diferentes rocas ígneas del Batolito se han emplazado de más antigua a más moderna, como sigue: granodiorita, granito porfídico de grano grueso, granito por-

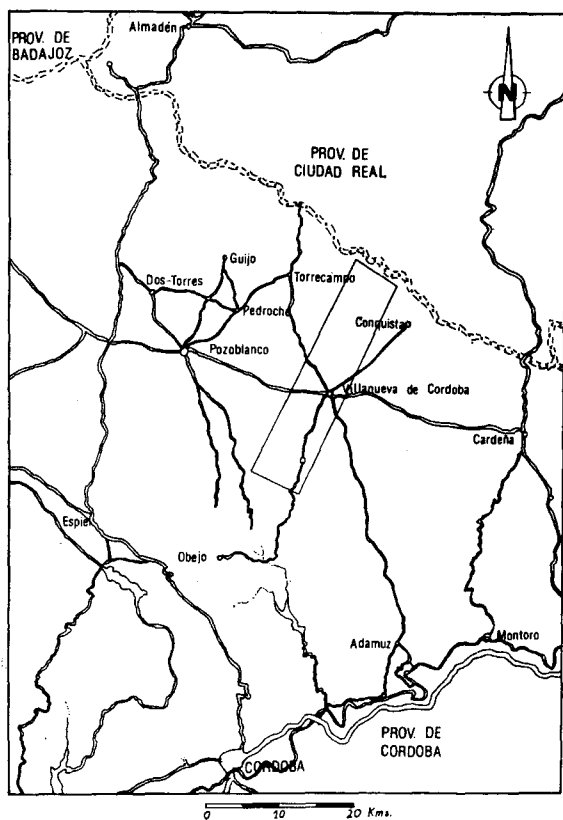


Figura 1.—Situación geográfica del área estudiada.

fídico de grano fino, granito moscovítico y diques.

La granodiorita aflora esencialmente en la mitad sur de la transversal, intruye a los materiales carboníferos desarrollando una amplia aureola de metamorfismo de contacto. En la granodiorita son frecuentes los restos de corneanas y muy abundantes los enclaves microgranudos ricos en melanocratos.

El granito biotítico porfídico de grano grueso aflora en la mitad norte de la transversal. Intruye a la granodiorita y también, en el borde norte del Batolito, al Carbonífero, englobando bloques de corneanas de diversos tamaños. La granodiorita rodea, en cartografía, en gran parte al granito, y la orientación de megacristales feldespáticos en este es, en general, paralela al contacto entre ambas facies.

Los afloramientos del granito biotítico porfídico de grano fino se localizan, en esta transversal, al menos, en el interior del granito bio-

títico porfídico de grano grueso, según una alineación NE-SO. Como puede verse en la cartografía, sus asomos se asocian a los de granito moscovítico, que los intruyen de forma nítida.

El granito moscovítico se encuentra en apófisis de tendencia equidimensional; las de mayores dimensiones asociadas al granito biotítico porfídico de grano fino y el resto dispersas en el granito biotítico porfídico de grano grueso.

En los alrededores de Villanueva la granodiorita está atravesada por una compleja red de diques de naturaleza granítica, en general con megacristales de feldespato potásico. Las potencias de los diques oscilan entre métricas a hectométricas, presentan direcciones N 130° E y reflejan el relleno de una zona de fracturación compleja en la granodiorita.

Por último, existen diques menos numerosos y de escasa potencia de aplitas, pórfidos riolíticos, pórfidos intermedios y diabasas. La cronología relativa de estas manifestaciones tardías no ha sido posible establecerla.

### 3. PETROGRAFIA

Los datos que figuran a continuación se han obtenido del estudio microscópico de 200 láminas delgadas teñidas. En los conteos modales se han contabilizado un promedio de 1.000 puntos por lámina.

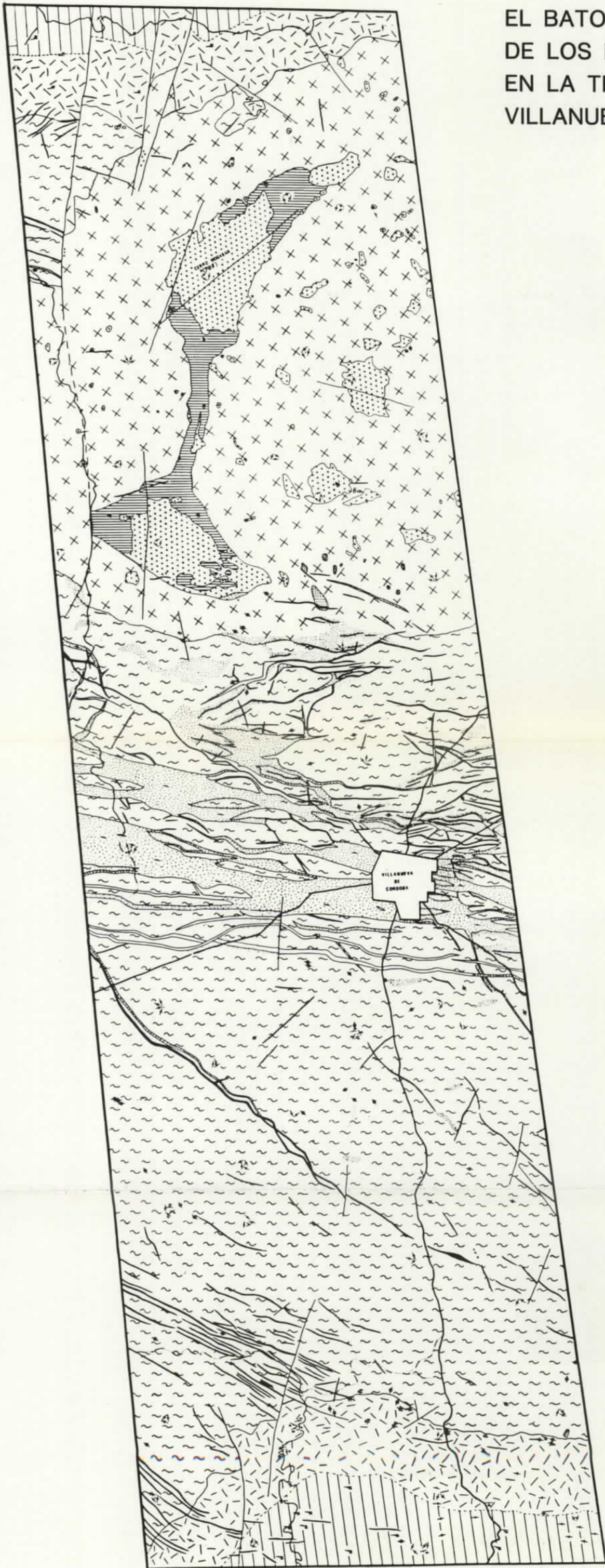
#### 3.1. GRANODIORITA

Es una roca granuda, compacta, de color gris, homogénea y de grano medio, que engloba abundantes enclaves microgranudos.

Los resultados de los análisis modales muestran poca dispersión (fig. 3A). Su mineralogía la componen:

*Plagioclasa*.—Se observan dos generaciones; la primera, de pequeños cristales idiomorfos, y la segunda, en cristales mayores hipidiomorfos. Los cristales están zonados y

# EL BATOLITO DE LOS PEDROCHES EN LA TRANSVERSAL DE VILLANUEVA DE CORDOBA



## LEYENDA

### CARBONIFERO

- a) Pizarras y metagracas (CULM)
- b) Corneanas (Aureola interna)

### ROCAS IGNEAS

#### ROCAS FILONIANAS

- Filones de cuarzo hidrotermal
- q-Filones de cuarzo centimétricos no cartografiados
- Aplitas
- a-Aplitas no cartografiados
- Pórfidos riolíticos
- r-Pórfidos riolíticos no cartografiados
- Pórfidos intermedios
- Pórfidos graníticos con megacristales
- a) Pórfidos graníticos sin megacristales
- Granodiorita porfídica
- Afloramientos puntuales de rocas básicas filonianas

#### GRANITOIDES

- Granito moscovítico
- a) Subfacies de grano fino
- Granito biotítico porfídico de grano fino
- Granito biotítico porfídico de grano grueso
- Granodiorita

## SIMBOLOGIA

- Contacto intrusivo
- Limite aureola interna
- Falla
- Esquistosidad
- Diaciasas
- Diaciasas verticales
- Orientación primaria de feldspatos
- Orientación de filones no cartografiados
- Zonas potasificadas
- Mina o indicio
- Zona silicificada



Figura 2

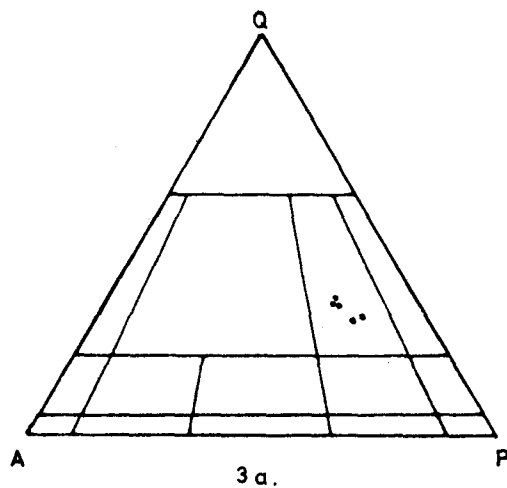
maclados según varias leyes. Los contenidos en An oscilan entre An<sub>25</sub> y An<sub>42</sub>.

*Cuarzo*.—Mayoritariamente es xenomorfo e intersticial, con marcada extinción ondulante. También hay cuarzo mirmequítico.

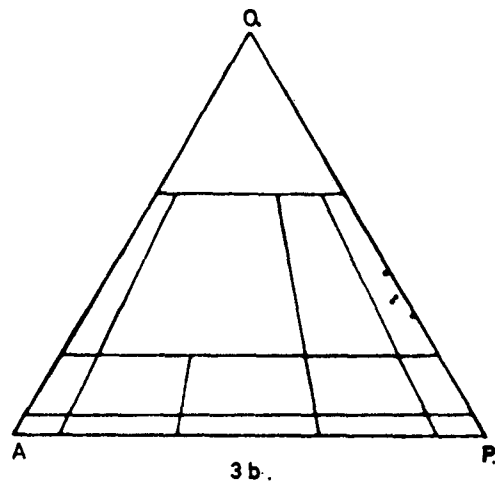
*Feldespato potásico*.—Xenomorfo e intersticial, ligeramente perítico y a veces maclado.

*Biotita*.—Engloba circón, apatito y rutilo. Sus cristales son idiomorfos-hipidiomorfos y con frecuencia están deformados.

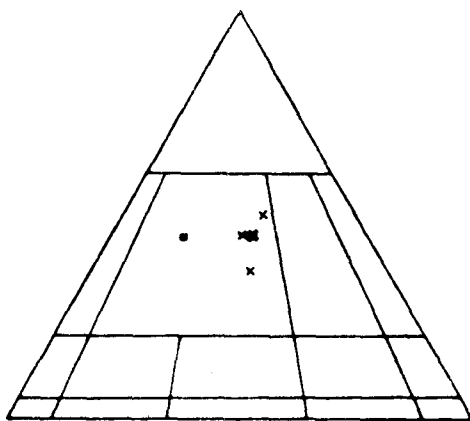
*Hornblenda*.—No está presente en todas las muestras, observándose pequeñas concentraciones de cristales hipidiomorfos, maclados y de pequeño tamaño.



3 a.  
GRANODIORITA.

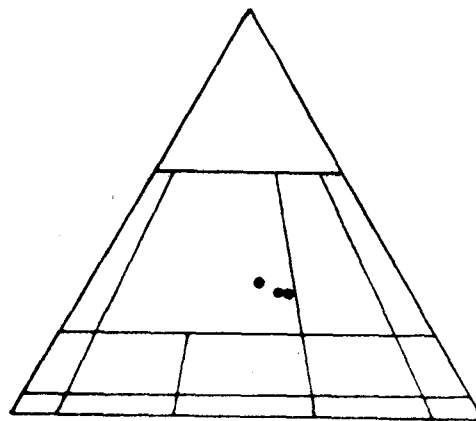


3 b.  
ENCLAVES MICROGRANUDOS.



3 c.  
GRANITO BIOTITICO PORFIDICO  
DE GRANO GRUESO.

x MEDIA.  
■ ENCLAVE.



3 d.  
GRANITO BIOTITICO PORFIDICO DE GRANO FINO.

Figura 3

**Accesorios.**—Apatito, circón, rutilo y opacos.

Como minerales secundarios están presentes en casi todas las muestras clorita, mica incolora, epidota y óxidos de Fe y Ti.

Las observaciones petrográficas permiten proponer el siguiente esquema, de evolución petrogenética (fig. 4).

### 3.1.1. Zonas potasificadas

Como consecuencia de la inyección de los diques graníticos de los alrededores de Villanueva existen zonas de la granodiorita potasificadas. La potasificación progresa a través de pequeñas fracturas y fisuras. La roca pierde su color gris y se torna de tonalidad rosada. El feldespato potásico, además de rellenar las fracturas, se difunde en la roca, que muestra globalmente una mayor alteración.

Estas zonas potasificadas tienen una extensión de centimétrica a decamétrica a partir de los diques graníticos. El tránsito a la gra-

nodiorita es gradual, mientras que con el dique el contacto es muy neto. En ciertos puntos puede apreciarse la potasificación sin que lleguen a aflorar los diques.

### 3.1.2. Restos de corneanas

Presentan contornos netos e irregulares y en ocasiones conservan restos de la esquistosidad regional. Su número disminuye rápidamente al alejarse del contacto con el Carbonífero encajante. Su tamaño es muy variable, oscilando de unos centímetros a varios metros. De forma limitada se observan procesos de asimilación y granitización. Su mineralogía y textura son semejantes a las de las corneanas más evolucionadas.

### 3.1.3. Enclaves microgranudos

Se encuentran repartidos por la granodiorita. Son relativamente frecuentes, con bordes redondeados, de color oscuro, grano más

	ETAPA MAGMATICA	E.HIDROTHERMAL	E.SUPERGENICA
Circón	—		
Apatito	—		
Esfena	—	— *	— *
Rutilo	—		
Opacos	—	—	—
Hornblenda	—		
Biotita	—		
Plagioclasa	—		
Feldespato K		—	
Cuarzo		—	
Clorita		—	—
Sericita		—	—
Epidota		—	—
Carbonatos		—	

Figura 4.—Diagrama de cristalización de la granodiorita.

fino que la granodiorita y a veces intruidos por la misma. Los contactos enclave-granodiorita son netos. Su mineralogía corresponde a tonalitas (fig. 3b) con abundancia de melanocratos. Su textura es microgranuda ligeramente porfídica.

### 3.2. GRANITO BIOTITICO PORFIDICO DE GRANO GRUESO

Es una roca de grano grueso, color blanquecino y carácter porfídico, resaltando los megacristales de feldespato que alcanzan los 8 cm., aunque lo normal es que oscilen entre 2 y 4 cm.

En la figura 3c se refleja la posición en un diagrama QAP de los análisis modales realizados. Su mineralogía es la siguiente:

*Plagioclasa.*—Se reconocen tres generaciones: la primera, de pequeños cristales de oligoclasa cálcica; la segunda, de oligoclasa en cristales idiomorfos de un tamaño máximo de 0,8 cm., y la tercera, de albita perfitica.

*Cuarzo.*—En cristales xenomorfos de diferentes tamaños y en mosaicos intersticiales.

*Feldespato potásico.*—Se distinguen dos generaciones: cristales xenomorfos no peritíticos y pecilíticos que engloban plagioclasa, biotita y cuarzo.

*Biotita.*—De pleocroísmo rojo intenso y hábito subidiomorfo. Se altera a clorita y epidota.

*Moscovita.*—Sólo una escasa cantidad corresponde a moscovita primaria. El resto de la mica incolora presente se forma a partir de biotita y plagioclasa o es de origen hidrotermal.

*Accesorios.*—Opacos, circón, apatito, esfena, topacio y también se han encontrado cristales aislados de cordierita prismática alterada.

Como minerales secundarios se encuentran los ya aludidos: clorita, mica incolora (sericita, pinnita, moscovita), epidota y óxidos de Fe y Ti.

A partir del estudio petrográfico es posible proponer la siguiente evolución petrogenética recogida en la figura 5.

	ETAPA MAGMATICA	E. TARDIMAGMATICA	E. SUPERGENICA
Circón	—		
Apatito	—		
Opacos	—	—	—
Esfena	—	— *	— *
Rutilo	—		
Biotita	—		
Plagioclasa	—		
Feldespato K		—	
Moscovita		—	
Cuarzo		—	
Clorita		—	—
Sericita		—	—
Epidota		—	—
Topacio		—	

\* Leucoxeno.

Figura 5.—Diagrama de cristalización del granito porfídico de grano grueso.



En esta facies los enclaves de rocas microgranudas son escasos, presentando hacia el borde norte del batolito restos de corneanas parcialmente asimilados con texturas grano-blásticas y presencia de abundante cordierita y andalucita.

### 3.3. GRANITO BIOTITICO PORFIDICO DE GRANO FINO

Es una roca granuda de grano fino a medio, con megacristales de feldespato y color gris en fractura fresca.

La figura 3d muestra la proyección de los análisis modales en el diagrama QAP. Su mineralogía comprende:

*Plagioclasa.*—Se reconocen tres generaciones: la primera, de fenocristales idiomorfos, de 0,5-1 cm., maclados de An<sub>30-35</sub>; la segunda generación la constituyen cristales de pequeño tamaño de An<sub>30</sub>, y la tercera, megacristales pecilíticos de hasta 5 cm. con intercrecimientos de plagioclasa y cuarzo.

*Cuarzo.*—Se observan de forma paralela a la plagioclasa, también tres generaciones.

*Feldespato potásico.*—Se diferencian dos generaciones: fenocristales subidiomorfos, perfiticos y pecilíticos, de hasta 1 cm., y feldespato potásico intersticial y xenomorfo.

*Biotita.*—Idiomorfa a subidiomorfa con inclusiones de circón, apatito y opacos.

*Accesorios.*—Moscovita, circón, apatito y opacos. También se han detectado cristales de cordierita englobados en megacristales de plagioclasas.

Como minerales secundarios son frecuentes sericita, clorita, epidota, óxidos, etc.

La evolución petrogenética deducida se recoge en la figura 6.

### 3.4. GRANITO MOSCOVITICO

Sobre el terreno aparece como una roca granuda no orientada, de grano medio a fino, color rosado y con relativa abundancia de moscovita. Es posible diferenciar dos sub-

	ETAPA MAGMATICA	E. TARDIMAGMATICA	E. SUPERGENICA
Circón	—		
Apatito	—		
Opacos	—		—
Biotita	— — — — —		
Moscovita		—	
Cordierita	¿ — ?		
Plagioclasa	— — — — —	— ?	
Feldespato K	— — — — —		
Cuarzo	— — — — —	— ?	
Clorita			—
Sericita			—
Pinnita			—
Epidota			—

Figura 6.—Diagrama de cristalización del granito biotítico porfídico de grano fino.

facies en función del tamaño de grano: una de grano fino y otra de grano medio. En algunos afloramientos puede verse el tránsito gradual, permaneciendo la mineralogía constante.

La figura 7a recoge la posición en un diagrama QAP de varios análisis modales de las dos subfacies (tabla 1).

### 3.4.1. Subfacies de grano medio

Presenta la siguiente mineralogía:

*Plagioclasa*.—El término más frecuente es oligoclasa sódica. Sus cristales son idiomorfos y maclados. También hay albita de desmezcla peritítica.

*Cuarzo*.—Se distinguen tres generaciones: fenocristales poco frecuentes de cuarzo subidiomorfo; cuarzo intersticial xenomorfo con frecuentes intercrecimientos gráficos y, por último, cuarzo mirmequítico.

*Feldespatos potásicos*.—Xenomorfo, presenta texturas gráficas con el cuarzo y desmezcla peritítica.

*Moscovita*.—Esencialmente es moscovita

primaria en placas con efectos de deformación. También se forma a partir de biotita.

*Accesorios*.—Biotita, apatito, opacos, circon, rutilo y topacio.

### 3.4.2. Subfacies de grano fino

Mineralógicamente es similar a la subfacies de grano medio. Su textura es de tipo aplítico.

La evolución petrogenética deducida se recoge en la figura 8.

## 3.5. PORFIDOS GRANITICOS

Son rocas porfídicas, compactas, de color rosado intenso y en casi todos los puntos con megacristales de feldespato potásico orientados en planos N 130° E.

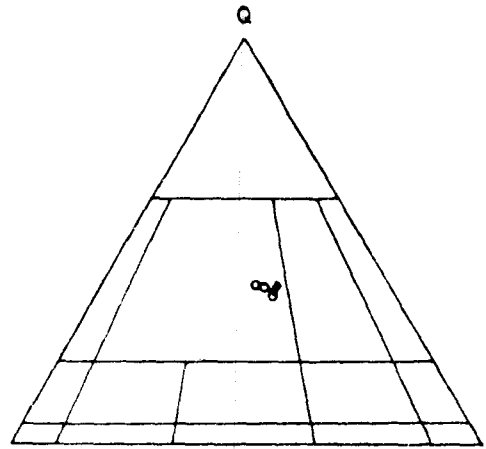
Se han diferenciado en cartografía dos subfacies: una con megacristales superiores a 2 cm. y otra donde no están presentes o son inferiores a los 2 cm. Entre ambas subfacies es posible observar pasos graduales.

Mineralógicamente (fig. 7b) están formados por:

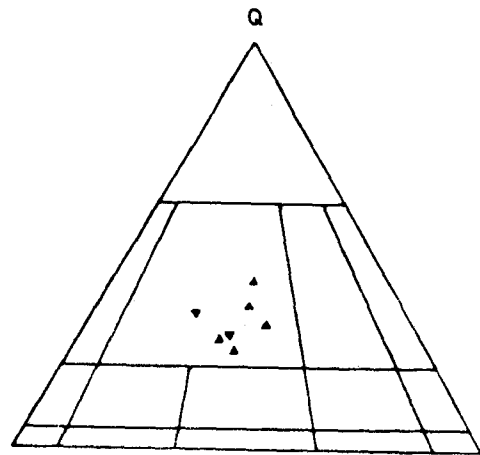
TABLA 1  
Análisis modales del granito moscovítico

	Subfacies de grano medio			Sub.de grano fino		MEDIA
	F.T.208	F.T.209	F.T.216	F.T.205	F.T.213	
Cuarzo	37.00%	34.93%	33.71%	34.41%	36.16%	35.24%
Plagioclasa	31.19%	32.22%	34.84%	33.02%	35.25%	33.30%
Feldespatos K	26.37%	24.23%	22.94%	22.53%	22.91%	23.79%
Moscovita	5.42%	8.33%	8.49%	9.25%	4.91%	7.28
Biotita *	----	0.27%	----	0.30%	0.74%	0.26%
Accesorios	0.01%	0.01%	0.01%	0.32%	0.02%	0.074%
Total	99.99%	99.99%	99.99%	99.83%	99.99%	99.94%

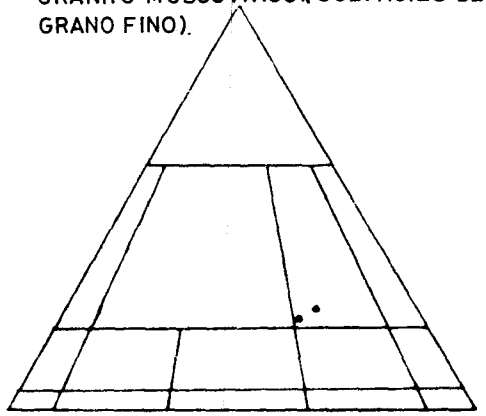
\* Biotita cloritizada.



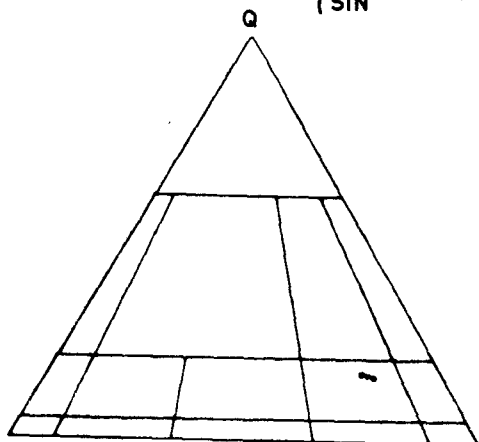
7a.  
 GRANITO MOSCOVITICO ( SUBFACIES DE  
 GRANO MEDIO).  
 GRANITO MOSCOVITICO ( SUBFACIES DE  
 GRANO FINO).



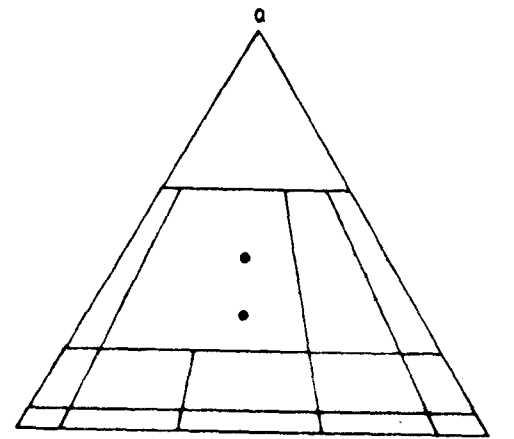
7b.  
 PORFIDOS GRANITICOS (CON MEGACRISTALES)  
 " " ( SIN " " )



7c.  
 GRANODIORITA PORFIDICA.



7d.  
 PORFIDOS INTERMEDIOS.



7e.  
 PORFIDOS RIOLITICOS.

Figura 7

	ETAPA MAGMATICA	E. TARDIMAGMATICA	E. SUERGENICA
Circón	—		
Apatito	—		
Opacos	—	—	—
Cuarzo	— — — — —	—	
Plagioclasa	— — — — —	—	
Feldespatos K		—	
Moscovita	—	—	
Biotita	—		
Sericita		—	—
Epidota		—	—
Clorita		—	—

Figura 8.—Evolución petrogenética del granito moscovítico (válida para ambas subfacies).

**Cuarzo.**—Puede formar fenocristales redondeados, aunque en general se encuentra en la matriz. Son comunes los intercrecimientos gráficos con feldespato.

**Feldespatos potásicos.**—Se reconocen dos generaciones: la primera, restringida a la matriz con hábito xenomorfo o intercrecido con cuarzo, y la segunda, con megacristales pecilíticos que engloban plagioclasa, biotita, etc.

**Plagioclasa.**—Se aprecian fenocristales idiomorfos y agregados xenomorfos en la matriz. Con gran frecuencia está sericitada.

**Biotita.**—Hábito idiomorfo. Incluye circón y apatito, y muestra avanzada cloritización.

**Accesorios.**—Apatito, circón y opacos.

La moscovita es tardía y se dispone en haces radiales. Entre los minerales de alteración son comunes epidota, clorita, mica incolora y opacos.

### 3.6. GRANODIORITA PORFÍDICA

Aflora en diques porfídicos escasamente representados en la transversal de Villanueva.

Su mineralogía la forman plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita. La figura 7c recoge la proyección en el diagrama QAP de los análisis modales realizados.

### 3.7. PORFIDOS INTERMEDIOS

Constituyen un haz de diques que atraviesa a la granodiorita y a las corneanas del SO del batolito.

Son rocas de grano fino y tendencia porfídica. Presentan orientación de flujo, aunque no está generalizada.

La mineralogía (fig. 7d) observada corresponde a:

**Plagioclasa.**—En fenocristales idiomorfos y en la matriz.

**Biotita.**—En fenocristales y sobre todo en la matriz.

**Cuarzo.**—En fenocristales con golfos de corrosión y en la matriz.

**Feldespatos potásicos.**—Exclusivamente en la matriz.

**Accesorios.**—Opacos, apatito, circón, etc.

### 3.7.1. Pórfidos riolíticos

Son rocas leucocráticas, porfídicas, que pueden presentar textura de flujo.

Su mineralogía la forman fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita en una matriz cuarzo-feldespática de grano muy fino.

## 4. ROCAS ENCAJANTES

El Batolito de Los Pedroches intruye en las provincias de Córdoba y Jaén en una sucesión esencialmente lutítico-arenosa conocida tradicionalmente como «culm de Los Pedroches». Como consecuencia de la intrusión del batolito se ha formado una aureola de metamorfismo de contacto en la que se ha diferenciado una zona interna y otra externa.

Las pizarras y metagrawacas presentan una esquistosidad muy neta que en el área estudiada es, con frecuencia, subparalela a la estratificación, aunque en ocasiones puede haber desaparecido en la zona interna de la aureola. Una segunda fase de deformación está materializada por una esquistosidad de crenulación oblicua a la primera.

El metamorfismo regional puede considerarse de grado muy bajo.

El metamorfismo de contacto alcanza condiciones de grado medio con blastesis de andalucita, cordierita, biotita, moscovita, etcétera. Las texturas son granoblásticas, porfiroblásticas o maculosas. En el borde sur del batolito, la blastesis térmica es posterior a la esquistosidad principal y anterior a la fase de microplegado que afecta a los porfiroblastos, y relacionable con la intrusión de las granodioritas.

En el borde norte la blastesis térmica tiene una duración mayor, llegando a verse blastos posteriores a la esquistosidad de crenulación. Este hecho podría interpretarse por la superposición en el tiempo de los efectos térmicos de la granodiorita y el granito biotítico porfídico de grano grueso que llega a contactar con las corneanas.

## 5. DATOS SOBRE LA EDAD DE LAS INTRUSIONES

Al E de la transversal de Villanueva existe una datación de la granodiorita biotítica (granodiorita de Venta de Azuel), HERTRICH (1980), que arroja una edad de  $342 \pm 17$  m.a. De acuerdo con las relaciones blastesis-deformación y la edad admitida para las fases de deformación hercínicas, los valores admisibles serían más bajos (ERASO y GARROTE, en prensa) y en consecuencia la granodiorita biotítica habría intruido en el Viseense Medio-Superior.

Las dataciones de PENHA y ARRIBAS (1974) sobre dos muestras del Batolito de Los Pedroches pueden hacerse corresponder con la facies de granito porfídico de grano grueso (305 m.a.) y con el granito moscovítico (291 a.m.).

Según estas dataciones, y al igual que en la transversal de Cardeña (ERASO y GARROTE, en prensa), se puede proponer la siguiente cronología para las facies graníticas estudiadas:

- Granodiorita biotítica: Viseense Superior  $\approx 325-330$  m.a.
- Granito biotítico porfídico: Westfaliense Medio  $\approx 305$  m.a.
- Granito moscovítico: Westfaliense Superior-Estefaniense Inferior,  $\approx 291$  m.a.

Del amplio número de manifestaciones filonianas sólo existe una datación absoluta de diques porfídicos riolíticos-dacíticos de la zona de Venta de Azuel, HERTRICH (1980), con una edad de  $297 \pm 15$  m.a.

Considerando que tanto en la transversal de Cardeña como en la de Villanueva de Córdoba los diques riolíticos atraviesan a todas las facies graníticas, y también a las corneanas, la citada datación se debería aceptar sólo en sus valores más bajos, 282 m.a.

El resto de las manifestaciones filonianas puede admitirse que tienen edades semejantes a los diques riolíticos o entre la de éstos y la del granito moscovítico.

Los datos geocronológicos expuestos son

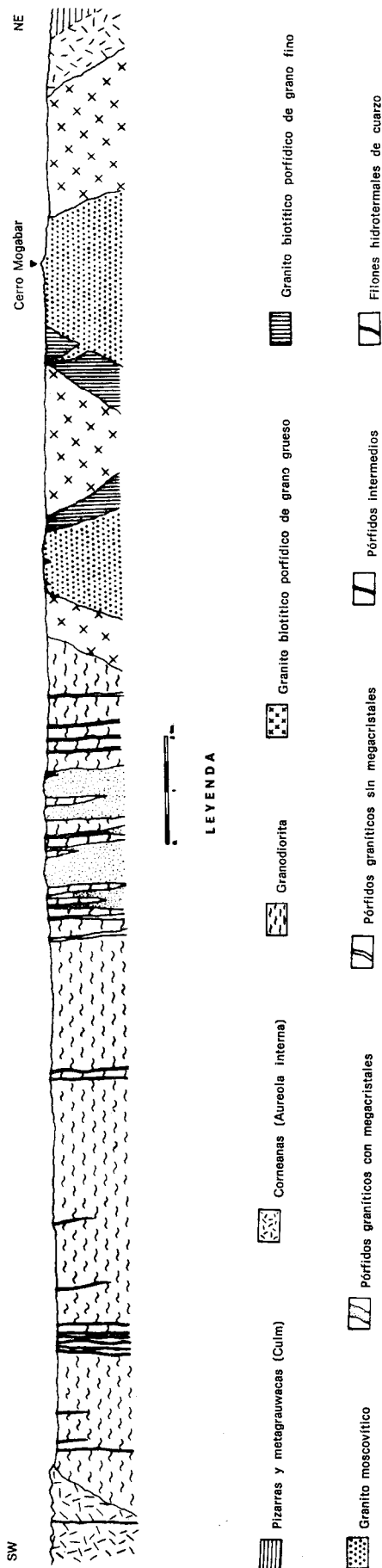


Figura 9

conformes con los datos cartográficos, de tal forma que se comprueba cómo la secuencia de intrusiones propuesta aparece escalonada en el tiempo.

Por último, destacar que a nivel del Batolito, al menos entre las transversales de Villanueva de Córdoba y Cardeña, es claro que las facies más modernas tienden a emplazarse sucesivamente en las zonas centrales del Batolito, aunque de este a oeste se aprecie una oblicuidad entre los actuales límites del Batolito y la orientación de las sucesivas intrusiones. Así, en la transversal de Cardeña, en ambos bordes del Batolito aflora la facies de granodiorita biotítica, y en Villanueva en el borde norte llega a contactar el granito biotítico porfídico con las corneanas, aflorando la granodiorita sobre todo en la mitad meridional del Batolito (figura 9).

#### BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A. (1978).—«Mineral paragenesis in the Variscan Metallogeny of Spain». *Studia Geológica*, 14, pp. 223-260.
- ERASO, A. (1980).—«El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Cardeña, Córdoba». *Tesis de Licenciatura. Univ. País Vasco*, 70 pp.
- ERASO, A., y GARROTE, A. (en prensa).—«El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Cardeña, Córdoba». *Rev. Lab. Xeol. de Laxe*.
- HERTRICH, B. (1980).—«Etude géologique et minière de la région Venta de Azuel-Conquista (Cordoue, Espagne)». *Thèse 3.º Cycle Univ. Paris-Sud. Centre d'Orsay*.
- MARQUEZ TRIGUERO, E. (1966).—«Contribución al estudio metalogenético de Los Pedroches (Córdoba)». *Not. y Com. IGME*, 82, pp. 9-26.
- MARTIN RAMOS, D. (1973).—«Geología de Venta de Azuel». *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada*.
- MARTIN RAMOS, D., y RODRIGUEZ GALLEGU, M. (1975).—«Petrología del borde norte del Batolito de Los Pedroches, Venta de Azuel (Córdoba)». *Bol. Geol. y Min.*, 86, pp. 301-308.
- OVTRACHT, J. A., et TAMAIN, G. (1973).—«Tectonique, migration des «centres chauds» et mineralisations dans le sud de la Meseta Ibérique (Espagne)». In «Les roches plutoniques dans leurs relations avec les gîtes minéraux», MORIN Ed., Masson et Cie., pp. 191-211.
- PENHA, y ARRIBAS, A. (1974).—«Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles». *Bol. Geol. y Min.*, 85, pp. 271-273.
- PEREZ LORENTE, F. (1977).—«Geología de la zona de Ossa Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villanueva de Córdoba)». *Tesis Univ. de Granada*.

# EL MAGMATISMO DE LA ALINEACION LA CORONADA-VILLAVICIOSA DE CORDOBA EN SU MITAD ORIENTAL, ZONA DE OSSA MORENA

M. Delgado-Quesada (\*), A. Garrote (\*\*) y R. Sánchez-Carretero (\*\*)

## RESUMEN

La estructuración de la Alineación Magmática La Coronada-Villaviciosa de Córdoba (LC-VC) es el resultado de la superposición en el tiempo de cuatro etapas o ciclos de actividad magmática perfectamente diferenciables, tanto desde el punto de vista petrográfico como de emplazamiento.

El ciclo I es eminentemente volcánico y de naturaleza intermedia y ácida (Complejo volcánico de La Campana y Complejo volcánico de Erillas), con mineralizaciones volcanogénicas de carácter sinsedimentario de sulfuros polimetálicos (BAEZA-ROJANO et al., 1981). El ciclo II es intrusivo y de naturaleza básica (Complejo Ojuelos). El ciclo III se caracteriza por manifestaciones subvolcánicas ácidas de tendencia alcalina, que dan lugar al emplazamiento de diversas ma-

sas graníticas (Los Arenales, Castro y Picón, Cañada del Gamo, La Cardenchosa, etc.) acompañados por una intensa red de diques de la misma naturaleza, y cuyo representante mayor es el microgranito granofídico de Peñas Pardas. Este ciclo lleva asociadas importantes mineralizaciones de barita y fluorita. Por último, el ciclo IV, de naturaleza básica y caracteres subvolcánicos, está integrado por un conjunto de diques y pequeñas masas de distribución espacial variable (Alcornocal).

Toda esta actividad tiene lugar entre el Tournaisiense Medio-Superior y el final del Westfaliense, en cualquier caso pre-Estefaniense.

La génesis de este magmatismo se interpreta como asociado a una zona tensional (*rift*) en corteza continental.

## 1. INTRODUCCION

En el presente trabajo se abordan los problemas del magmatismo de la alineación La Coronada-Villaviciosa de Córdoba (LC-VC) desde el punto de vista petrográfico y estructu-

ral, así como la evolución espacio-temporal del mismo.

Esta alineación se extiende por el norte de la provincia de Córdoba, entre las localidades de La Coronada y Santa María de Trassierra, ocupando una extensión aproximada de 70 por 6 km. en dirección NO-SE.

El presente estudio se ha centrado en la mitad oriental de la alineación, situada en el SE de la zona de Ossa-Morena (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1974).

(\*) Investigaciones Geológicas y Mineras, S. A. (INGEMISA).

(\*\*) Departamento de Geología. Universidad del País Vasco.

Desde el punto de vista estructural, la alineación magmática LC-VC ha sido considerada como la terminación SE de la falla de Azuaga, accidente de gran importancia en la estructuración de la zona de Ossa-Morena y que ha sido propuesto como límite entre diferentes dominios tectonometamórficos (CHACON et al., 1974; DELGADO-QUESADA et al., 1977), e incluso como límite entre las zonas Centro Ibérica y Ossa-Morena (ROBARDET, 1976; CHACON y PASCUAL, 1979).

Petrográficamente la alineación LC-VC presenta una amplia variedad de rocas, tanto plutónicas (gabros con olivino, gabros con ortopiroxeno, gabros, dioritas, granodioritas, tonalitas, granitos, etc.) como volcánicas (andesitas, dacitas, riolitas, etc.), así como subvolcánicas (granitos, diabasas, pórfidos, cuarzomonzónicos, etc.) y volcanoclásticas. Hasta hace poco, la actividad ígnea era considerada como post-Wesfaliense C (post segunda fase hercínica); sin embargo, nuevos datos sobre la revisión paleontológica de ciertas cuencas carboníferas (GARROTE et BROUTIN, 1979), así como la existencia de formaciones vulcano-sedimentarias intracarboníferas (BAEZA-ROJANO et al., 1978) y la existencia de sedimentos volcanoclásticos (epiclásticos) procedentes de un volcanismo previo (GARROTE y SANCHEZ CARRETERO, 1983) sitúan el inicio del magmatismo en el Carbonífero Inferior (Tournaisiense).

La mayor parte de las etapas de actividad ígnea se han desarrollado entre el Tournaisiense y el Namuriense. Aunque hay diques básicos tardíos que intruyen y metamorfizan las capas de carbón del Westfaliense B-C (Cuenca del Guadiato) (C. QUESADA, com. pers.). En cualquier caso, la actividad ígnea parece ser anterior a la terminación del Westfaliense y claramente ante-Estefaniense.

## 2. ROCAS ENCAJANTES

Las rocas ígneas de la alineación LC-VC contactan con materiales sedimentarios y me-

tamórficos cuyas edades van del Proterozoico Inferior-Medio al Carbonífero Superior.

Los afloramientos de estos materiales pertenecen a diversas unidades y dominios que siguiendo un criterio cronológico de más antiguo a más moderno son:

- Rocas metamórficas del Proterozoico Inferior-Medio del dominio de Azuaga-Cerro Muriano (DELGADO et al., 1977).
- Rocas metamórficas del Proterozoico Medio y Superior del dominio de Sierra Albarrana.
- Rocas metamórficas volcanoclásticas del Proterozoico Superior, dominio de Córdoba-Alanís.
- Rocas arcósicas y detrítico-carbonatadas del Cámbrico Inferior del dominio de Córdoba-Alanís.
- Carbonífero de las cuencas de Benajazfe, Guadiato, etc.

## 3. RASGOS ESTRUCTURALES

Todo el conjunto ígneo presenta una forma alargada en la dirección NO-SE, si bien en detalle puede adoptar una cierta independencia de esta dirección. Esta disposición coincide con la orientación de los accidentes más característicos de Ossa-Morena.

En la transversal estudiada (fig. 1) se aprecia una estructuración zonada de los distintos tipos petrográficos aflorantes. La parte central está ocupada por rocas efusivas y/o subvolcánicas de naturaleza intermedia, con algunos cuerpos intrusivos (granodiorita de Buenagua); hacia los bordes hay pequeños *stocks* básicos (gabros y dioritas) y todo el conjunto está rodeado por un gran dique ácido (microgranito granofídico de Peñas Pardas) de forma elipsoidal, con su eje mayor paralelo a la dirección de la alineación, es decir, NO-SE, que delimita prácticamente las rocas ígneas de su entorno encajante.

Por último, una intensa red de diques, generalmente ácidos, atraviesa a todo el conjunto de rocas según una dirección media



ENE-OSO. Aunque los diques intruyen tanto a las rocas de caja como a las ígneas, en estas últimas su desarrollo es más espectacular.

Toda el área está afectada por una red de fallas tardías NE-SO. Otras fallas mayores, como la de Malcocinado, con una historia geológica antigua, ya que ha condicionado la paleogeografía del Cámbrico, presenta, aunque en poca medida, reactivación en época post-hercínica con procesos cataclásticos en las rocas ígneas de la alineación. La falla de Castro y Picón produce trituración sobre el granito aflorante al norte del vértice del mismo nombre.

#### 4. ROCAS IGNEAS DIFERENCIADAS Y SECUENCIA MAGMATICA

En la síntesis cartográfica 1:200.000, Hoja número 69, Pozoblanco, IGME (1971), aparece una primera diferenciación de las distintas rocas que constituyen la alineación LC-VC: Complejo plutónico Los Ojuelos-La Coronada (rocas básicas, intermedias y ácidas); Granito del sur de Villaviciosa intruido por una red de diques riolíticos y pórfidos sieníticos, y Complejo volcánico del Alcornocal (microgabros, basaltos, doleritas y riolitas). DELGADO-QUESADA (1971) hace algunas precisiones petrográficas sobre el Complejo de Los Ojuelos-La Coronada.

PASCUAL y PEREZ-LORENTE (1975) mantienen el nombre de Los Ojuelos-La Coronada, aunque matizando su definición, para designar un conjunto de rocas básicas (gabros, gabros con olivino, hiperitas y dioritas); en cuanto a las rocas graníticas de Villaviciosa distinguen varios tipos: granito de Peñas Pardas, granito del Cortijo de los González, pórfidos granodioríticos de Buenagua, granodiorita del Molino del Martinete, y en el Complejo del Alcornocal separan diques ácidos del Trabuco y basaltos y diabasas de La Campana.

El estudio sistemático de más de un millar de láminas delgadas, así como el levantamiento a escala 1:25.000 de una cartografía de detalle, ha permitido establecer una nueva secuencia de manifestaciones agrupa-

das en varios ciclos que abarcan diversos tipos petrográficos.

Las denominaciones previas se han mantenido siempre que hagan referencia a los mismos tipos de rocas, aunque su orden de emplazamiento es distinto del propuesto por otros autores.

La actividad ígnea puede ser agrupada en torno a las siguientes etapas o ciclos principales por orden cronológico:

I. Ciclo con predominio de rocas volcánicas, integrado por:

- A. Complejo volcánico de La Campana, con andesitas (La Campana), dacitas (Ceperuela), pórfidos cuarzomonzodioríticos (Nava Serrano) y rocas epiclásticas (Orejón).
- B. Complejo volcánico de Erillas, construido en diversas etapas con riolitas, tobas, aglomerados y diques porfídicos.
- C. Granodiorita biotítico-hornbléndica de Buenagua.

II. Ciclo de plutonismo básico compuesto por gabros con olivino, gabros con ortopiroxeno, gabros, gabros porfídicos, dioritas y granodioritas que constituyen el Complejo plutónico de los Ojuelos.

III. Ciclo de granitos de tendencia alcalina y emplazamiento superficial en *stocks*, como Los Arenales, La Cardenchoza y Cañada del Gamo, o diques como el microgranito granofídico de Peñas Pardas.

IV. Ciclo de subvulcanismo básico compuesto por microgabros y diabasas (Alcornocal). Según las observaciones de campo parece haber un solapamiento temporal entre este ciclo y el emplazamiento de ciertos *stocks* y apófisis de granitos del ciclo anterior.

#### 5. DESCRIPCION Y PETROGRAFIA

##### 5.1. CICLO I

Los materiales epiclásticos de Orejón (GARROTE y SANCHEZ CARRETERO, 1983) pro-

vienen de la erosión de andesitas, dacitas y pórfidos cuarzomonzodioríticos. Se sitúan sobre una serie lutítica con macroflora y crinoideos equivalente a la de la cuenca de Benajárfate, datada en su base como Tournaisiense Superior-Viseense Inferior. En consecuencia, las rocas epiclásticas se pueden atribuir al Viseense Inferior-Medio, y el magmatismo del cual proceden los fragmentos epiclásticos hay que considerarlo al menos como Viseense Inferior-Tournaisiense. De hecho, en las proximidades del Cjo. de La Campana las coladas andesíticas y dacíticas se apoyan sobre las lutitas carboníferas.

Sobre el Complejo volcánico de La Campana o sobre formaciones más antiguas se encuentran los materiales del Complejo de Erillas. Compuesto por diversos episodios lávicos, piroclásticos y filonianos de riolitas *s.l.* Los afloramientos más representativos se sitúan entre La Posadilla (Hoja núm. 879) y el vértice Erillas (Hoja núm. 900). Dataciones micropaleontológicas realizadas sobre niveles de lutitas y grauwacas intercalados entre las coladas ácidas de este complejo dan una edad Viseense Superior (COQUEL, com. pers.).

En consecuencia, el Complejo de Erillas sería de edad Viseense Medio-Superior e incluso sus últimas manifestaciones del Namuriense.

En los afloramientos situados al O de Villaviciosa no se han reconocido intercalaciones de lutitas y grauwacas entre coladas riolíticas, situándose éstas sobre las primeras, o sobre el Complejo de La Campana o sobre formaciones precámbricas.

En el sector de Erillas, según BAEZA ROJANO et al. (1981) y BAEZA ROJANO (com. pers.), los datos cartográficos y de sondeos muestran que la secuencia de muro a techo del Complejo de Erillas está formado por un tramo inferior de volcanismo ácido que reposa, localmente, sobre el Complejo de La Campana, sobre las lutitas carboníferas y sobre la Formación Azuaga; este episodio ácido intercala niveles de lutitas y grauwacas, y a techo del mismo, mineralizaciones de hematites y sulfuros polimetálicos de Cu, Zn y

Pb; el tramo superior lo forman rocas híbridas con fragmentos volcánicos, detríticos y de mineralización, seguidos por sedimentación detrítica y episodios espiliticos.

En cuanto a la granodiorita de Buenagua se considera asociada a este ciclo por los siguientes argumentos:

1) Sus asomos se restringen a las áreas con afloramientos del Complejo de La Campana y/o Complejo de Erillas.

2) Es intruida por las mismas manifestaciones ígneas que las rocas de dichos complejos.

3) Existe una notable similitud petrográfica entre tipos más porfídicos de la granodiorita y los pórfidos cuarzomonzodioríticos del Complejo de La Campana.

#### 5.1.1. Complejo volcánico de La Campana

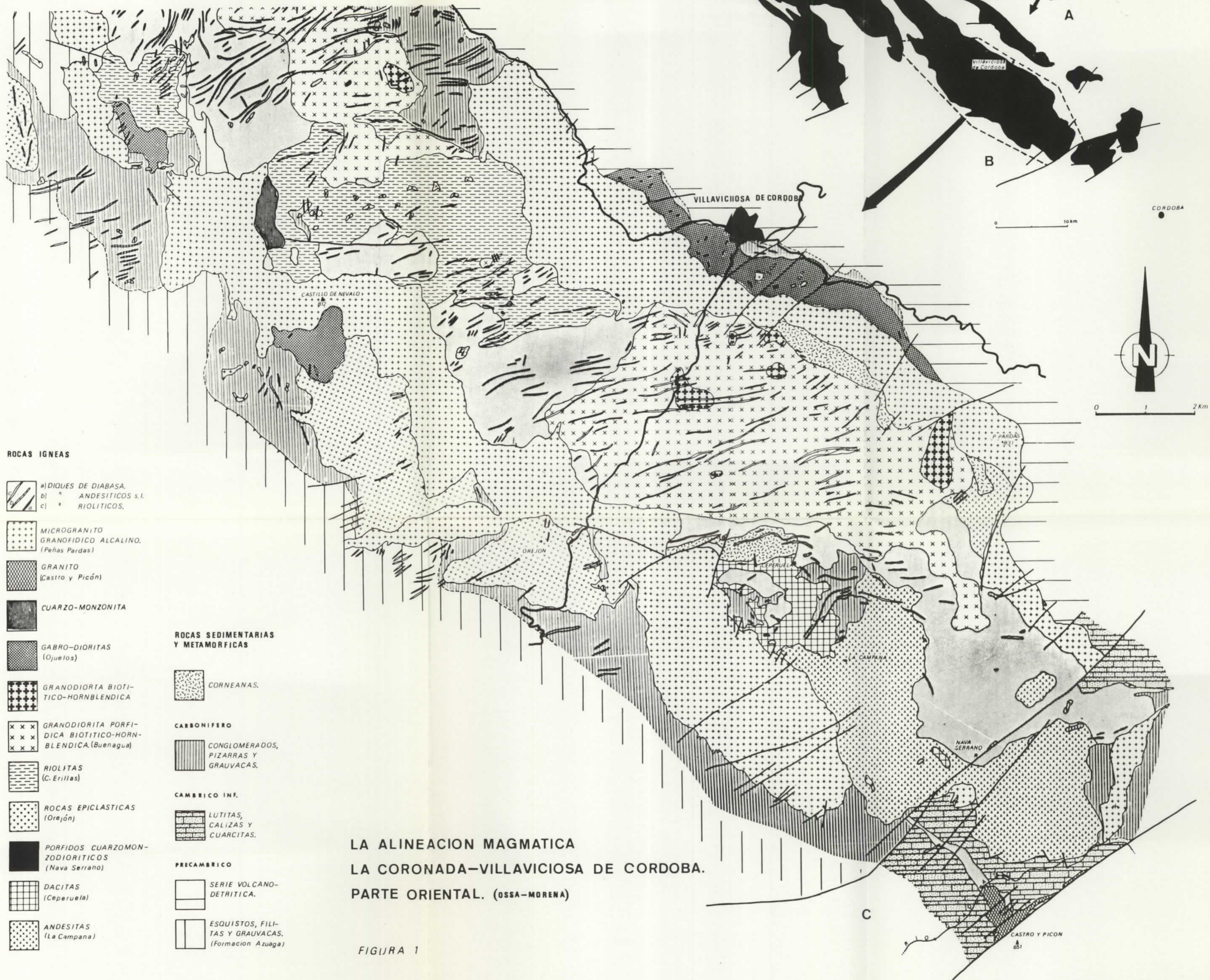
PASCUAL y PEREZ-LORENTE (1975) se refieren a estas rocas como «basaltos y diabasas de La Campana», constituyendo según estos autores la última etapa de actividad ígnea del sector de Villaviciosa, siendo incluso de edad Terciaria para PEREZ-LORENTE (1977).

El estudio realizado ha permitido diferenciar las siguientes litologías: andesitas de La Campana, dacitas de Ceperuela, pórfidos cuarzomonzodioríticos de Nava Serrano y rocas epiclásticas de Orejón.

##### 5.1.1.1. Andesitas de la Campana

Constituyen diversos afloramientos, siendo los más representativos los existentes entre el cortijo de La Campana y el río Guadiato (figura 1), donde una o varias coladas yacen sobre materiales lutíticos y grauwácicos del Carbonífero Inferior o pizarrosos del Cámbrico Inferior. Este vulcanismo fue acompañado por algunas manifestaciones filonianas.

En las proximidades del Cjo. de La Campana la serie lutítica del Carbonífero muestra intercalaciones decimétricas de material volcanoclástico con fragmentos andesíticos,



**ROCAS IGNEAS**

- a) DIQUES DE DIABASA.
- b) ANDESITICOS s.l.
- c) RIOLITICOS.

MICROGRANITO  
GRANOFIDICO ALCALINO.  
(Peñas Pardas)

GRANITO  
(Castro y Picón)

CUARZO-MONZONITA

GABRO-DIORITAS  
(Ojuelos)

GRANODIORITA BIOTITICO-HORNBLENDICA

GRANODIORITA PORFIDICA BIOTITICO-HORNBLENDICA (Buenagua)

RIOLITAS  
(C. Erillas)

ROCAS EPICLASTICAS  
(Orejón)

PORFIDOS CUARZOMONZODIORITICOS  
(Nava Serrano)

DACITAS  
(Ceperuela)

ANDESITAS  
(La Campana)

**ROCAS SEDIMENTARIAS Y METAMORFICAS**

CORNEANAS.

**CARBONIFERO**

CONGLOMERADOS, PIZARRAS Y GRAUVACAS.

**CAMBRIICO INF.**

LUTITAS, CALIZAS Y CUARCITAS.

**PRECAMBRICO**

SERIE VOLCANO-DETRITICA.

ESQUISTOS, FILITAS Y GRAUVACAS.  
(Formacion Azuaga)

**LA ALINEACION MAGMATICA  
LA CORONADA-VILLAVICIOSA DE CORDOBA.  
PARTE ORIENTAL. (OSSA-MORENA)**

FIGURA 1

lo cual indica que con anterioridad a las coladas que constituyen los principales afloramientos hubo episodios también andesíticos, más tarde erosionados. De hecho, el Complejo de La Campana en conjunto muestra que la actividad ígnea fue sincrónica con la sedimentación, con episodios donde dominó la sedimentación terrígena, el volcanismo o la sedimentación epiclástica.

La potencia mínima de las andesitas es del orden de 350-400 m. Sondeos mecánicos realizados en La Campana han cortado andesitas hasta una profundidad de 300 m., pasando mediante un contacto neto, aunque ligeramente mecanizado, a las lutitas y grauwacas carboníferas.

Tanto el microgranito de Peñas Pardas, como los diques ácidos genéticamente relacionados con él, cortan a estas rocas.

#### — Petrografía

Las andesitas son de color verde-gris a verde-oscuro con fenocristales de plagioclasa y máficos, por lo general inferiores a 2 mm., en una pasta de microcriptocristalina a vítrea.

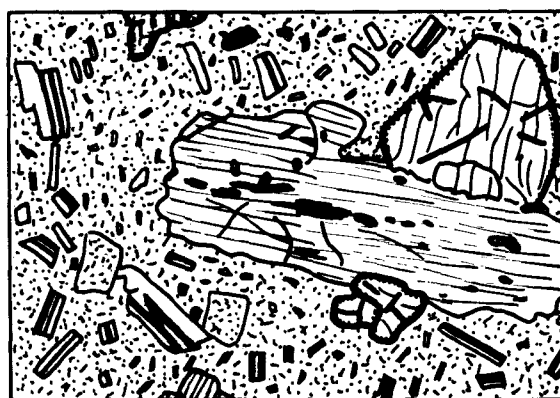
Los componentes minerales primarios son: plagioclasa (oligoclasa-andesina) en fenocristales idiomorfos, a veces zonados; hornblenda en diversas etapas de transformación; piroxeno monoclinico (augita) rara vez inalterado; feldespato potásico, muy escaso y restringido a la matriz, y cuarzo también muy escaso en la matriz. Como accesorios se encuentran apatito, esfena y opacos. Sin embargo, la mayor parte de estas rocas están afectadas por procesos secundarios de alteración hidrotermal que enmascaran su composición y textura original. Los minerales de alteración más frecuentes son: epidota, anfíbol fibroso de la serie tremolita-actinolita, clorita, sericita, calcita, cuarzo, óxidos, sulfuros, esfena, biotita, feldespato potásico y albita.

Algunos intentos de análisis modal, a pesar de su dificultad por el tamaño de grano y alteración, se proyectan en el triángulo AQP (STRECKEISEN, 1978) dentro de los campos 10 y 10\*, es decir, andesitas/basaltos. Siguiendo los criterios dados por la IUGS para

la distinción entre andesitas y basaltos, el contenido en SiO<sub>2</sub> es 56,14 (1); la composición en anortita de la plagioclasa es, por lo general, inferior a An<sub>50</sub>, y el índice de coloración está por debajo del 35 por 100, lo cual situaría a estas rocas en el campo de las andesitas.

Las texturas son porfídicas (fluidales o no), brechoides (asociadas a fracturas) y vacuolares.

De las andesitas con textura porfídica (figura 2) la mayoría tienen orientación fluidal. La matriz está compuesta por microlitos



0,5 mm

Figura 2.—Aspecto microscópico de las andesitas de La Campana. Textura porfídica (clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa) en matriz criptocristalina-vítrea (Complejo volcánico de La Campana).

de plagioclasa y clorita, algo de cuarzo, feldespato potásico, óxidos, calcita y epidota. Las texturas brechoides están restringidas a las zonas de fractura y representan una trituración mecánica de las rocas preexistentes. En algunas muestras las vacuolas están rellenas de agregados de cuarzo, clorita y otros minerales secundarios.

#### 5.1.1.2. Dacitas de Ceperuela

Constituyen una colada de dimensiones reducidas, aproximadamente 4 km<sup>2</sup> aflorantes al S-SO del Cortijo de Ceperuela (fig. 1).

(1) Para una media de 6 análisis.

Su relación cronológica con el resto de las rocas del Complejo de La Campana no está del todo dilucidada; provisionalmente se sitúan a techo de las andesitas, ya que hay afloramientos aislados sobre éstas.

Están atravesadas por el microgranito granofídico de Peñas Pardas y por diques ácidos relacionados con él.

— *Petrografía*

De *visu* presentan una textura porfídica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y máficos en una matriz afanítica de coloración gris-verdosa (fig. 3). En algunos afloramientos pueden confundirse con las andesitas, si bien

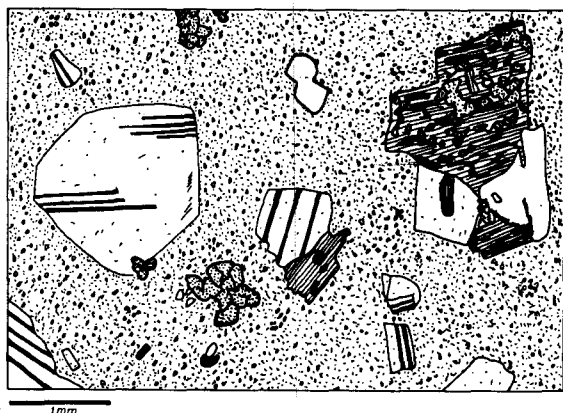


Figura 3.—Aspecto textural de las dacitas de Ceperuela. Fenocristales de cuarzo, plagioclasa y hornblenda cloritizada, en matriz criptocristalina-vítrea (Complejo volcánico de La Campana).

éstas presentan en general una coloración más oscura. Microscópicamente se diferencian de las andesitas por la presencia de cuarzo idiomorfo con bordes corroídos, que localmente desarrollan golfos de corrosión, por la ausencia de piroxeno y por la abundancia de biotita. Los máficos son hornblenda y biotita, frecuentemente cloritizadas, con epidota y algo de esfena. Muchas de estas formas cloritizadas son difíciles de relacionar con el máfico original, que se presenta totalmente pseudomorfizado. La plagioclasa (oligoclasa), por lo general idiomorfa, aparece como fe-

nocristales de algunos milímetros, y en la matriz microcristalina con cuarzo, feldespato potásico, óxidos y máficos. Como minerales accesorios están presentes apatito, circón y esfena.

El análisis modal de dos láminas es el siguiente: matriz, 57 por 100; fenocristales de plagioclasa, 28 por 100; máficos, 12 por 100, y fenocristales de cuarzo, 3 por 100.

Como ya hemos indicado, los procesos de alteración son frecuentes, formándose epidota sobre plagioclasa en la matriz y en venillas; clorita sobre máficos y removilizada en fracturas; cuarzo en fracturas; feldespato potásico removilizado en venillas, etc.

Dos de las muestras estudiadas en el sector de Ceperuela presentan fenoclastos de cuarzo y fragmentos microcristalinos. De momento no es posible establecer si se trata de niveles piroclásticos o materiales epiclásticos.

5.1.1.3. *Pórfidos cuarzomonzodioríticos de Nava Serrano*

Sus afloramientos ocupan la parte central de la alineación magmática LC-VC, extendiéndose desde las proximidades del río Guadiato (N de Castro y Picón) hasta el sector de Eriillas (1).

La relación espacio-temporal, con las andesitas y dacitas deducida de los datos cartográficos, indica que su emplazamiento, probablemente en condiciones subvolcánicas, fue posterior a las andesitas y dacitas.

A su vez, los pórfidos de Nava Serrano son intruidos por el microgranito granofídico de Peñas Pardas, diques ácidos y diques de diabasa.

— *Petrografía*

Se trata de rocas porfídicas con fenocristales de plagioclasa y máficos de 3-5 mm. de tamaño en una matriz microgranuda de coloración gris-rosácea a gris-verdosa clara.

(1) Deben corresponder al «Granito del Cortijo de los González» de PASCUAL y PEREZ LORENTE (1975), por aflorar en los alrededores de este Cortijo.

El estudio microscópico muestra la siguiente mineralogía: oligoclasa-andesina en cristales maclados según la ley de albita y Carlsbad, como fenocristales idiomorfos y en la matriz; piroxeno monoclinico (augita), raramente en cristales sanos; hornblenda verde-marrón en fenocristales, la mayor parte transformada a clorita; biotita muy escasa y algunas formas cloritizadas que parecen proceder de la alteración de este mineral; cuarzo, feldespato potásico, apatito, menas y circón entre los accesorios; y como minerales secundarios: clorita, epidota, calcita, cuarzo, esfena-leucóxeno, óxidos, anfíbol fibroso, productos arcillosos y mica blanca.

El análisis modal (tabla 1) realizado a seis muestras es más orientativo que preciso debido al pequeño tamaño de los granos y a los fenómenos de alteración.

En las cuatro primeras muestras se ha realizado un conteo de fenocristales frente a la matriz, que debido a la alteración y tamaño de grano es de difícil identificación. Aproximadamente el 60 por 100 de la roca corresponde a una matriz microcristalina con plagioclasa, feldespato potásico, máfico y algo de cuarzo, total o parcialmente alterados; mientras que el 40 por 100 restante lo ocupan feno-

cristales de plagioclasa y máficos. En las muestras RS991 y RS221 se han contado el total de minerales, incluidos los componentes de la matriz, lo cual nos indica que prácticamente el 55 por 100 de la roca es plagioclasa y más de un 30 por 100 son máficos, principalmente anfíbol, siendo el resto minerales de alteración y/o accesorios.

Estos análisis modales, no reflejan la mineralogía primaria exacta, por lo que su utilización para asignarle una clasificación en el triángulo AQP es problemática. No obstante, el estudio de unas 50 láminas de estas rocas, con variaciones mineralógicas en cuanto al contenido de cuarzo y otros minerales, permite clasificarlas como pórfidos cuarzomonzodioríticos *s.l.*, aunque algunas muestras correspondan a pórfidos cuarzodioríticos, dioríticos o monzoníticos.

#### 5.1.1.4. Rocas epiclásticas de Orejón

La naturaleza epiclástica de estas rocas, consideradas como brechas magmáticas asociadas a chimeneas volcánicas (PASCUAL y PEREZ LORENTE, 1975), ha sido puesta de manifiesto recientemente (GARROTE y SANCHEZ CARRETERO, 1983). En efecto, se trata de

TABLA I  
Composición modal de pórfidos de Nava Serrano

	RS197	RS824	RS834	RS851	RS991	RS221
Cuarzo ... ..	1,36*	—	—	1,54	4,61	0,97
Plagioclasa ... ..	27,68*	32,78*	23,53*	20,14*	59,15	50,48
Feldespato K ... ..	—	—	—	0,61*	0,81	0,97
Biotita ... ..	—	4,70*	—	—	—	—
Anfíbol ... ..	6,72*	1,10*	—	—	32,88	—
Clinopiroxeno ... ..	—	—	—	—	2,59	—
Clorita ... ..	8,38*	1,52**	11,41**	10,89**	—	23,46**
Opacos ... ..	0,48*	—	—	1,02	—	0,80
Epidota ... ..	—	2,35	—	3,59	—	22,16
Calcita ... ..	—	—	—	—	—	1,13
Matriz ... ..	55,36	57,53	65,04	62,15	—	—
<b>TOTAL ... ..</b>	<b>99,88</b>	<b>99,98</b>	<b>99,98</b>	<b>99,94</b>	<b>100,04</b>	<b>99,97</b>

\* Fenocristales.

\*\* Máficos no reconocibles pseudomorfizados por clorita.

rocas sedimentarias acumuladas en un medio acuoso somero y nutridas por fragmentos procedentes de la erosión de un edificio volcánico. Parte del mismo podría estar localmente emergido.

Los fragmentos encontrados son de composición andesítica, dacítica y cuarzomonzodiorítica.

La secuencia total de este depósito, en el arroyo Orejón, es al menos superior a 150 m., y se han reconocido 9 ciclos, todos ellos granocrecientes que comienzan con niveles de arenas epiclásticas con estructuras de grano-clasificación y laminación para terminar con bancos brechoides, a veces caóticos, donde los fragmentos pueden alcanzar hasta 50 cm.

Estas rocas afloran según una banda discontinua, a lo largo del borde SO de la alineación LC-VC, desde Orejón hasta el sector de Erillas, donde la potencia es muy reducida.

En algunos puntos parece existir una interdigitación entre los materiales epiclásticos y las coladas, sobre todo en la zona de La Campana.

#### 5.1.2. Complejo volcánico de Erillas

En el área estudiada, PEREZ LORENTE y PASCUAL (1975) consideran estas rocas como granito de Peñas Pardas; sin embargo, sus características tanto de afloramiento como litológicas y texturales son idénticas al vulcanismo intracarbonífero del sector de Erillas-La Posadilla (GARROTE et al., 1978; GARROTE et BROUTIN, 1979; BAEZA-ROJANO et al., 1981).

En efecto, los dos afloramientos mayores, con 15 y 3 Km<sup>2</sup>, se sitúan al N y NO del cerro Castillo de Névalo, y presentan características similares con los del sector de Erillas: rocas efusivas, texturas microcristalinas, porfídicas, orbiculares, fluidales, etc., abundantes indicios de hematites en capas paralelas a la superficie de flujo y/o venillas, formando un «*stockwork*»; asimismo, son frecuentes los procesos de alteración hidrotermal (silicificación y sericitización) acompañados por removilización y depósitos de óxidos

de hierro y sulfuro (pirita). Procesos posteriores de oxidación le confieren a estas rocas colores rojizos.

El vulcanismo riolítico va acompañado de la inyección de diques de la misma naturaleza.

#### — Petrografía.

Son rocas de colores rosados y/o verdosos, localmente porfídicas, orbiculares y con bandeado de flujo en una pasta afanítica.

Su mineralogía, por lo general bastante uniforme, está compuesta por cuarzo, feldespato potásico (sanidina y ortosa), plagioclasa (albita) y escasa biotita, como minerales esenciales; entre los accesorios, epidota, esfena, opacos, óxidos, oligisto y cuarzo.

Desde el punto de vista textural, se distinguen tipos porfídicos, microcristalinos, orbiculares, fluidales y piroclásticos.

- *Riolitas porfídicas*.—Son las más abundantes y están compuestas por fenocristales idiomorfos-subidiomorfos de cuarzo, algunos de los cuales con golfos de corrosión y otros rodeados por una corona criptocristalina fibrosa de feldespato sericitizado. Fenocristales de feldespato potásico (sanidina) y albita, idio-subidiomorfos en algunos casos sericitizados y en otros reemplazados por agregados de cuarzo por lo general de mayor tamaño y más limpio que el de la matriz. Otras veces estos fenocristales están rodeados de agregados criptocristalinos de feldespato potásico y productos cloríticos con algo de cuarzo.

La matriz microcristalina-vítrea está compuesta por cuarzo y productos micáceos (sericita ± clorita) junto con algunos feldespatos.

- *Riolitas microcristalinas*.—Son rocas cuarzofeldespáticas sericitizadas con escasos fenocristales a escala de la muestra.

- *Riolitas orbiculares*.—Tienen una distribución irregular dentro del conjunto de afloramientos riolíticos, encontrándose en niveles métricos a decamétricos alternantes con otros no orbiculares. La disposición de las orbículas es casi siempre en lechos paralelos a las superficies de flujo. La figura 4 muestra cuatro

tipos distintos de estas rocas a tamaño natural, según secciones perpendiculares a la superficie de flujo. La figura 4a muestra una disposición grosera de lechos orbiculares alternantes con una pasta afanítica microcristalina. Las orbículas están elongadas según el flujo, algunas llegan a unirse dando lugar a estructuras soldadas cuyas últimas capas de crecimiento son comunes; a su alrededor, y dentro de la pasta, se disponen microtexturas fluidales. La figura 4b muestra orbículas con textura concéntrica más manifiesta, aunque su orientación respecto a la S de flujo es más grosera. En 4c se aprecia una neta y manifiesta orientación fluidal formada por una fina alternancia de lechos de orbículas milimétricas, en parte soldadas, junto con otros lechos vitrofidicos-criptocristalinos con microtextura interna también orientada. La figura 4d muestra una riolita con orbículas desorientadas de

tamaños inferiores a 5 mm., la mayoría de las cuales tienen como núcleo fenocristales idiosubidiomorfos de albita.

Su mineralogía está compuesta por feldespato potásico (sanidina) de tamaño de grano muy fino; plagioclasa (albita); fenocristales de biotita 3-4 mm. en los núcleos de algunas orbículas; cuarzo y calcedonia junto con cantidades pequeñas de biotita, clorita y probablemente anfíbol.

Las texturas orbiculares responden a dos tipos fundamentales: concéntricas y radiales. Predomina netamente la primera con un núcleo que puede estar formado por uno o más cristales de albita, por agregados microcriptocristalinos de cuarzo ( $\pm$ biotita) y algo de feldespato y por algunos microcristales de máficos u opacos. A partir de este núcleo inicial se desarrolla un crecimiento concéntrico, más o menos bien manifiesto, formado

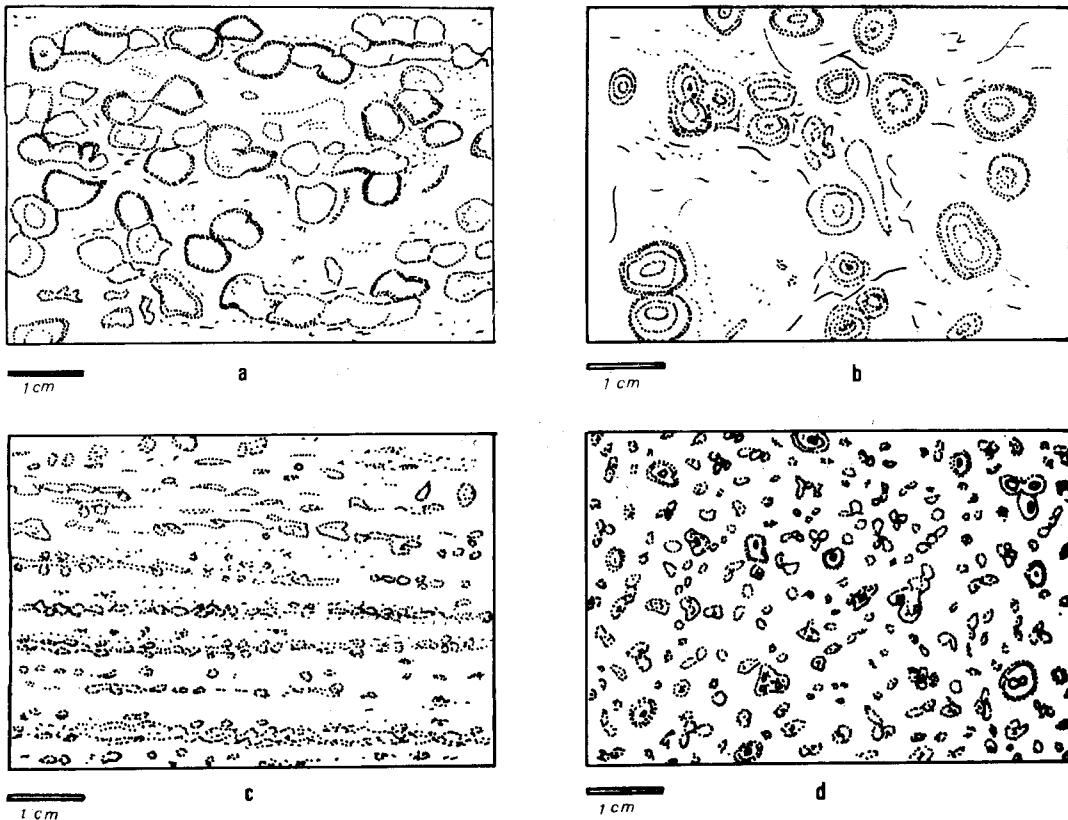


Figura 4.—Aspecto, a tamaño natural, de diferentes riolitas orbiculares (Complejo volcánico de Erillas).



por feldespato, algo de sericita-clorita, biotita, cuarzo y sílice, para acabar con una corona externa fibrosa silíceo-feldespática. Cuando dos o más orbículas contactan, los últimos crecimientos son comunes. La matriz es microcristalina, formada por agregados de cuarzo, feldespato y micas; a veces se presentan zonas interorbiculares con un tamaño de grano mayor y crecimientos fibrosos radiales de cuarzo (calcedonia?).

La estructura radial o esferulítica está poco desarrollada, consistiendo en agregados fibroso-radiales de calcedonia y feldespato, los cuales en algunos casos están alterados a productos sericíticos.

- *Riolitas con textura vitrofidica fluidal.*— Sólo algunas muestras de las estudiadas pueden ser agrupadas dentro de este apartado. Se trata de rocas vítreas en origen con textura fluidal, presentando fenómenos de desvitrificación y formación de sericita muy fina procedente de la alteración del material vítreo.

- *Tobas riolíticas.*—Mientras que en el sector de Erillas-La Posadilla los productos piroclásticos son muy abundantes, en el área de Villaviciosa son minoritarios. Solamente se han clasificado tres muestras como tobas de las 50 estudiadas.

Los clastos identificados son fragmentos de rocas vítreas con restos de textura fluidal parcialmente desvitrificados, y fragmentos de cuarzo con golfos de corrosión en una matriz microcristalina compuesta de cuarzo y feldespato con sericita, biotita y óxidos.

### 5.1.3. Granodiorita biotítico-hornbléndica de Buenagua

Con el nombre «pórfidos granodioríticos de Buenagua», PASCUAL y PEREZ LORENTE (1975) se refieren a rocas caracterizadas por una «fuerte heterometría de grano que afecta a la biotita, a los dos tipos de feldespato presentes y al cuarzo». En este trabajo mantenemos el nombre de Buenagua para referirnos a estas rocas, de composición granodio-

rítica, localmente tonalítica, con heterometría en el tamaño de grano, especialmente de la plagioclasa y máficos. Igualmente, englobamos aquí la facies diferenciada por los autores antes citados como «Granodiorita de grano grueso del Molino del Martinete», cuya composición mineralógica (tabla II) es similar, si bien su textura es granular homométrica y se puede considerar como una facies mejor cristalizada que la primera.

Sus afloramientos, elongados según la dirección NO-SE, se prolongan, aunque de forma discontinua, desde el SE de Villaviciosa hasta el N-NE de Erillas (fig. 1).

Mineralógicamente los tipos más porfídicos guardan relación con los pórfidos de Nava Serrano. De hecho, al O del Cortijo Ceperuela el contacto entre ambos tipos parece transicional.

#### — Petrografía.

La tabla II refleja el análisis modal realizado para las dos variedades texturales, y la figura 10 su proyección en el triángulo QAP.

TABLA II  
Composición modal de la granodiorita de Buenagua

	Variedad heterogranular *	Variedad equigranular **
Cuarzo ... ..	22,59	26,07
Plagioclasa ... ..	43,05	40,43
Feldespato K ... ..	11,48	14,27
Biotita ... ..	7,14	7,04
Hornblenda ... ..	6,31	4,33
Clorita ... ..	5,22	4,31
Apatito ... ..	0,10	0,17
Epidota ... ..	3,08	2,84
Opacos ... ..	0,96	0,41
Otros ... ..	0,08	0,04
TOTAL ... ..	100,01	99,91

\* Valor medio de 19 análisis modales.

\*\* Valor medio de 5 análisis modales.

Ambas variedades petrográficas son rocas holocristalinas de color gris rosáceo compuestas de feldespatos, máficos y cuarzo. En la

variedad porfídica la plagioclasa y los máficos (biotita y hornblenda), por lo general idiomorfos, alcanzan un tamaño de grano mayor (2-5 mm.) en una matriz más fina cuarzo-feldespática.

El cuarzo varía entre un 16-29 por 100, es intersticial y tardío respecto al resto de los minerales, pudiendo presentar intercrecimientos gráficos con el feldespato potásico (fig. 5).

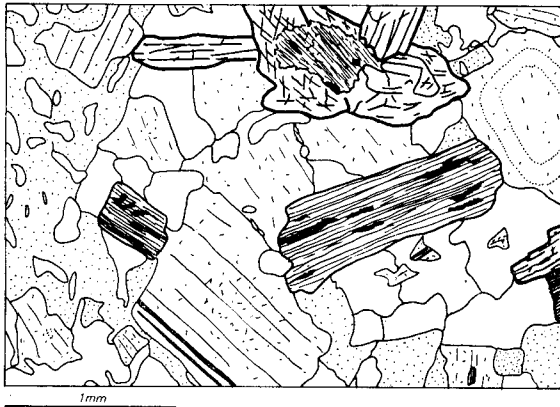


Figura 5.—Granodiorita de Buenagua, con hornblenda y biotita cloritizadas e intercrecimientos gráficos cuarzo-feldespato potásico.

La plagioclasa idio-subidiomorfa, con macas de albita no muy abundantes, presenta una composición media de oligoclasa cálcica. El tamaño en los cristales mayores es de 2-4 mm. Su contenido modal varía entre 32-60 por 100. Suele presentar alteración selectiva a sericita, gránulos de epidota y clorita.

El feldespato potásico puede incluso faltar en rocas de composición tonalítica, se presenta limpio y xenomorfo, englobando a biotita, plagioclasa, etc.

La hornblenda, en cristales idiomorfos de hasta 4 mm., puede faltar en algunas muestras y superar el 20 por 100 en otras, representando una media del 6 por 100 del total de las láminas estudiadas. Se altera a biotita ± clorita, clorita ± epidota, clorita ± epidota ± esfena, clorita ± epidota ± esfena ± opacos y a anfíbol fibroso (actinolita). En algunas mues-

tras la alteración es tan generalizada que no quedan restos sanos de hornblenda.

La biotita está presente en todas las muestras estudiadas y constituye un porcentaje medio del 7 por 100 del total de la roca (tabla II). Se altera a clorita acompañada de pequeñas cantidades de epidota, esfena (leucóxeno) y opacos.

Debido a la alteración, tanto de la hornblenda como de la biotita, se ha contabilizado un promedio de 5 por 100 de clorita de alteración (tabla II) de dudosa procedencia respecto al máfico original, lo cual aumentaría los porcentajes modales de ambos máficos hasta un 8-9 por 100. Los minerales accesorios son apatito, circón y opacos.

Las únicas diferencias observadas son que la variedad equigranular presenta una textura más compacta y con mayor homogeneidad en el tamaño de grano (3-5 mm.) y su composición mineralógica es algo más rica en cuarzo y feldespato potásico, con disminución de plagioclasas y máficos (fig. 6).

## 5.2. CICLO II

El ciclo I, esencialmente volcánico, es seguido por la intrusión de rocas plutónicas máficas, en macizos alargados, en toda la ali-

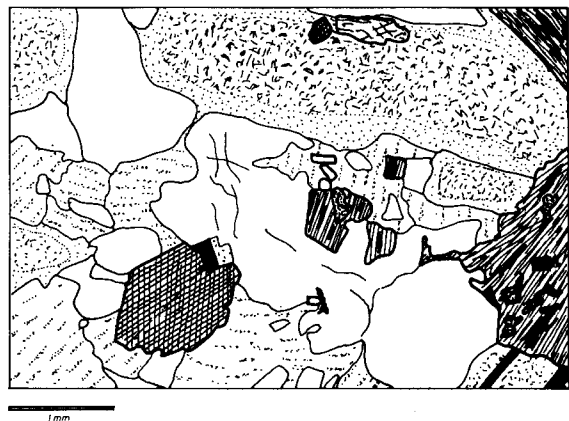


Figura 6.—Aspecto textural de una muestra de la granodiorita de Buenagua con un gran cristal de plagioclasa alterado a sericita. El cuarzo y el feldespato potásico son de cristalización tardía. La hornblenda se altera frecuentemente a clorita, óxidos y epidota.

neación magmática desde La Coronada hasta el río Guadiato (Complejo Los Ojuelos).

En el área estudiada existen tres afloramientos de dimensiones reducidas (menos de 5 kilómetros cuadrados) situados en Villaviciosa, S del Castillo de Névalo y NE de Casas Rubias.

Unos 2 km. al N de Villaviciosa aflora un macizo mayor, descrito por BURGOS y PASCUAL (1976). Igualmente, al NE de Santa María de Trassiera afloran de nuevo gabros (DELGADO QUESADA et al., 1978; PASCUAL, 1981). Dentro de la Hoja de Fuenteovejuna, en los alrededores de Los Ojuelos y La Coronada, los gabros adquieren notable extensión (DELGADO QUESADA, 1971; APALATEGUI et al., en prensa).

Las rocas gábricas están ampliamente intruidas por rocas graníticas, desde venas milimétricas a cuerpos de centenares de metros; existe una brechificación intensa de las rocas gábricas que llega a individualizar enclaves gábricos de formas angulosas dentro de una matriz granítica. El tamaño de estos fragmentos es variable, desde algunos milímetros a varios metros.

CHAUMEREUIL (1975) distingue entre brechas magmáticas «estáticas» producidas por simple fragmentación de la roca básica, sin apenas desplazamiento de unos fragmentos respecto a otros y brechas «cinemáticas», en las que los fragmentos han sido ampliamente desplazados, no presentando relaciones morfológicas los unos con los otros. En ambos casos el contacto matriz granítica-roca básica puede ser muy neto, sin apenas mezcla, o difuso-reaccional.

#### — Petrografía.

Como ya se ha indicado, los afloramientos básicos no presentan una composición uniforme, sino que varían desde gabros a dioritas *s.l.* e incluso granodioritas (fig. 10).

Tanto los gabros como las dioritas *s.l.* son rocas granudas subidiomorfas, de tamaño de grano medio y con frecuente heterometría granular.

Las rocas de composición gábrica representan la mayor parte de estos pequeños aflo-

ramientos básicos. En la tabla III se resumen las proporciones minerales de seis análisis modales.

El cuarzo, mineral totalmente accesorio, apenas está presente en estas rocas. La plagioclasa, en cristales subidiomorfos, localmente zonada, presenta variaciones en el contenido en anortita; se han determinado cristales con anortita entre 45-60 por 100, con zonas marginales de hasta un 35 por 100 en anortita. El contenido medio modal de plagioclasa representa aproximadamente el 55 por 100 en volumen de la roca.

El anfíbol es hornblenda marrón que evoluciona en la mayor parte de los casos a hornblenda verde y posteriormente a anfíbol fibroso (actinolita) con pleocroísmo verde-azulado. La variación modal de anfíbol es amplia (10,39 a 31,95 por 100), englobando tanto el anfíbol primario como al de transformación, que no ha podido relacionarse con el mineral primario del que procede.

El clinopiroxeno (augita) se encuentra en una proporción modal parecida a la del anfíbol, probablemente superior si tenemos en cuenta que parte del anfíbol contabilizado es de transformación del clinopiroxeno.

Los minerales opacos en granos xenomorfos representan alrededor de 2,80 por 100 (1).

En cuanto al orden de cristalización existen criterios para afirmar que la plagioclasa y el clinopiroxeno son coetáneos, y en muchos casos la plagioclasa es precoz respecto al clinopiroxeno, presentándose abundantes cristales de aquella englobados por el clinopiroxeno con bordes reabsorbidos. El anfíbol es intersticial y tardío.

Las rocas de composición diorítica (tabla III) se localizan preferentemente en aquellas zonas donde ha tenido lugar la intrusión del magma granítico, por lo que probablemente, en buena parte, sean debidas a la hibridación ácido-básico, en especial cuando la intrusión granítica se produce a través de una intensa red de venillas. Otras veces el

(1) Se han contabilizado también los secundarios, procedentes de las transformaciones.

TABLA III  
Composición modal de gabros y dioritas (Complejo Ojuelos)

GABROS							
	RS840	RS871	RS925	RS928	RS962	RS281	Media
Cuarzo ... ..	0,46	—	0,55	—	—	—	0,16
Plagioclasa ... ..	54,50	46,53	56,82	51,73	60,00	62,45	55,33
Feldespato K ... ..	—	—	—	—	—	—	—
Anfíbol ... ..	10,39	31,95	17,27	20,91	15,00	27,17	20,44
Clinopiroxeno ... ..	28,22	17,77	17,82	23,09	24,00	8,22	19,85
Biotita ... ..	0,46	—	—	—	—	—	0,07
Opacos ... ..	5,94	3,11	1,11	4,23	1,00	1,57	2,82
Otros ... ..	0,30	0,62	6,39	—	—	0,56	1,31
<b>TOTAL ... ..</b>	<b>100,27</b>	<b>99,98</b>	<b>99,96</b>	<b>99,96</b>	<b>100,00</b>	<b>99,97</b>	<b>99,98</b>

DIORITAS s. l.							
	RS839	RS880	RS889	RS897	RS933	RS978	Media
Cuarzo ... ..	14,30	6,98	3,64	2,54	16,95	0,77	7,53
Plagioclasa ... ..	54,95	50,00	38,54	44,34	31,81	43,43	43,84
Feldespato K ... ..	4,22	14,57	5,20	2,07	24,82	9,04	9,98
Anfíbol ... ..	13,33	22,68	9,82	16,85	16,60	44,21	20,58
Clinopiroxeno ... ..	0,16	0,43	30,03	28,40	—	1,98	10,16
Biotita ... ..	9,75	—	3,47	—	—	—	2,20
Opacos ... ..	2,76	3,83	7,98	5,77	7,16	—	4,58
Otros ... ..	0,48	1,48	1,21	—	2,62	0,55	1,05
<b>TOTAL ... ..</b>	<b>99,95</b>	<b>99,97</b>	<b>99,89</b>	<b>99,97</b>	<b>99,96</b>	<b>99,98</b>	<b>99,92</b>

contacto entre magma granítico y la roca básica es muy neto, pareciendo *a priori* no existir interacción entre ambas rocas. Sin embargo, el estudio microscópico pone de manifiesto que los gabros sufren un ligero metasomatismo que los transforma en rocas, de composición diorítica e incluso cuarzomonzonítica (muestra RS933, tabla III). Los principales cambios mineralógicos son presencia de cuarzo (hasta un 16,95 por 100), alteración de plagioclasa con zonas marginales más sódicas, damouritización y reemplazamiento de plagioclasa por feldespato potásico (fig. 7) con disminución de la plagioclasa en las rocas dioríticas *s.l.*, que pasan de una media modal de 55,33 por 100 en los gabros a 43,84 por 100 en las dioritas. El feldespato potásico, bien

como sustitución, bien como cristalización intersticial, alcanza en las dioritas un contenido medio modal de 9,98 por 100. El clinopiroxeno augita disminuye en las dioritas alterándose generalmente a anfíbol y clorita con epidota y esfena subordinados. Igualmente, la hornblenda presenta alteraciones parciales a anfíbol fibroso de la serie tremolita-actinolita con algo de clorita y óxidos. Los minerales opacos son, asimismo, más abundantes en las dioritas.

En resumen, podemos decir que las dioritas *s.l.* son, en parte, el resultado de la acción del magma granítico sobre las rocas gábricas, generadas en las zonas de mezcla con cristalización de cuarzo intersticial y en venas, feldespato potásico intergranular y de sustitución local de la plagioclasa y además uralitización parcial del piroxeno.

Por su parte, el magma granítico se contamina de material básico, enriqueciéndose en hornblenda, biotita y minerales opacos.

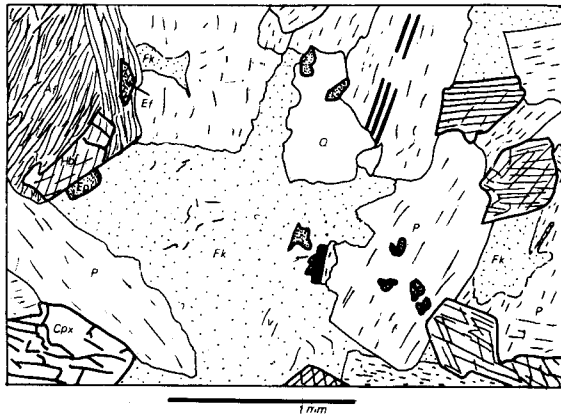


Figura 7.—Corrosión de feldespato potásico sobre plagioclasa en los gabro-dioritas del Complejo Ojuelos.

### 5.3. CICLO III

Constituye una de las manifestaciones ígneas más ampliamente desarrolladas a lo largo de la alineación LC-VC. Se trata de un magmatismo ácido de tendencia alcalina que da lugar a la intrusión de *stocks* graníticos de dimensiones reducidas y a una amplia red de diques asociados.

Las características comunes de los diferentes cuerpos ígneos son: a) emplazamiento superficial; b) tendencia alcalina; c) escasos melanocratos, por lo general, biotita y presencia local de anfíbol; d) metamorfismo de contacto; e) variedades petrográficas de grano fino y tipos porfídicos; g) texturas grano-fídicas, y h) mineralizaciones de fluor y bario asociadas.

Sus afloramientos más representativos son: *stock* de Los Arenales, granito de Castro y Picón, *stock* granítico de La Cardenchoza, granito de La Cañada del Gamo, microgranito granofídico de Peñas Pardas y conjunto de diques de dimensiones variables y amplia distribución geográfica.

#### 5.3.1. Granito de Los Arenales

Aflora al O de Cerro Muriano, ocupando una superficie de unos 24 km<sup>2</sup>, elongado en dirección N-S. Su mitad norte intruye en los materiales precámbricos del dominio Azuaga-Cerro Muriano (DELGADO QUESADA et al., 1977), mientras que su mitad meridional lo hace sobre las series cámbricas del dominio Córdoba-Alanís, produciendo metamorfismo de contacto en ambos encajantes (ver DELGADO QUESADA et al., 1978; PASCUAL, 1981).

DELOCHE et SIMON (1979) distinguen cuatro facies petrográficas para este granito:

- *Facies principal*.—Ocupa el 80 por 100 de los afloramientos y se trata de una roca hoolcristalina de grano medio (fig. 8).

En la tabla IV se recoge el análisis modal de las distintas variedades petrográficas, y en la figura 10 su proyección en el triángulo QAP. El feldespato potásico (48 por 100) está por lo general maclado según la ley de Carlsbad. La plagioclasa (oligoclasa) (12 por 100) se presenta en cristales subidiomorfos parcialmente damouritizados. El cuarzo (36 por 100) es xenomorfo e intersticial. La biotita (2,5 por ciento), poco abundante, está parcialmente cloritizada. Localmente aparece anfíbol en cantidad accesorio. Una característica de este



Figura 8.—Aspecto textural del granito de Los Arenales (según DELOCHE et SIMON, 1979).

granito es la presencia de fluorita y barita como minerales accesorios, que según MARMO (1971) es propia de granitos alcalinos postcinemáticos.

- *Facies con cavidades miarolíticas.*—Está mejor desarrollada en la parte meridional del afloramiento. Su composición mineralógica, similar a la descrita, presenta variaciones en el contenido de feldespatos (tabla IV).

Las cavidades miarolíticas son de dos formas (DELOCHE y SIMON, 1979): groseramente esféricas y alargadas, asociadas a fracturas. Algunas de estas cavidades presentan zonación de la periferia al centro. Los minerales más frecuentes son: cuarzo, feldespato alcalino, biotita, clorita, hematites, turmalina y moscovita.

- *Microgranito porfídico.*—Intruye a la facies principal y aflora en la parte N del macizo.

Su textura es porfídica con fenocristales de feldespato potásico, oligoclasa, biotita y cuarzo idiomorfo con bordes de reacción en una matriz microgranuda de igual composición (tabla IV).

- *Facies fina.*—Se caracteriza por la abundancia de texturas micrográficas y menor tamaño de grano. Su composición mineralógica (tabla IV) indica una mayor evolución hacia el polo ácido.

TABLE IV  
Composición modal del granito de Los Arenales  
(DELOCHE et SIMON, 1979)

	1	2	3	4
Cuarzo ... ..	31,11	34,92	40,23	39,74
Feldespato K ...	48,46	29,33	40,24	49,39
Plagioclasa ...	12,08	32,56	11,93	6,74
Biotita ... ..	2,57	3,11	7,41	1,84
Otros ... ..	0,85	—	0,17	1,21
TOTAL ... ..	100,07	99,92	99,98	98,92

1. Facies principal. 2. Facies miarolítica. 3. Microgranito porfídico. 4. Facies fina.

Dataciones absolutas por el método K/Ar realizadas por BELLON et al. (1979) han dado una edad de  $316 \pm 16$  m.a. para la facies principal y  $332 \pm 17$  m.a. para la miarolítica, lo cual situaría a este granito en el Viseense Superior-Namuriense. Edad coherente con el esquema de sucesión magmática propuesto en este trabajo.

### 5.3.2. Granito de Castro y Picón

Aflora en la ladera norte del Cerro de Castro y Picón a favor de la falla del mismo nombre (fig. 1). La presencia de texturas brechoides, venillas cloritizadas, etc., prueban la reactivación de dicha falla en época tardihercínica.

#### — Petrografía.

Se trata de una roca de color claro, holocristalina, de grano medio (2 mm.).

En la tabla V se presentan los resultados de cuatro análisis modales y en la figura 10 su proyección en el triángulo QAP. El cuarzo (23-33 por 100) es xenomorfo intersticial, pro-

TABLE V  
Composición modal del granito de Castro y Picón

	RS283	RS286	RS294	RS295
Cuarzo ... ..	26,28	22,69	33,07	26,08
Feldespato K ...	33,28	40,02	42,54	36,84
Plagioclasa ...	32,82	30,74	24,07	32,85
Biotita ... ..	7,60	6,38	0,07	4,06
Menas ... ..	—	0,13	—	0,14
TOTAL ... ..	99,98	99,96	99,75	99,97

duciendo a veces corrosión sobre el feldespato K. Igualmente aparecen texturas gráficas cuarzo-feldespato K poco desarrolladas.

El feldespato K (33-42 por 100) subidiomorfo a xenomorfo es tardío respecto a la plagioclasa, a la que puede rodear formando una

corona. Son muy frecuentes las micropertitas tipo «film».

La plagioclasa (24-33 por 100) es subidomorfa, aunque algunos cristales son totalmente idiomorfos. Localmente se presenta alterada a pequeñas pajillas micáceas.

La biotita (0-8 por 100) está rota y desfleada con alteración a clorita y óxidos.

Como minerales accesorios se encuentran apatito, circón, rutilo, moscovita y opacos.

Las cuatro muestras estudiadas presentan fenómenos de deformación con cataclasis generalizada en algunas bandas, abundantes fracturas rellenas de clorita, extinción ondulante del cuarzo, alabeamiento de maclas, etcétera, lo cual nos indica que la falla de Castro y Picón ha actuado con posterioridad a la intrusión del granito.

El granito de Castro y Picón intruye en los materiales detrítico-carbonatados del Cámbrico Inferior produciendo corneanas de bajo metamorfismo en las pizarras y *skarn* en los niveles carbonatados con mineralización de piritita, calcopiritita y tetrahedrita con cuarzo y calcita (DELGADO-QUESADA et al., 1978).

### 5.3.3. Granito de la Cañada de Gamo

Constituye una masa principal de unos 26 kilómetros cuadrados, así como pequeñas apófisis intruidas en la serie de gneises migmatíticos con anfibolitas y diferenciados pegmatíticos del sur de Fuenteovejuna.

Está cortado por diversos diques de pórfidos ácidos y diabasas. Sus contactos intrusivos producen metamorfismo de contacto con las rocas de caja.

Textural y mineralógicamente es similar al granito de Los Arenales.

#### — Petrografía

Según datos de GARCIA PORTERO (1980) se trata de una roca holocristalina de grano medio y color rosado.

El feldespato potásico (3-4 mm.) es ortosa pertítica, con heterometría de grano; la plagioclasa (oligoclasa) es de menor tamaño (1-2 mm.) y en menor proporción que el feldes-

pato K; la biotita, de pleocroísmo marrón, localmente se altera a clorita, y en pequeña proporción, no siempre presente, anfíbol verde-marrón. Los minerales accesorios son: circón, apatito, opacos, esfena-leucoxeno y allanita.

La textura es granular con heterometría local del feldespato potásico. Los intercrecimientos gráficos cuarzo-feldespato (textura micropegmatítica) están presentes localmente. Las cavidades miarolíticas son escasas.

### 5.3.4. Granito de La Cardenchoza

Situado al S de La Cardenchoza, presenta un afloramiento alargado N-S de unos 90 km<sup>2</sup>. Intruye, en la mayor parte de su contorno, en rocas metapelíticas precámbricas con metamorfismo regional variable, produciendo efectos térmicos sobre las mismas (corneanas albíta-epidota y hornbléndicas).

#### — Petrografía

GARROTE y SANCHEZ CARRETERO (1979) han diferenciado tres variedades petrográficas: granito rosa, granito feldespático-alcálico y diques porfídicos.

• *Granito rosa*.—Constituye la casi totalidad de la masa granítica. Su mineralogía (tabla VI) es feldespato potásico (41,5 por 100), que corresponde a ortosa pertítica y microclina en cristales idiomorfos de hasta 4 cm.; plagioclasa (15 por 100) (máximo An<sub>24</sub>) idiomorfa con bordes corroídos por cuarzo y feldespato potásico; cuarzo (31 por 100), del que se han diferenciado cuatro generaciones (cuarzo idiomorfo, cuarzo en agregados corroyendo a feldespatos y biotita, cuarzo procedente de granulación-recristalización en zonas de cataclasis y cuarzo mirmequítico en los contactos plagioclasa-feldespato potásico); biotita (9 por 100), generalmente transformada a clorita, y cantidades menores de otros componentes como circón, apatito y menas. Como minerales secundarios, clorita, moscovita, calcita y óxidos.

TABLA VI  
Composición modal del granito de La Cardenchosa  
(GARROTE y SANCHEZ-CARRETERO, 1979)

	Granito rosa *	Granito feldespático- alcalino **
Cuarzo ... ..	30,82	45,31
Plagioclasa ... ..	14,71	4,41
Feldespato K ... ..	41,52	41,04
Biotita ... ..	8,97	1,67
Moscovita ... ..	2,29	6,65
Clorita ... ..	1,30	0,51
Otros ... ..	0,28	0,37
<b>TOTAL ... ..</b>	<b>99,89</b>	<b>99,96</b>

\* Media de 6 análisis.

\*\* Media de 8 análisis.

Texturalmente destaca el tamaño de los cristales de feldespato potásico (hasta 4 cm.) que engloban plagioclasa, biotita, etc. El cuarzo, posterior al feldespato potásico, es intersticial y presenta frecuente granulación que afecta también a los feldespatos.

Este hecho, junto con reorientación de biotita, da una apariencia gneísica a los afloramientos más nor-occidentales. En las proximidades a zonas de falla el granito presenta texturas cataclásticas con neoformación de moscovita (SANCHEZ CARRETERO, 1975).

Los datos químicos muestran un contenido bastante uniforme de SiO<sub>2</sub> entre 69-70 por 100; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de 14 por 100; Fe total como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de 3,5-4 por 100; Na<sub>2</sub>O, de 2-2,5 por 100, y K<sub>2</sub>O relativamente alto, 4-5 por 100.

• *Granito feldespático-alcalino.*—Aflora a lo largo de gran parte de la periferia de la masa granítica y en el interior, relacionado con retazos de corneanas.

Su tamaño de grano es medio-fino, y aunque el feldespato potásico sigue siendo de mayor tamaño que el resto de los minerales, la heterometría de la roca es menos acusada que en la variedad anterior. Todas las muestras estudiadas presentan cataclasis importante.

Su composición mineralógica (tabla VI, fi-

gura 10) es cuarzo (45,3 por 100) que corre a los feldespatos y presenta heterometría de grano y granulación; la plagioclasa (4,5 por ciento) no presenta bordes mirmequíticos y es menos cálcica (An<sub>18-16</sub>); el feldespato potásico (41 por 100) es escasamente perfitico; la biotita (1,6 por 100) es muy escasa; la moscovita (6,6 por 100) en parte procede de la transformación de biotita y en parte de neoformación asociada a los procesos cataclásticos; como mineral accidental aparece turmalina (0-5 por 100).

Esta variedad petrográfica es más rica en SiO<sub>2</sub> de 71-75 por 100, disminuye el contenido en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,5-2,1 por 100), el Na<sub>2</sub>O es parecido al del granito rosa y el K<sub>2</sub>O ligeramente superior.

• *Diques porfídicos.*—Intruyen la masa granítica y rocas encajantes. La potencia es por lo general inferior a 15 m., siendo su desarrollo longitudinal de hasta varios centenares de metros. Texturalmente se observan notables diferencias, aunque su composición es muy uniforme. Por lo general son porfídicos en matriz microcristalina con desarrollo local de texturas esferulíticas sobre núcleos de cuarzo y feldespato. De su quimismo destaca el alto contenido de K<sub>2</sub>O con valores entre el 4 y 7 por 100.

### 5.3.5. Microgranito granofídico de Peñas Pardas y diques asociados

Las últimas manifestaciones del magmatismo ácido de tendencia alcalina (ciclo III) están representadas por la intrusión, en condiciones subvolcánicas, de una gran cantidad de diques de potencia y desarrollo variable con disposiciones que van desde la vertical a la horizontal y cuyo mayor representante es el microgranito granofídico de Peñas Pardas. En efecto, la geometría de sus afloramientos (fig. 1) responde a un cuerpo tabular cuya potencia máxima apenas supera los 2 kilómetros, dibujando una estructura anular elongada en dirección NO-SE.

Mientras que los otros stocks graníticos



están intruidos por una gran red de diques mineralógicamente similares y con manifiesta variación textural, el granófido de Peñas Pardas no es intruido por ninguno de estos diques y sí por diabasas del ciclo IV. Por otra parte, dada la similitud mineralógica y textural con el resto de los diques menores, así como su propia estructura y carácter subvolcánico (PASCUAL y PEREZ-LORENTE, 1975; PEREZ-LORENTE, 1977; PASCUAL, 1981), es por lo que consideramos al granófido de Peñas Pardas como un dique mayor del conjunto de los que caracterizan la etapa final del ciclo III.

La geometría anular no llega a cerrar por el NO, haciéndolo por la parte SE mediante afloramientos discontinuos (fig. 1).

Sus afloramientos destacan topográficamente sobre el conjunto de las demás rocas, dando lugar a las mayores elevaciones de la zona (Cerro Cruces, con 888 m.).

#### — Petrografía

De *visu* resalta su intenso color rojo y el tamaño de grano, por lo general, menor de 2-3 mm. Existe una clara relación entre la extensión de los afloramientos y el tamaño de grano; los más reducidos son de menor tamaño, llegando incluso, en algunos puntos, a una roca microcristalina de aspecto volcánico.

Igualmente, el estudio microscópico pone de manifiesto variaciones texturales (granular heterométrica, granofídica, micropegmatítica, microgranular, microlítica, etc.). Las más representativas son las tres primeras.

Granular heterométrica (tendencia porfiróide) (fig. 9A) con idio-subidiomorfismo de plagioclasa y biotita, siendo el feldespato potásico y el cuarzo intergranulares y/o gráficos. Este tipo textural corresponde a los mayores afloramientos. La textura granofídica (fig. 9B) está formada por finos intercrecimientos de cuarzo y feldespato alcalino, por lo general rodeando a fenocristales de feldespatos como un agregado de formas intercrecidas. Este tipo de texturas están relacionadas con las partes más apicales de la intrusión. Siendo

importante en su génesis los volátiles retenidos (HUGHES, 1960). La variedad micropegmatítica o micrográfica (fig. 9C) está formada por cuarzo y feldespato alcalino, donde el cuarzo presenta formas irregulares a veces sin aparente conexión y en otras ocasiones mostrando extinción uniforme en relación con cristales de feldespato alcalino.

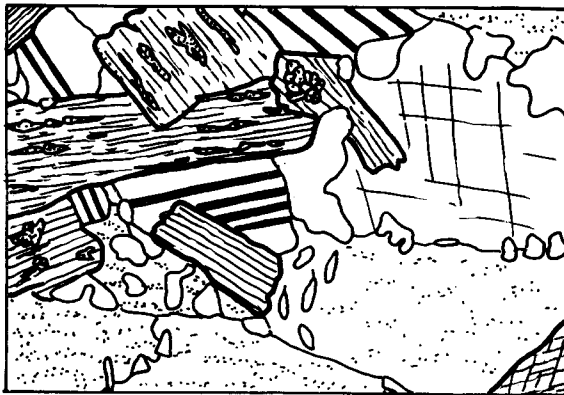
Mineralógicamente el granófido es muy uniforme. Sin embargo, sólo el 42 por 100 de las muestras estudiadas presentan anfíbol como mineral accesorio. Los afloramientos de las muestras con anfíbol se sitúan preferentemente como una orla marginal en el asomo de Laguna Alta y en los alrededores del Cerro Señora, aparte de algunos otros puntos aislados.

La tabla VII recoge el análisis modal de 24 muestras, de las cuales 10 tienen anfíbol, y la figura 10 su proyección en el triángulo QAP.

Como puede verse, se trata de un granito muy leucocrático, ya que los máficos (biotita y anfíbol) son accesorios. La plagioclasa es muy albítica (en general,  $<An_5$ ), lo cual le confiere un carácter alcalino, hecho apoyado por algunos análisis químicos disponibles. El volumen de plagioclasa varía de 13,18 a 28,09 por 100 (media 22,23 por 100) para la variedad sin anfíbol, y 14,35 a 39,71 por 100 (media 24,07 por 100) para la anfibólica. El feldespato potásico varía de 28,31 a 57,17 por ciento (media 47,02 por 100) en las rocas sin anfíbol, y de 25,27 a 54,75 por 100 (media 43,29 por 100) en las anfibólicas. El cuarzo, entre 19,10 a 39,83 por 100 (media 26,23 por 100) y de 22,11 a 33,23 por 100 (media 27,46 por 100) en la anfibólica. El resto de los minerales en su conjunto representa sólo alrededor del 5 por 100 del total de la roca.

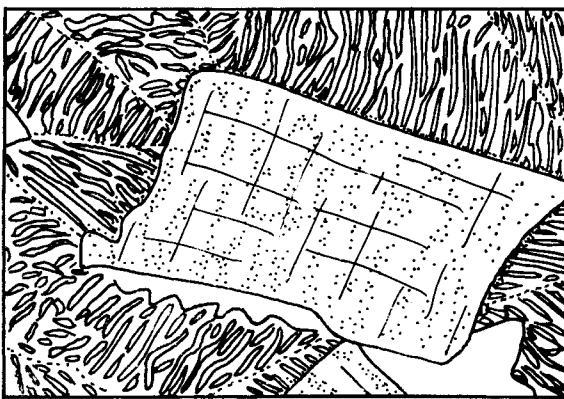
Su proyección en el triángulo QAP (fig. 10) cae dentro del campo de los granitos feldespáticos alcalinos, y el relativo bajo contenido en cuarzo, de algunas muestras, las acerca al campo de las sienitas feldespáticas alcalinas.

El conjunto de diques, genéticamente asociados al granófido de Peñas Pardas, es muy



0.5 mm

A



0.5 mm

B



0.5 mm

C

Figura 9.—Variación textural del microgranito granofídico de Peñas Pardas (explicación en el texto).

amplio en toda la zona, afectando a las rocas ígneas previas y al entorno encajante.

Mineralógicamente muestran una gran uniformidad, estando compuestos por cuarzo en fenocristales, a veces corroídos, y en la matriz; feldespato potásico, en fenocristales y matriz; plagioclasa sódica, en menor proporción que el feldespato potásico, y biotita muy escasa.

Texturalmente se pueden distinguir dos amplios grupos: a) porfídicos con matriz microcristalina, y b) microgranudos con algunos fenocristales. Son, asimismo, frecuentes las texturas gráficas, esferulíticas y en menor grado las fluidales.

Sus dimensiones varían desde venas milimétricas a varias decenas de metros. La dirección suele fluctuar entre N70E y N-S. El buzamiento, también variable, va desde horizontal a vertical, predominando estos últimos.

#### 5.4. CICLO IV

Los ciclos que se han diferenciado tienen unas características propias, tanto a nivel composicional como de yacimiento, pero hay que entenderlos como procesos de actividad ígnea no necesariamente espaciados en el tiempo, sino que a veces pueden ser sincrónicos o al menos con etapas solapadas.

El ciclo IV se caracteriza por ser de composición básica y de naturaleza subvolcánica. Las relaciones con el resto de las rocas es la siguiente: cortan a todas las rocas anteriores y, a su vez, son intruidos por diques y apófisis microgranudas correspondientes al ciclo anterior. Por lo que tenemos que admitir un período de solapamiento temporal entre ambos episodios. Este hecho es muy claro al S y SO del pueblo de El Alcornocal (APALATEGUI et al., en prensa). Fuera de esta área, en las observaciones realizadas hacia el SE de la alineación, las diabasas intruyen a las rocas ácidas, lo cual se interpreta como una variación temporal de la actividad ígnea a lo largo de la alineación.

TABLA VII  
Composición modal del microgranito granofídico de Peñas Pardas

	Cuarzo	Feld. K	Plag.	Biot.	Anf.	Clota.	Epta.	Apto.	Menas	Otros	Total
RS 65 ... ..	19,10	54,51	19,68	3,49	—	2,13	—	—	1,06	—	99,77
RS 65 ... ..	20,63	51,94	19,70	—	—	6,15	0,23	—	1,32	—	99,77
RS 269-1 ... ..	39,83	28,31	24,08	—	—	3,40	4,37	—	—	—	99,99
RS 280 ... ..	32,19	47,14	18,48	0,72	—	0,83	0,31	—	0,31	—	99,98
RS 601 ... ..	29,67	57,17	13,18	—	—	—	—	—	—	—	100,02
RS 602 ... ..	21,39	46,82	26,97	1,70	—	1,70	0,15	0,30	0,77	—	99,80
RS 755 ... ..	19,59	42,00	27,63	6,98	—	2,00	0,08	0,48	1,20	—	99,96
RS 937 ... ..	25,16	53,29	20,31	0,84	—	—	—	—	0,38	—	99,98
RS 947 ... ..	29,70	49,18	20,13	0,52	—	—	—	—	0,45	—	99,98
RS 955 ... ..	23,25	48,19	24,03	3,10	—	0,64	—	—	0,77	—	99,98
RS 956 ... ..	29,18	48,17	19,93	1,43	—	0,51	—	—	0,20	—	99,96
RS1019 ... ..	27,68	42,09	28,09	1,55	—	0,32	—	—	0,24	—	99,97
RS1038 ... ..	29,80	47,06	21,17	0,32	—	0,16	—	—	1,46	—	99,97
RS 583 ... ..	20,14	41,96	27,93	—	—	0,51	—	0,35	0,59	0,23	91,71
Media ... ..	26,23	47,02	22,23	1,47	—	1,31	0,36	0,08	0,62	0,01	—
RS 265 ... ..	25,99	25,27	39,71	3,00	0,48	3,24	0,72	—	1,20	0,36	99,97
RS 293 ... ..	24,43	32,58	31,72	1,45	4,43	3,57	0,52	0,06	0,99	0,19	99,94
RS 753 ... ..	22,11	36,52	30,69	6,38	0,44	2,31	0,22	0,11	1,21	—	99,99
RS 804 ... ..	31,78	44,52	21,63	0,71	0,71	0,26	—	—	—	—	99,61
RS 848 ... ..	28,21	54,75	14,35	0,69	0,79	—	0,09	—	—	0,09	98,97
RS 935 ... ..	28,46	50,17	19,48	0,88	0,53	—	—	—	0,26	—	99,78
RS 950... ..	28,05	48,52	20,31	1,66	0,60	—	—	—	0,68	—	99,82
RS 951 ... ..	29,77	50,12	16,18	1,56	0,31	1,53	—	—	0,51	—	99,98
RS 954 ... ..	33,23	48,39	16,56	0,70	0,90	0,20	—	—	—	—	99,98
RS1542 ... ..	22,65	42,12	30,10	3,93	0,42	—	—	0,10	0,53	0,10	99,95
Media ... ..	27,46	43,29	24,07	2,09	0,96	1,11	0,15	0,02	0,53	0,07	—

Quizá uno de los rasgos más característicos de estas rocas sea su tipo de yacimiento. En efecto, al S y SO de El Alcornocal, donde afloran extensamente, forman apretados haces de diques, hasta tal extremo que están en contacto mutuo sin roca encajante, dando la impresión de ser un cuerpo masivo.

Petrográficamente son rocas microgranudas con texturas ofíticas y/o subofíticas. Localmente con vacuolas rellenas de calcita, clorita y prehnita en crecimientos fibroso-radiales. La plagioclasa (andesina-labradorita) se encuentra en fenocristales idiomorfos, a veces en agregados, y en la matriz, por lo general, poco alterada. El clinopiroxeno (augita) forma algunos fenocristales y se uralitiza a actinolita, clorita, esfena y calcita. Los minerales

accesorios son cuarzo, allanita, esfena, apatito, circón y feldespato potásico. Este último, intersticial aportado por los diques ácidos (potasificación) cuando éstos llegan a cortar a las rocas microgábricas.

## 6. CONCLUSIONES

Durante el Carbonífero Inferior, un amplio sector de la parte central de la actual zona de Ossa-Morena se encontraba emergida, separando dos cuencas marinas de dirección NO-SE. A la cuenca norte pertenecían los afloramientos de las cuencas de Benajárfate, NE de Villafranca de los Barros, Guadiato, valle de Los Pedroches, etc., y a la cuenca sur los

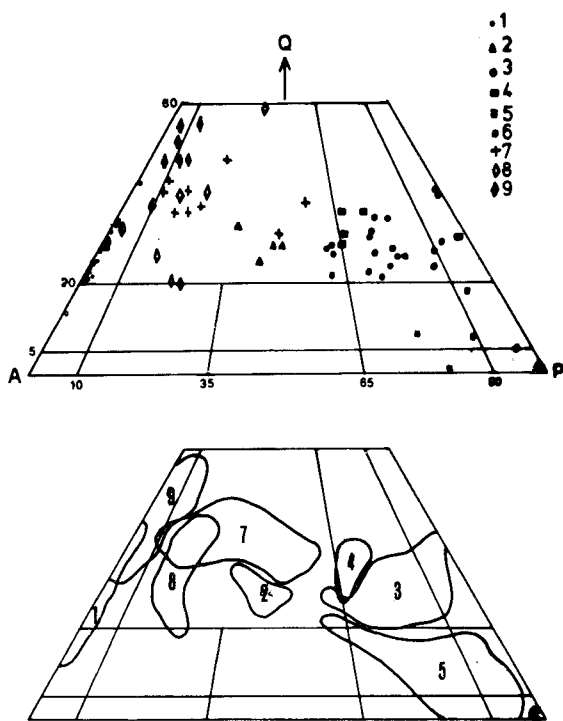


Figura 10.—Proyección QAP de diferentes tipos de rocas de la alineación LC-VC: 1) granófono de Peñas Pardas, 2) granito de Castro y Picón, 3) granodiorita de Buenagua (variedad heterogranular), 4) granodiorita de Buenagua (variedad equigranular), 5) dioritoides, 6) gabros, 7) granito de Los Arenales, 8) granito de La Cardenchosa (granito rosa) y 9) granito de La Cardenchosa (granito feldespático-alcalino).

afloramientos de la Faja Pirítica, Santa Olalla de Cala, etc. (GABALDON et al., 1983).

La alineación magmática LC-VC, junto con la de Varas-Guadalbarbo (CROUSILLES et DIXSAUT, C., 1977; PEREZ-LORENTE, 1977, 1980), situada más al N, serían, ya en el Tournaisiense, elementos activos de la cuenca norte. En efecto, la estructuración de la alineación LC-VC se inicia en el Tournaisiense Medio-Superior con un volcanismo submarino de naturaleza intermedia-básica (Complejo volcánico de La Campana, GARROTE y SANCHEZ-CARRETERO, 1983). En la alineación más septentrional (V-G) este primer episodio correspondería a las coladas volcánicas con estructura «pillow» del río Guadalbarbo.

Hacia el Viseense Medio-Superior el volcanismo de naturaleza ácida (Complejo volcánico de Erillas) alcanza un gran desarrollo entre las localidades de La Posadilla y Villaviciosa de Córdoba. Igualmente, en el Culm de Los Pedroches, sobre las coladas básicas del río Guadalbarbo, existe una intercalación ácida formada por rocas piroclásticas de edad Viseense Superior (PEREZ LORENTE, 1980). Hasta aquí hubo paralelismo entre la actividad de las dos alineaciones, exceptuando la cantidad de material emitido, mucho más importante en LC-VC.

Este primer ciclo, eminentemente volcánico, daría lugar a potentes acúmulos de material en la alineación LC-VC, generando así una barrera que separaría una zona marginal somera del mar abierto (GARROTE y SANCHEZ CARRETERO, 1983; GABALDON et al., 1983). Esta barrera natural podría ser, en parte, el límite norte de la cuenca de Benajarfe.

La erosión mecánica de parte de este edificio volcánico dio lugar a los depósitos de rocas epiclásticas de Orejón (GARROTE y SANCHEZ-CARRETERO, 1983), que se extienden desde el O del arroyo Manzano hasta el río Guadalquivir, al NE de Córdoba.

Durante este primer ciclo de actividad ígnea tendría lugar, además, el emplazamiento de cuerpos granodioríticos-tonalíticos como el de Buenagua.

Las rocas del ciclo II (gabros ... granodioritas) cristalizan en condiciones plutónicas y/o subvolcánicas. En cuanto a la edad de su emplazamiento sabemos que intruyen a los productos volcánicos del ciclo I y que son anteriores a los granitos del ciclo III. Su edad probable sería Namuriense Inferior.

El ciclo III lo integran rocas ácidas de naturaleza alcalina y emplazamiento superficial; cortan a todas las rocas anteriores produciendo fenómenos de «magmatic stopping» sobre los gabros y metamorfismo de contacto en sus encajantes. La edad probable de emplazamiento es Namuriense Inferior-ante-Westfaliense, ya que no parecen afectar a los términos más altos del Westfaliense en

la cuenca del Guadiato (QUESADA, com. pers.).

Por último, los diques de diabasa y/o microgabros del Alcornocal (ciclo IV) atraviesan a todo el conjunto de rocas anteriores, incluso a las capas de carbón del Westfaliense del Guadiato. Su edad sería Westfaliense.

Como ya se ha indicado, estos ciclos hay que considerarlos no separados en el tiempo, sino como elementos escalonados, a veces coincidentes o solapados, de un complejo mecanismo de actividad ígnea.

Según este esquema y las edades asignadas, la mayor parte del Complejo ígneo LC-VC sería anterior a las fases de deformación hercínica, en contra de la opinión generalizada, sobre su carácter posttectónico (CHAUMEREUIL, 1975; PASCUAL y PEREZ-LORENTE, 1975; PEREZ-LORENTE, 1977; PASCUAL, 1981; etcétera). Esto implica, naturalmente, el que estén afectados por la deformación hercínica. Sin embargo, hay que resaltar el hecho de que la mayor parte de este edificio ígneo apenas presenta deformación, sólo pequeños basculamientos o pliegues suaves en las manifestaciones sinsedimentarias (Complejo de La Campana, Complejo de Erillas) no afectando a los cuerpos intrusivos. Este tipo de deformación es el mismo que presentan los materiales lutíticos, pizarroso-areníticos de la cuenca de Benjarafe, donde no existe desarrollo de esquistosidad (GABALDON et al., 1983). Sin embargo, el Carbonífero Inferior del Guadiato y de Los Pedroches presenta una deformación más intensa con desarrollo de, al menos en Los Pedroches, dos esquistosidades. Esto es explicable porque la deformación hercínica está controlada según la distinta adaptación de la cobertera al zócalo.

En cuanto a la petrogénesis de estas rocas creemos que los modelos propuestos para el SO del Macizo Ibérico, implicando una zona de Benioff (BARD, 1971; CARVALHO, 1972; APARICIO et al., 1977, etc.) llevarían consigo, entre otros, una zonalidad del magmatismo, lo cual no se produce. Las diferentes alineaciones magmáticas del SO están inte-

gradadas, en su mayor parte, por una asociación ácido-básica, sin zonación visible. Algunas de ellas, como Beja-Castilblanco de los Arroyos (SIMANCAS, en prensa), presentan una marcada similitud, tanto litológica como en la distribución espacial de los diferentes tipos de rocas, con la alineación de LC-VC. Los datos disponibles del macizo de Castilblanco de los Arroyos (SIMANCAS, en prensa) no parecen apuntar a un modelo de tectónica de placas, como tampoco en el caso que nos ocupa.

La génesis de estas rocas puede explicarse por procesos de descompresión asociados a zonas tensionales (GARROTE y SANCHEZ-CARRETERO, 1979) afectando a la parte superior del manto, idea también compartida por PASCUAL (1981). Estas zonas tensionales las interpretamos como *rifting* abortados en corteza continental. Idea expuesta por PEREZ-LORENTE (1980) para la banda de Varas-Guadalbarbo (V-G), y que hace extensiva al vulcanismo de la Faja Pirítica.

La identidad entre el vulcanismo intracarbonífero inferior de la alineación LC-VC, especialmente en el sector La Nava-Paredón (BAEZA-ROJANO et al., 1981), donde lleva incluso asociados importantes mineralizaciones de sulfuros polimetálicos, con el vulcanismo de la Faja Pirítica y sus mineralizaciones, parece definitivamente establecida.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Instituto Geológico y Minero de España las facilidades dadas para la realización del presente trabajo.

## BIBLIOGRAFIA

- APALATEGUI, O.; GARROTE, A.; ROLDAN-GARCIA, F. J., y SANCHEZ-CARRETERO, R. (en prensa).—«Hoja 1:50.000, núm. 879, Peñarroya-Pueblonuevo. MAGNA». *Inst. Geol. y Min. de España*.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C.; PEINADO, M., y TINAJO, J. M. (1977).—«Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del SW del Macizo Hespérico». *Stidia. Geol.*, 12, 9-30.

- BAEZA-ROJANO, L. J.; RUIZ GARCIA, C., y RUIZ MONTES, M. (1978).—«Presencia de formaciones vulcanosedimentarias y mineralizaciones de hierro asociadas en el eje magmático La Coronada-Villaviciosa de Córdoba». *Bol. Geol. y Min.*, 89, 431-437.
- BAEZA-ROJANO, L. J.; RUIZ GARCIA, C.; RUIZ MONTES, M., y SANCHEZ, A. (1981).—«Mineralizaciones exhalativo-sedimentaria de sulfuros polimetálicos en la Sierra Morena Cordobesa (España)». *Bol. Geol. y Min.*, XCII-III, 203-216.
- BARD, J. P. (1971).—«Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères geotectoniques de ces zones avec les orogènes "orthotectoniques"». *Bol. Geol. y Min.*, LXXXII-IV, 324-345.
- BELLON, H.; BLACHERE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, C.; DIXSAUT, C.; HERTRICH, B.; PROST-DAME, V.; ROSSI, Ph.; SIMON, D., et TAMAIN, G. (1979).—«Radiochronologie, évolution tectono-magmatique et implications métallogéniques dans les Cadomo-variscides du Sud-Est hespérique». *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXI, 2, 113-120.
- BURGOS, J. C., y PASCUAL, E. (1976).—«El stock básico del N de Villaviciosa de Córdoba (Complejo Los Ojuelos-La Coronada). Sierra Morena, España». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 7, 69-122.
- CARVALHO, D. (1972).—«The metallogenetic consequences of plate tectonics and the Upper Paleozoic evolution of Southern Portugal». *Est. Notas e Trab. do S. F. M.*, XX, fas. 3-4.
- CHACON, J.; DELGADO-QUESADA, M., y GARROTE, A. (1974).—«Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)». *Bol. Geol. y Min.*, LXXXV-VI, 713-717.
- CHACON, 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 y 9, 18-31.
- CHAUMERUIL, C. (1975).—«Le massif subvolcanique tardihercynien de Villaviciosa de Córdoba (Espagne du Sud)». *Th. 3éme cycle Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI*.
- CROUSILLES, M., et DIXSAUT, C. (1977).—«L'association ophiolitique varisque du Varas-Guadalbarbo (Cordoue, Espagne). Aspects structural et métallogénique». *Th. 3éme cycle, Orsay*, 289.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971).—«Esquema Geológico de la Hoja núm. 878 de Azuaga». *Bol. Geol. y Min.*, LXXXII-III-IV, 277-286.
- DELGADO-QUESADA, M.; LIÑAN, E.; PASCUAL, E., y PEREZ LORENTE, F. (1977).—«Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central». *Stidia. Geol.*, 12, 75-90.
- DELGADO-QUESADA, M.; PASCUAL, E., and FENOLL HACH-ALI, P. (1978).—«A geological and metallogenetic study of some occurrences of magnetite and sulphides in Sierra Morena (NNW of Córdoba, Spain)». *Est. Geol.*, 34, 461-474.
- DELOCHE, C. et SIMON, D. (1979).—«Géologie et géologie du Cerro Muriano (Cordoue, Espagne). Le charriage majeur cadomien sudhespérique: interpretation des blastomylonites de l'axe de Badajoz-Cordoue». *Th. 3éme cycle, Univ. Paris-Sur, Centre d'Orsay*.
- GABALDON, V.; GARROTE, A., y QUESADA, C. (1983).—«Las cuencas de Valdeinfierno y Benjarafe (Tournaisense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa Morena)». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69-2, 209-218.
- GARCIA PORTERO, J. (1980).—«El Precámbrico y las rocas ígneas de los alrededores de Fuente Obejuna (provincia de Córdoba)». *Tesis Lic. Univ. País Vasco*, 70.
- GARROTE, A., et BROUTIN, J. (1979).—«Le bassin Tournaisien de Benjarafe (province de Cordoue, Espagne). Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques». *104 Congr. Nat. Soc. Sav.*, I, 175-184.
- GARROTE, A.; DELGADO-QUESADA, M., y CONTRERAS, M. C. (1978).—«Hoja 1:50.000, núm. 900, La Cardenchoa. MAGNA». *Inst. Geol. y Min. de España*.
- GARROTE, A., y SANCHEZ-CARRETERO, R. (1979).—«Granitos post-cinemáticos de tendencia alcalina en Ossa Morena: el stock de La Cardenchoa (prov. de Córdoba)». *Acta Geol. Hisp. Homenaje al Prof. Lluís Solé i Sabarís*, 14, 90-96.
- GARROTE, A., y SANCHEZ-CARRETERO, R. (1983).—«Materiales volcanoclasticos en el Carbonífero inferior, al S-SW de Villaviciosa de Córdoba (Zona de Ossa Morena)». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69-2, 249-257.
- HUGHES, C. J. (1960).—«The Southern Mountain Igneous Complex. Isle de Rhum». *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, 116, 111-138.
- IGME (1971).—«Hoja 1:200.000, núm. 69 (Pozoblanco)». Madrid.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974).—«Memoria del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000». IGME. Madrid.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geol. Forsch.*, 6, 78-92.
- MARMO, V. (1971).—«Granite petrology and the granite problem». *Elsevier, N. Y.*, 244.
- PASCUAL, E. (1981).—«Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba (Sector Central de Sierra Morena)». *Tesis. Univ. Granada*, 521.
- PASCUAL, E., y PEREZ-LORENTE, F. (1975).—«El magmatismo ácido superficial al sur de Villanueva del Rey-Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena, Córdoba)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 6, 15-30.

- PEREZ LORENTE, F. (1977).—«Geología de la Zona de Ossa Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba)». *Tesis. Univ. Granada*.
- PEREZ LORENTE, F. (1980).—«El conjunto volcánico de edad Carbonífero inferior del sur de Los Pedroches (Sierra Morena)». *Temas Geol. Min. I Rev. G. O. M.*, 203-210.
- ROBARDET, M. (1976).—«L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Seville (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 283, 999-1002.
- SANCHEZ-CARRETERO, R. (1975).—«Estudio petrológico y estructural de la terminación nor-oriental de la Sierra Albarrana (prov. de Córdoba). Banda metamórfica Badajoz-Córdoba». *Tesis Lic. Univ. País Vasco*, 128.
- SIMANCAS, J. F. (en prensa).—«Plutonismo ácido y básico en el extremo oriental de la Zona Sud-portuguesa».
- STRECKEISEN, A. (1978).—«Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks». *N. Jb. Miner. Abh.*, 134, 1-14.

# EL COMPLEJO ANULAR DEL S DE VILLAVICIOSA DE CORDOBA (CORDOBA, ESPAÑA): DATOS PETROLOGICOS Y GEOQUIMICOS Y RELACIONES CON OTRAS ROCAS IGNEAS DEL AREA

*E. Pascual Martínez (\*)*

## RESUMEN

Se describe el complejo anular próximo a Villaviciosa de Córdoba (Sector SE del Macizo Ibérico), con datos anteriormente recopilados y otros obtenidos recientemente, que incluyen algunos análisis químicos.

El conjunto de los datos corrobora la idea anterior respecto a un carácter alcalino de los magmas ácidos, que localmente presentan minerales ricos en Na, como la hastingsita. Se corrobora también el carácter su-

perficial y pasivo de las intrusiones y su alta temperatura, tanto de intrusión como de génesis del magma. Por primera vez se muestra una clara falta de composiciones intermedias entre las rocas ácidas y las rocas básicas, que les son limítrofes.

Por criterios petrológicos se sugiere un modelo de «rifting» y se explican de esta manera las relaciones de las rocas ácidas con otras rocas ígneas del área.

## ABSTRACT

The anular complex near Villaviciosa de Córdoba (SE part of the Iberian Massif) is described by compilation of previous data with other newly obtained, including some chemical analyses.

The whole of data is taken to confirm the previous idea about alkaline character for acid rocks, which exhibit locally Na — rich minerals, such as hastings — site. Passive, superficial character of intrusion and a

high temperature, both for intrusion and magma genesis, are also confirmed. A clear gap of intermediate compositions between acid rocks and surrounding basic igneous rocks for the first time is shown.

By petrological criteria, a rift model is suggested that also explain the relationships of these acid rocks and other surrounding igneous rocks in the area.

## 1. INTRODUCCION

El complejo anular del S de Villaviciosa de Córdoba, descrito previamente por PASCUAL

---

(\*) Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Departamento de Investigaciones Geológicas de Granada (CSIC).

y PEREZ-LORENTE (1975), ocupa una extensión de unos 50 km<sup>2</sup> y presenta una morfología y estructura esencialmente descritos ya en el trabajo citado, cuyos rasgos son los siguientes:

- a) Morfología anular: Destaca sobre todo la disposición subcircular de algunas



rocas granofídicas alrededor de otras variedades presentes.

- b) Diques verticales en zonas centrales (tal vez más denudadas por erosión) y con disposiciones subhorizontales hacia el borde NO, donde probablemente afloran facies de cúpula.

Existe además evidencia de que la intrusión se hace a muy escasa profundidad, basada en la presencia de bordes enfriados, las facies granofídicas y la abundancia de cavidades miarolíticas.

Por el contrario, el significado petrológico del conjunto permanece aún sin una explicación totalmente satisfactoria, tanto desde el punto de vista del complejo anular aislado como desde su consideración dentro de un conjunto de rocas más amplio. Por el momento, PASCUAL y PEREZ-LORENTE (op. cit.) se refieren a él como a un conjunto alcalino, extremo este que se sigue considerando válido, y dan una secuencia relativa respecto a otros acontecimiento ígneos que actualmente ha sido ya modificada. Pero siguen en pie dos cuestiones: la caracterización geoquímica precisa y las relaciones petrológicas entre los tipos de roca circundantes. La primera está relacionada íntimamente con la asignación de las rocas ácidas a un ambiente geotectónico determinado.

El presente trabajo aporta datos nuevos respecto a la composición química de tres variedades de rocas ácidas y también añade datos referentes a la mineralogía del conjunto, con los que, aun sin poder proponer un modelo completo, pretende colocar unos límites razonables que han de cumplirse en cualquier modelo que se quiera establecer en el futuro. Se estructura así en un primer apartado en el que se exponen los nuevos datos relevantes, seguido de una serie de deducciones que se creen de carácter general.

## 2. DATOS MINERALOGICOS Y PETROLOGICOS

Recientemente (v. PASCUAL, 1981) se han descrito en el área variedades de rocas, no-

tablemente al S del complejo anular, que poseen un significado peculiar:

La primera de ellas puede corresponder a una trondjhemita con allanita, que forma enclaves de tamaño reducido en la variedad normal. Está caracterizada por una abundancia de allanita que puede alcanzar el 18 por ciento de la superficie de las láminas delgadas, junto con plagioclasa, biotita y cuarzo.

La segunda, también descrita y localizada por vez primera en el trabajo arriba mencionado, corresponde a sienitas peralcalinas de color oscuro, con bordes transicionales hacia las trondjhemitas de grano grueso. De toda su descripción se destacan aquí dos hechos: la presencia de un anfíbol alcalino de la serie de la hastingsita y la baja triclinicidad del feldespato alcalino dominante que contienen, cuyas reflexiones 131 y 131 son prácticamente coincidentes. Ambos datos serán utilizados en la argumentación que sigue, y el primero es altamente relevante para la caracterización del conjunto.

Las fotos 1 y 2 corresponden a las dos variaciones descritas.

Se ha confirmado también (ver foto 3) el carácter magmático de la barita en determinados puntos: la sustitución por cuarzo no impide apreciar el hábito tabular original de los cristales.

En cuanto a caracteres texturales, es un hecho a resaltar que las facies orbiculares, que abundan sobre todo al NO, pero también más al S, se ha visto que pueden existir en todos los grados de desarrollo, hasta pasar transicionalmente a variedades porfídicas normales. Tales texturas deben interpretarse como un resultado más de una precipitación muy rápida en un medio magmático a temperatura elevada, hecho que se tendrá también en cuenta en la argumentación que sigue.

Por otra parte, conviene resaltar que los diques presentan, en fenocristales o como núcleos de orbículas, cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa albítica, además de la presencia más o menos ocasional de biotita y el hallazgo ya descrito de la barita. Aun-

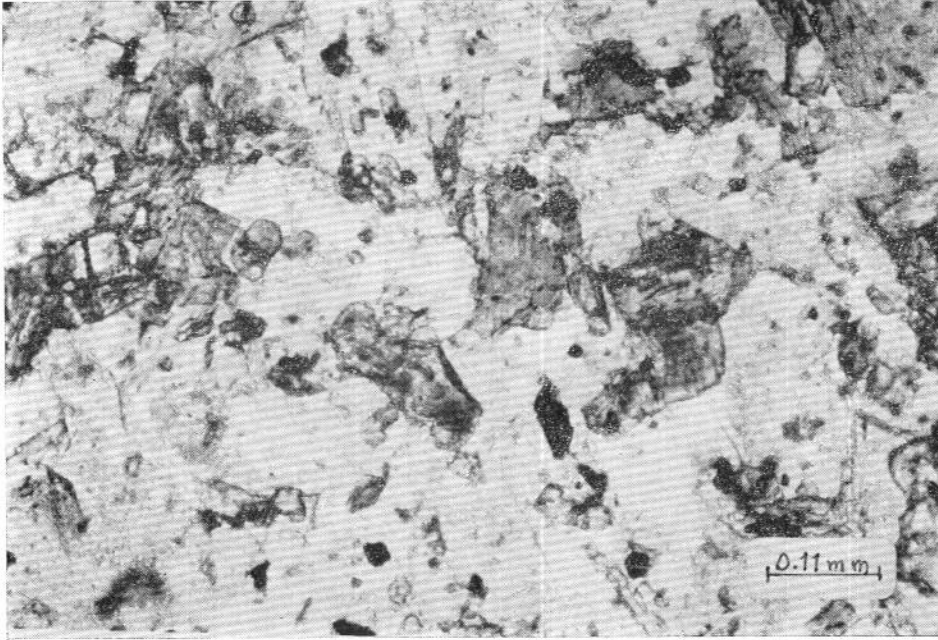


Foto 1.—Trondjhemita de grano fino con allanita (cristales oscuros de alto relieve). Nicoles cruzados.

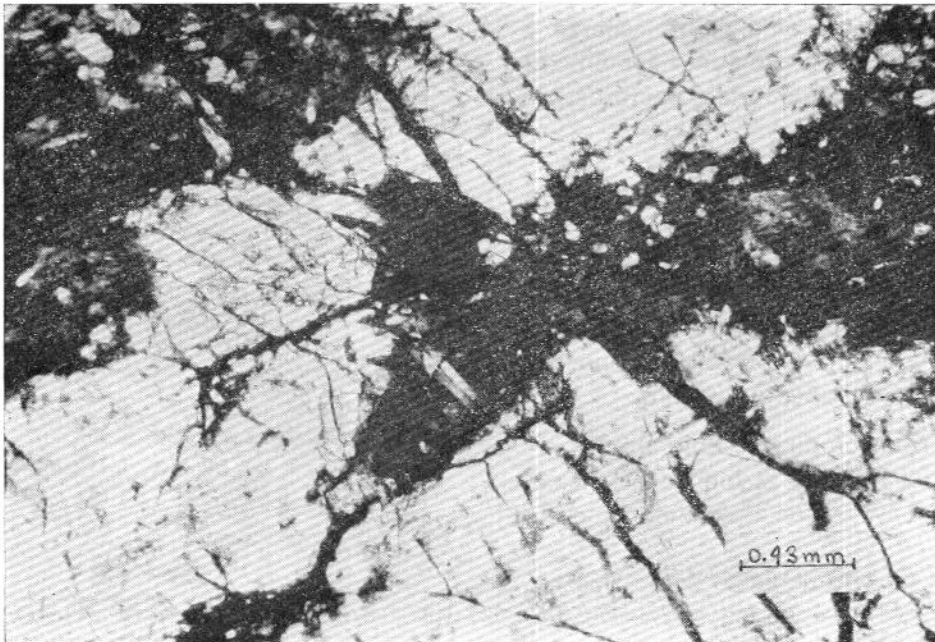


Foto 2.—Diferenciado sienítico con hastingsita (cristales oscuros en el centro) en una trondjhemita. Polarizador solo.

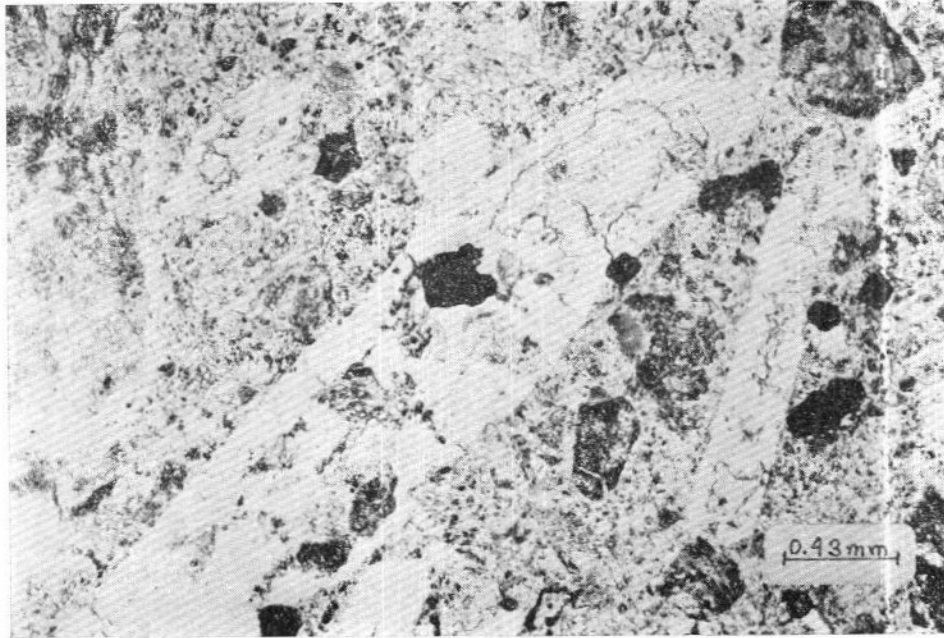


Foto 3.—Pórfido granítico con fenocristales de barita (Ba) sustituidos por cuarzo. Obsérvese el carácter idiomorfo (como corresponde a una cristalización en medio ígneo) de los cristales originales de barita, con su característico hábito tabular.

que todos los fenocristales no coexisten juntos en el mismo dique, es habitual encontrar tres fases asociadas (comúnmente, cuarzo y dos feldespatos). Este es un punto común con otros granitos de la región, de caracteres petrográficos similares.

### 3. DATOS QUÍMICOS

La tabla I presenta cinco análisis químicos correspondientes a los granófidios de Peñas Pardas y a trondjhemitas, porfídicas o no. En ellas destacan los siguientes hechos:

- a) La confirmación directa del carácter alcalino del magma, si bien en los análisis no hay rasgos típicamente peralcalinos.
- b) Se trata de un quimismo ácido rico en K, a veces más que en sodio. De hecho, si se establece una corrección para el K, tal como sugieren algunos autores, las rocas estarían cerca del lími-

te entre alcalinas (sódicas) y subalcalinas.

- c) Existe una marcada diferencia entre rocas trondjhemíticas (porfídicas o no)

TABLA I  
Análisis químicos

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub> ... ..	70,71	68,9	69,5	66,7	67,1
TiO <sub>2</sub> ... ..	0,46	0,65	0,61	0,51	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	13,05	12,07	12,01	16,9	16,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	1,4	2,45	2,25	1,95	1,79
FeO ... ..	1,95	2,35	2,7	2,05	2,31
MnO ... ..	0,02	0,05	0,03	0,05	0,04
MgO ... ..	0,5	0,61	0,45	1,42	1,23
CaO ... ..	1,02	1,55	1,32	2,9	2,7
Na <sub>2</sub> O ... ..	3,70	4,62	4,12	4,65	4,41
K <sub>2</sub> O ... ..	5,81	4,95	5,95	2,5	2
H <sub>2</sub> O ... ..	1,35	1,05	1,16	0,65	0,81
TOTAL ... ..	99,97	99,25	100,10	100,08	99,73

1, 2 y 3: Granófidios.

4: Trondjhemita.

5: Pórfido trondjhemítico.

de las zonas centrales del complejo y los granófidos: las primeras son más pobres en sílice, netamente más ricas en  $Al_2O_3$  y más pobres en  $K_2O$ , si bien de cualquier forma resultan tener un contenido alto en este elemento.

Los resultados se han representado en el diagrama propuesto por KUNO (1966), junto con datos correspondientes a rocas básicas con el objeto de mostrar dos hechos: cómo las rocas del S de Villaviciosa se agrupan a caballo entre dos campos, según se trate de rocas trondjemíticas o granofídicas, y la existencia de un hueco bien definido en el que ningún análisis de roca básica ni ácida se sitúa.

Sobre el diagrama se han representado además rocas graníticas de área vecinas: del granito de Los Arenales y del stock del Vacar, concretamente. Se evidencia que desde el punto de vista de la relación  $SiO_2$ /álcalis no hay diferencias esenciales, lo que sugiere una génesis similar. Las condiciones petrológicas (v. PASCUAL, 1981) son también semejantes.

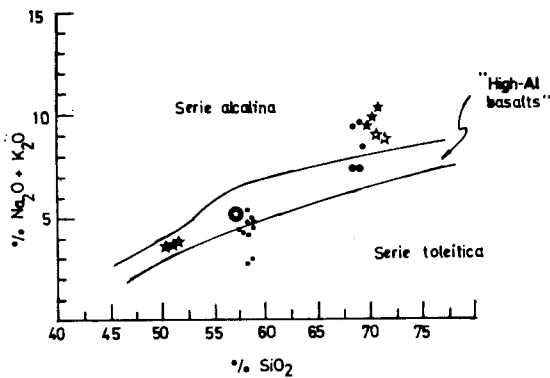


Figura 1.—Representación de análisis químicos de rocas del área de Villaviciosa de Córdoba - Córdoba en el diagrama de KUNO (1966). (A) Complejo anular de Villaviciosa de Córdoba. Puntos gruesos: Trondjemitas. Estrellas negras: Granófidos (B) Otros granitos del área. Puntos medianos: Granito de Los Arenales. Estrellas blancas: Stock de El Vacar. (C) Complejo Los Ojuelos - La Coronada. Puntos pequeños: Gabros y dioritas. Estrellas con círculo inscrito: Gabros con olivino. Círculo con estrella inscrito: Facies apical.

#### 4. INTERPRETACION DE LOS DATOS

Una recopilación de los datos expuestos permite extraer las siguientes conclusiones:

- a) A pesar de las evidencias existentes de transformación en los feldespatos (sólo se han observado albitizaciones, en ningún caso potasificaciones, junto con propilitizaciones y alteración fílica) está claro que existen dos feldespatos en equilibrio con el magma. Este se sitúa entre los granitos subsolvus, aunque dentro del grupo II A de TUTTLE y BOWEN (1958): granitos tardí o postectónicos.
- b) La cristalización comienza en el campo de los feldespatos, lo que también es un indicador de la composición global: el cuarzo es tardío e intersticial en las variedades plutónicas.
- c) En los diques hay evidencia de varias fases en equilibrio con el magma, antes de la cristalización de la matriz, que puede hacerse luego en condiciones muy diversas (matriz vítrea recristalizada, orbicular, granofídica), pero con un mismo significado general. Si la temperatura que indican las fases minerales es alta, la temperatura de formación del magma debió ser bastante superior, porque varios fenocristales en equilibrio significan evolución muy avanzada por cristalización y descenso de la temperatura.
- d) El metamorfismo de contacto (DELGADO-QUESADA et al., 1978; PASCUAL, 1981) indica temperaturas elevadas. Es verosímil una cifra mínima de  $600^{\circ}C$ , que puede ser más elevada aún.
- e) Las rocas ácidas son alcalinas de acuerdo con los análisis efectuados, predominantemente potásicas, y la evidencia de un carácter peralcalino se encuentra en minerales como la hastingsita.
- f) La cantidad de volátiles presenta evidencias contradictorias: es preciso que su cantidad total sea baja, porque de

otra forma el ascenso del magma se detiene a profundidades muy superiores a las que las texturas evidencian (bordes volcánicos, orbiculares, granofídicos y cavidades miarolíticas). Ver, por ejemplo, BAILEY (1977) para esa discusión. Por otro lado, los efectos de metamorfismo de contacto y la presencia de minerales primarios, como la barita, indican que el magma no está desprovisto de ellos.

Con estas ideas presentes se constituye un modelo de intrusión fundida a alta temperatura, esencialmente pasiva, que no deforma las estructuras de las rocas encajantes; de composición alcalina, con un grado de fraccionamiento y evolución magmática previo a la intrusión (como lo demuestran varias fases en equilibrio con el magma en fenocristales); a presiones muy bajas, como indican las cavidades, etc. (v. PASCUAL, 1981, para indicaciones cuantitativas) y con un contenido en volátiles bajo que, no obstante, resulta en apariencia contradictorio.

## 5. CONCLUSION

Las evidencias presentadas conducen al autor a interpretar el complejo anular de Villaviciosa como relacionado a una zona de rift que no ha evolucionado de forma completa. Los argumentos que se citan y que favorecen esta interpretación son los siguientes:

- a) La relación con fracturas previas es un hecho en la alineación de la cual este complejo forma parte. NEUMANN y RAMBERG (1977) señalan la relación de *riffts* y áreas de actividad tectónica previa (y frecuentemente repetida).
- b) El quimismo alcalino es un hecho comúnmente señalado en relación con este tipo de áreas. Tal quimismo alcalino no tiene que llegar a ser necesariamente peralcalino (ver, por ejemplo, PETERSEN, 1977).
- c) En toda la región, las rocas ácidas se

encuentran relacionadas con rocas básicas (complejo Los Ojuelos-La Coronada, BURGOS y PASCUAL, 1976). La asociación con rocas básicas es un hecho comúnmente reconocido en zonas de *rift* (CHAPMAN, 1976). Por otra parte, es un hecho de validez general la falta de términos intermedios entre los dos tipos de rocas asociadas, conocido desde antiguo como «Daly's gap» (YODER, 1973; BAKER, 1977). Además, se reconoce a menudo que cada uno de los dos grupos posee una diferenciación propia (CHAPMAN, 1976), lo que también se reconoce aquí.

- d) En cuanto a los caracteres de las intrusiones, es habitual la presencia de intrusiones superficiales a alta temperatura, que producen metamorfismo de contacto que llega a alcanzar la facies de corneadas piroxénicas (NEUMANN y RAMBERG, 1977).
- e) Es evidente en la mayor parte de las áreas de *rift* la presencia de granitos ricos en elementos incompatibles (K, Rb, V, Th, F, Li, etc.). Los datos de minerales accesorios (PASCUAL, 1981) sugieren esta posibilidad y en algunos casos la demuestran. Tal abundancia se relaciona con abundancia de halógenos y otros gases (PETERSEN, 1977; BAILEY, 1977).
- f) Para que se pueda producir una intrusión superficial en estas condiciones es preciso que el contenido en H<sub>2</sub>O sea bajo, muy inferior al contenido del magma a saturación. Esto conduce a un modelo de bajo contenido en H<sub>2</sub>O y alto, paradójicamente, en otros gases, esencialmente halógenos. BAILEY (1977) aporta las bases necesarias para la comprensión del fenómeno, que no puede ser interpretado como desgasificación durante ascenso (dado el carácter selectivo que ésta debería tener), y que probablemente, como este autor señala, se relaciona con un origen del magma en el manto. Otros au-

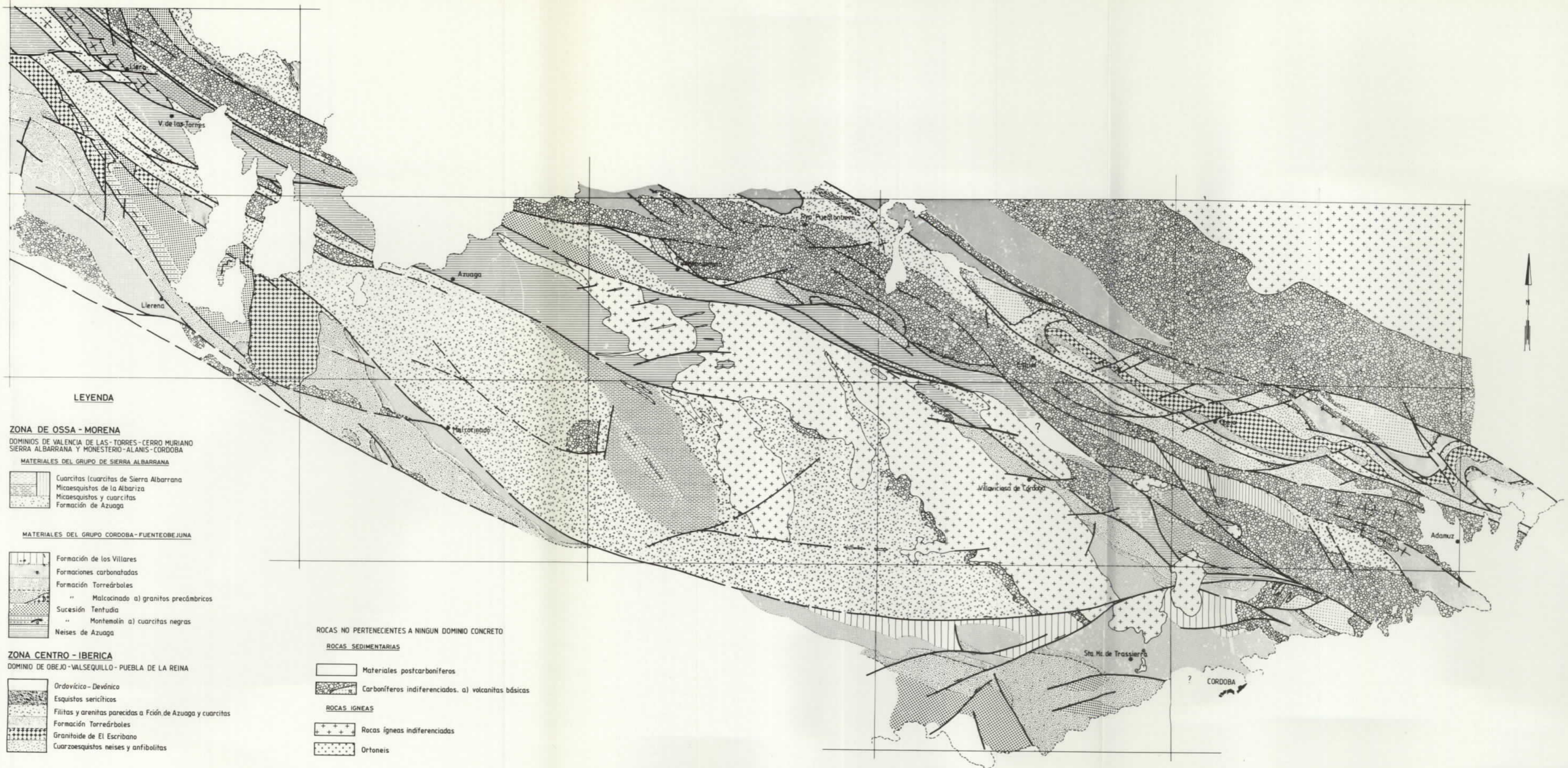
tores (BRIDGEWATER et al., 1974) sugieren un origen en la corteza inferior para la fracción ácida de las rocas de *rift*, con lo que se reproduce la alternativa planteada por PASCUAL (1981). Lo que en cualquier caso es cierto es un origen profundo para los granitos, en vez del anatético sugerido por BELLON et al. (1979).

- g) El mecanismo de *rift* implica en algunos casos la aparición de anortositas (PETERSEN, 1977) y, por supuesto, con grado de evolución creciente pueden existir vulcanitas. En diversos trabajos en el área se han descrito rocas volcánicas (equivalentes a los basaltos de La Campana de PASCUAL y PEREZ LORENTE, 1975) como dacitas y rocas intermedias, dando así la impresión de que el magmatismo de la alineación representa una serie continua. Sin embargo, como se reconoce en PASCUAL (1981), rectificando su descripción anterior en el trabajo antes citado, tales rocas, en efecto, son ricas en plagioclasa, pero contienen pseudomorfofos de olivino muy frecuentemente, y a veces olivino fresco, lo que hace difícil interpretarlas como rocas intermedias. Se sugiere que puedan ser el equivalente volcánico de una formación de anortosita en el techo de un reservorio básico, según un modelo semejante al propuesto por BRIDGEWATER et al. (1974).

La interpretación del complejo de Villaviciosa como el término ácido de un magmatismo bimodal parece, en consecuencia, la mejor forma de interpretación de las rocas ácidas y también, probablemente, para toda la alineación. El trabajo actualmente en curso, centrado en elementos en traza del conjunto ácido, será la base de la asignación del conjunto al manto o a la zona inferior de la corteza, única alternativa válida.

## BIBLIOGRAFIA

- BAILEY, D. K. (1977).—«Continental rifting and Mantle degassing». In: NEUMANN, E. R., y RAMBERG, I. B.: *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*. Reidel Publ., pp. 1-15.
- BAKER, B. H. (1977).—«A note on the behavior of incompatible trace elements in alkaline magmas». In: NEUMANN, E. R., y RAMBERG, I. B.: *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*, Reidel Publ., pp. 15-27.
- BELLON, H.; BLACHERE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, CH.; DIXSAUT, C.; HERTRICH, B.; PROST-DAME, V.; ROSSI, PH.; SIMON, D., y TAMAIN, G. (1979).—«Radiochronologie, évolution tectonomagmatique et implications métallogéniques dans les Cadomo-Variscides du Sud-Est Hespérique». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, v. XXI-2, pp. 113-120.
- BRIDGEWATER, D.; SUTTON, J., y WATTERSON, F. (1974).—«Crustal downfolding associated with igneous activity». *Tectonophysics*, v. 21, pp. 57 y sig.
- CHAPMAN, C. A. (1976).—«Structural evolution of the White Mountain magma series». In: LYONS, P. C., y BROWNLOW, A. H. (ed.): *Studies in New England Geology*. *Geol. Soc. Am.*, Mem. v. 146.
- DELGADO-QUESADA, M.; PASCUAL, E., y FENOLL, P. (1978).—«A geological and metallogenic study of some occurrences of magnetite and sulphides in Sierra Morena (NNW of Córdoba, Spain)». *Est. Geol.*, v. 34, pp. 461-474.
- KUND, H. (1966).—«Lateral variation of basaltic magma type across continental margins and island arcs». *Bull. volcanol.*, v. XXIX, pp. 195-222.
- NEUMANN, E. R., y RAMBERG, I. B. (eds.): *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*, Reidel Publ., pp. XIX y sig. (1977).
- PASCUAL, E. (1981).—«Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba». *Tesis doctoral*, Universidad de Granada.
- PASCUAL, E., y PEREZ-LORENTE, F. (1975).—«El plutonismo ácido superficial al S de Villanueva del Rey-Villaviciosa de Córdoba». *Cuad. Geol.*, v. 5, pp. 17-34.
- PETERSEN, J. S. (1977).—«Composite plutonic ring-complexes: A structural characteristic of rift-zone plutonism». In: NEUMANN, E. R., y RAMBERG, I. B.: *Petrology and Geochemistry of Continental rifts*, Reidel publ., pp. 217-231.
- TUTTLE, O. F., y BOWEN, N. L. (1958).—«Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O». *Geol. Soc. of Am.*, Mem. 74, pp. 1-153.
- YODER, H. S. (1973).—«Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas». *Am. Miner.*, v. 58, pp. 153 y sig.



**LEYENDA**

**ZONA DE OSSA - MORENA**

DOMINIOS DE VALENCIA DE LAS TORRES - CERRO MURIANO  
SIERRA ALBARRANA Y MONESTERIO - ALANIS - CORDOBA

**MATERIALES DEL GRUPO DE SIERRA ALBARRANA**

- Cuarcitas (cuarcitas de Sierra Albarrana)
- Micasquistos de la Albariza
- Micasquistos y cuarcitas
- Formación de Azuaga

**MATERIALES DEL GRUPO CORDOBA - FUENTEBOJUNA**

- Formación de los Villares
- Formaciones carbonatadas
- Formación Torreárboles
- " Malcocinado a) granitos precámbricos
- Sucesión Tentudia
- " Montemolín a) cuarcitas negras
- Neises de Azuaga

**ZONA CENTRO - IBERICA**

DOMINIO DE OBEJO - VALSEQUILLO - PUEBLA DE LA REINA

- Ordovícico - Devónico
- Esquistos sercíticos
- Filitas y arenitas parecidas a Fción de Azuaga y cuarcitas
- Formación Torreárboles
- Granitoide de El Escribano
- Cuarzosquistos neises y anfíbolitas

**ROCAS NO PERTENECIENTES A NINGUN DOMINIO CONCRETO**

**ROCAS SEDIMENTARIAS**

- Materiales postcarboníferos
- Carboníferos indiferenciados. a) volcanitas básicas

**ROCAS IGNEAS**

- Rocas ígneas indiferenciadas
- Ortoneis

Fig.- 1 MAPA GEOLOGICO

# DIVISION EN GRUPOS DE ROCAS EN OSSA MORENA ORIENTAL

*O. Apalategui, J. D. Borrero y P. Higuera (\*)*

## 1. INTRODUCCION

En el presente artículo intentamos dar una visión general de la geología de un sector de Ossa-Morena, que comprende desde los materiales cámbricos y precámbricos que aparecen inmediatamente al sur de la falla de Malcocinado hasta el Culm de Los Pedroches.

Nuestro objetivo fundamental es dar una idea de la distribución geométrica de los materiales, analizar un poco los problemas que plantea la división en dominios en Ossa-Morena y proponer una división en grupos para la misma, que pensamos simplifica enormemente su comprensión.

## 2. LA DIVISION EN DOMINIOS

Uno de los aspectos más característicos de Ossa-Morena es que está surcada por fallas longitudinales de gran envergadura que ponen en contacto materiales de distinta naturaleza más o menos evolucionados. Estos accidentes han servido para delimitar dominios geológicos, y se ha sugerido que controlaban la sedimentación y posterior evolución de los materiales comprendidos entre ellas.

La diferenciación en dominios aceptada últimamente en Ossa-Morena se basa en los trabajos de CHACON et al., 1974, y de DELGADO-QUESADA et al., 1977, y ha sido retocada últimamente durante la realización de los últimos trabajos para el plan MAGNA.

Esta división es, para la zona que nos ocupa, y de SO a NE, la siguiente (ver figs. 1 y 2):

Dominio de Monesterio-Alanís-Córdoba.

Dominio de Sierra Albarrana.

Dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano.

Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina.

Los límites entre estos dominios son, respectivamente, la Falla de Malcocinado, la Falla de Azuaga y una zona muy tectonizada sobre la cual se instala la cuenca carbonífera del Guadiato-Matachel. La falla de Azuaga ha sido propuesta, incluso, como límite entre las zonas Centro Ibérica y Ossa-Morena (CAPDEVILLA, 1976; ROBARDET, 1976; CHACON et al., 1979).

La división en dominios es un criterio que tiene gran utilidad y que permite aislar ciertos temas geológicos; sin embargo, plantea algunos problemas tanto en la posición de sus límites como en la distribución de los

(\*) INGEMISA.



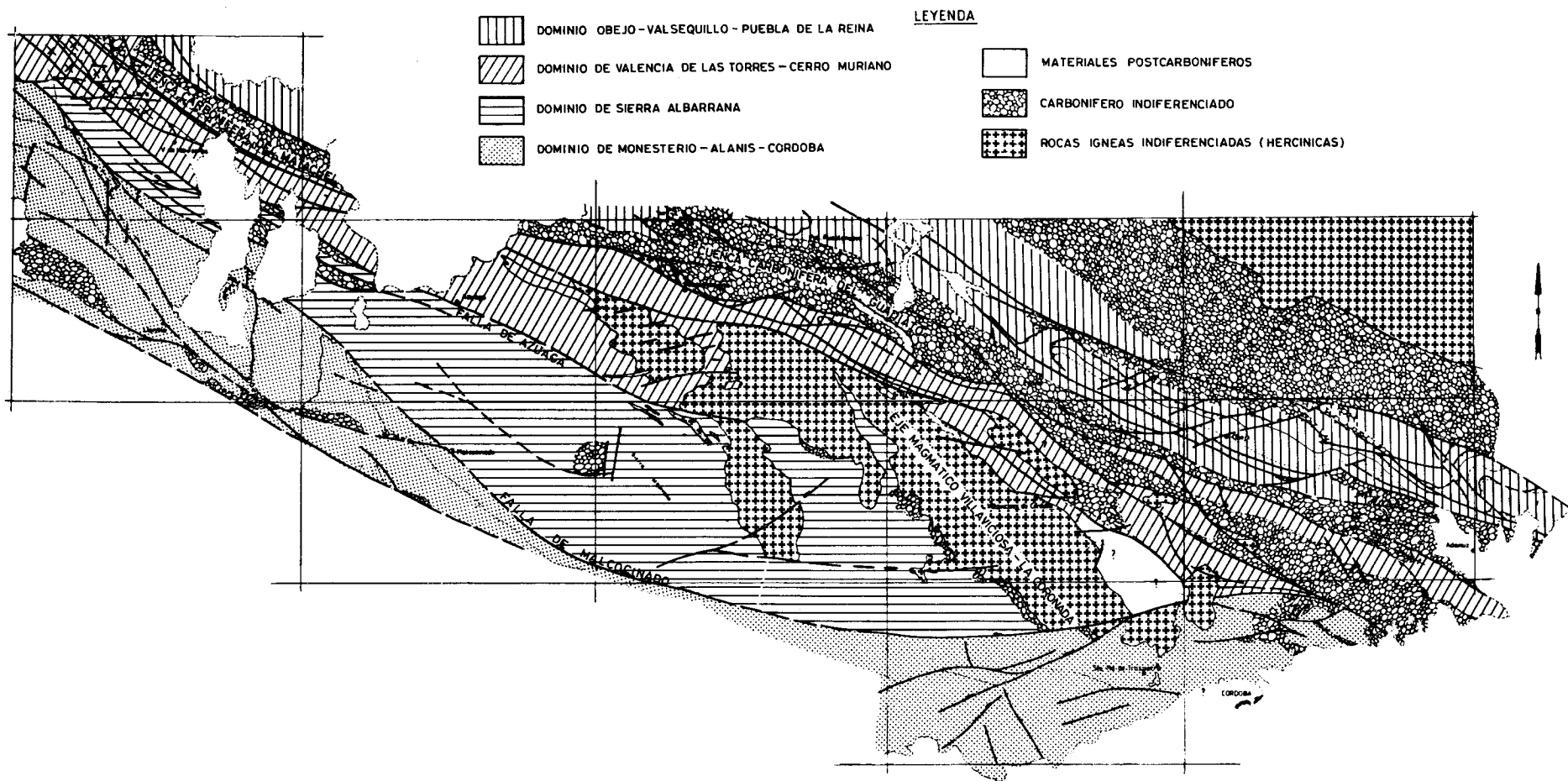


Figura 2.

materiales. Un ejemplo de ello es la aparición de materiales idénticos a los del dominio de Monesterio-Alanís-Córdoba entre el eje magmático de Villaviciosa-La Coronada y el dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano (recordemos que el eje magmático ha sido considerado como la terminación oriental de la falla de Azuaga).

### 3. LA DIVISION EN GRUPOS DE ROCAS

La revisión de la idea de los dominios geológicos en Ossa-Morena nos surgió al comprobar que idénticos materiales o grupos de materiales están representados en distintos dominios, si bien la evolución dinamo-térmica que presentan puede ser diferente.

Este hecho lo observamos por primera vez en la Hoja de Usagre, donde sugerimos que el dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano lo constituían dos grupos de rocas, uno autóctono formado por materiales correlacionables con los definidos en el dominio de Sierra Albarrana por DELGADO-QUESADA, M. (1971) y otro alóctono constituido aquí por los neises de Azuaga.

Los materiales autóctonos del dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano son en la Hoja de Usagre una sucesión de filitas correlacionables con la Formación de Azuaga; una sucesión de micaesquistos correlacionables con los micaesquistos de la Albariza de DELGADO QUESADA, M. (1971) y que CHACON, J. (1979) llamó Formación Atalaya, y una sucesión cuarcítica correlacionable con las cuarcitas de Sierra Albarrana.

Después de diversos trabajos realizados para el IGME, hemos podido comprobar que esta idea se puede generalizar para todo el dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano, y dentro de ese mismo dominio hemos visto que los neises de Azuaga aparecen a muro de una sucesión de esquistos y cuarzo-esquistos con anfibolitas y cuarcitas negras, correlacionables con la sucesión Montemolín y/o Tentudía (Hoja de Peñarroya, Hoja de Hornachos, Hoja de Usagre?).

A la vista de estos datos, pensamos que todos los materiales de Ossa-Morena se pueden integrar en dos grandes grupos o supergrupos de rocas caracterizadas por la asociación de formaciones litológicas que siempre aparecen relacionados en el campo y entre los cuales se suelen dar tránsitos graduales; estos grupos los llamamos provisionalmente:

Grupo de Córdoba-Fuente Obejuna.  
Grupo de Sierra Albarrana.

El primer grupo (Córdoba-Fuente Obejuna) no aparece completo en ninguno de los dominios definidos en Ossa Morena, pero podemos reconstruirlo entre los materiales del dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano y el de Monesterio-Alanís-Córdoba.

Las formaciones que lo integran, de techo a muro, son las siguientes:

- Formación de los Villares.
- Formaciones carbonatadas.
- Formación Torreárboles.
- Formación Malcocinado.
- Sucesión Tentudía.
- Sucesión Montemolín.
- Neises de Azuaga.

Casi todas estas formaciones están datadas paleontológicamente, y comprenden desde el Cámbrico Medio-Superior hasta el Rifeense, como mínimo.

Esta secuencia es casi unánimemente aceptada por los técnicos que trabajan en el área, y los problemas que se pueden plantear radican en la relación entre estos materiales y los eventos tectonometamórfico que hayan podido sufrir.

El segundo grupo (grupo de Sierra Albarrana) queda perfectamente definido en el dominio de Sierra Albarrana, donde DELGADO QUESADA, M. (1971) estableció la siguiente secuencia, de muro a techo:

- Cuarcitas de Sierra Albarrana.
- Micaesquistos de la Albariza.
- Filitas con pasadas arenosas (Formación de Azuaga).

Posteriormente, GARROTE, A., et al. (1979), diferencian entre las cuarcitas y los micaesquistos una sucesión de paragneises, micaesquistos, anfibolitas y cuarcitas que tienen distinta representación en uno y otro lado del núcleo cuarcítico.

Nosotros hemos tenido la oportunidad de estudiar estos materiales en el dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano, donde las relaciones entre las distintas formaciones de este grupo de rocas sólo se puede hacer de forma fraccionada.

En la Hoja de Peñarroya pueden observarse las relaciones entre una formación cuarcítica y otra formación de micaesquistos en la zona de El Hoyo. Todos los autores que han trabajado en esta zona [DELGADO QUESADA, M. (1971); PEREZ LORENTE, F. (1971), y APALATEGUI, O. (1980)] coinciden en situar los micaesquistos a muro de las cuarcitas, y se piensa que el tránsito entre ambas formaciones es gradual.

Entre las cuarcitas y micaesquistos aparece un tramo de cuarzoquistos con pequeñas pasadas de anfibolitas, esquistos tremolíticos y mármoles dolomíticos.

En la Hoja de Usagre se observan las mismas relaciones entre las cuarcitas y los micaesquistos, y éstos a su vez pasan gradualmente a la Formación de Azuaga.

Todos los datos apuntan a pensar que en el dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano la secuencia estratigráfica en los materiales de este grupo es contraria a la definida por DELGADO QUESADA, M. (1971), y GARROTE, A., et al. (1979) en el dominio de Sierra Albarrana.

Los datos que nosotros aportamos obligan a interpretar el núcleo de Sierra Albarrana como un sinclinal tal como lo hicieron PARGA et al. (1972) y LAURENT, P. (1974). Como veremos, este es un hecho de capital importancia a la hora de intentar relacionar ambos grupos de rocas.

La división en grupos de rocas que acabamos de proponer es válida para los dominios de Monesterio-Alanís-Córdoba, Sierra Albarrana y Valencia de las Torres-Cerro Muriano.

En el dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina afloran ya series paleozoicas de afinidad Centro Ibérica (PEREZ-LORENTE, F., 1979) que no tienen representación en zonas más meridionales (ROBARDET, 1976). Después de los últimos trabajos realizados en el Plan MAGNA (APALATEGUI, O., et al., Hojas de Peñarroya, Espiel y Adamuz), este dominio lo hemos interpretado como un dominio mixto formado por rocas autóctonas de afinidad Centro Ibérica y por rocas alóctonas de afinidad próxima a Ossa-Morena.

Las rocas autóctonas de este dominio son rocas por lo general poco evolucionadas, procedentes de sedimentos arenosos, pelíticos y carbonatados cuyas edades oscilan desde el Ordovícico Inferior (Arenig) hasta el Devónico Medio. Una estratigrafía detallada puede encontrarse en los trabajos de PEREZ LORENTE, F., 1979, y en las Hojas del MAGNA anteriormente referidas.

Las rocas alóctonas están más evolucionadas; nosotros le llamamos unidad Obejo-Espiel, y de muro a techo aparecen los siguientes materiales:

- a) Una sucesión de micaesquistos, cuarzoquistos, neises y anfibolitas.
- b) Una masa tabular de una roca granuda de composición tonalítica con deformación milonítica que se conoce como granitoide de El Escribano (PEREZ LORENTE, F., 1979).
- c) Rocas volcánicas y volcanoclásticas que correlacionamos con la sucesión Malcocinado.
- d) Arcosas y cuarcitas feldespáticas posiblemente correlacionables con la Formación Torreárboles.
- e) Una sucesión de filitas con pasadas arenosas muy parecida a la Formación de Aguaza (DELGADO, M., 1971).

El contacto entre ambos grupos de rocas puede verse en el arroyo de la Parrilla, al este de Peñarroya, y entre ellos aparecen masas de peridotitas que engloban cuerpos de naturaleza neísica, anfibolitas y rocas miloníticas (filonitas), algunas procedentes de rocas

granudas posiblemente de naturaleza granítica.

#### 4. RELACION ENTRE AMBOS GRUPOS

Para poder relacionar ambos grupos de rocas lo ideal sería disponer de más datos paleontológicos, sobre todo de los materiales del grupo de Sierra Albarrana, donde las únicas dataciones que se disponen son de la Formación de Azuaga, y al parecer hay que utilizarlas con tremendas reservas.

Una primera posibilidad sería que los materiales del grupo de Sierra Albarrana fueran de edad precámbrica y que se solaparan en el tiempo con las de los materiales del grupo Córdoba-Fuente Obejuna. Esta idea es la más generalizada y nos obliga a suponer que en Ossa-Morena existían en un principio dos cuencas precámbricas perfectamente individualizadas y de características distintas que han sido después acercadas tectónicamente (ver fig. 3).

La segunda posibilidad es que los materiales de ambos grupos fueran de edad distinta. En esta línea cabe contemplar la posibilidad de que los materiales del grupo de Sierra Albarrana fueran del Paleozoico Inferior, y que lo que se ha llamado Formación de los Villares no sea sino los tramos más bajos de la Formación de Azuaga (ver fig. 3).

Según este supuesto, que no es la primera vez que se expone (ver MAGNA, Hoja de Santa María de Trassierra), todo el dominio de Sierra Albarrana no sería sino un gran sinclinal cuyo núcleo coincidiría con la sierra de dicho nombre y que tomaría el relevo de un amplio anticlinorio situado más al sur, a favor del cual afloraría la sucesión Montemolín y Tentudía en el área de Usagre-Almódovar del Río.

Esta hipótesis es perfectamente coherente con la distribución geométrica de los materiales; explica la terminación oriental del dominio de Sierra Albarrana, que no habría que interpretarlo como un bloque acuñado entre el eje magmático de Villaviciosa-La Coronada y la falla de Malcocinado, sino que continuaría

al sur de dicha falla y cerraría en forma de sinclinal en las proximidades de Córdoba.

Los afloramientos situados entre el eje magmático y el dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano no sería sino el flanco septentrional de la gran estructura sinclinal antes mencionada (ver fig. 1 y fig. 2).

Si profundizamos sobre este supuesto vemos que se puede justificar perfectamente el eje magmático de Villaviciosa-La Coronada. En efecto, si estas ideas fueran correctas habría que aceptar que los materiales del dominio de Sierra Albarrana se habrían estructurado con direcciones paralelas a los del dominio de Monesterio-Alanís-Córdoba. A partir de un cierto momento todo lo que es el dominio de Sierra Albarrana debió comportarse como un bloque rígido que fue girado hasta su posición actual a favor de la falla de Malcocinado.

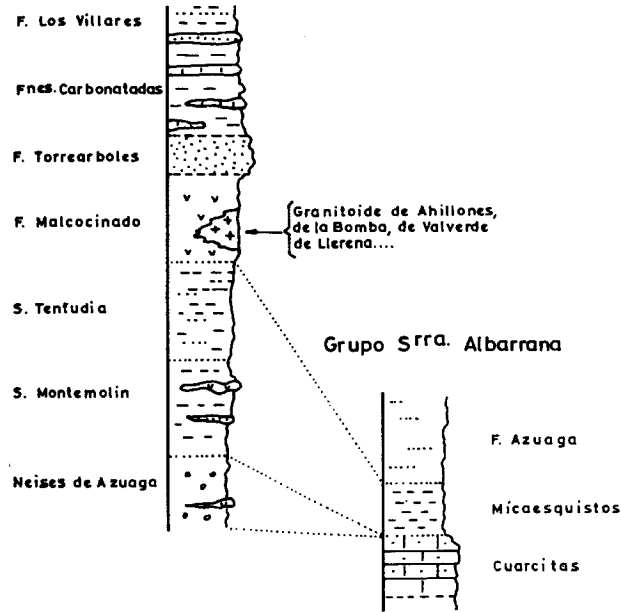
Como se sabe, el eje magmático es una megaestructura ígnea con forma de cuña que se abre hacia el SE, que no es sino una gran cuenca integrada por sedimentos y rocas ígneas en su mayoría volcánicos y subvolcánicos de edad carbonífera (BAEZA ROJANO et al., 1978) (GARROTE et al., 1979) (GABALDON, V., et al., en prensa) (DELGADO QUE-SADA et al., en prensa, etc.).

Según este esquema, esta cuenca se habría formado en la zona de vacío originada por el movimiento relativo de dichos bloques.

La estructuración de los materiales de los dominios de Sierra Albarrana y de Monesterio-Alanís-Córdoba debió ser anterior al depósito del Carbonífero Inferior (hay cantos estructurados de la Formación de Azuaga, de la Formación Torreárboles y de las calizas cámbricas en el conglomerado de base del Carbonífero). El giro de este bloque es, según esta hipótesis, simultáneo al depósito de los materiales carboníferos del eje magmático de Villaviciosa-La Coronada y anterior a la intrusión del *stock* granítico de los Arenales, que corta a la falla de Malcocinado y que ha dado una edad Viseense Superior-Namuriense (DELOCHE et al., 1979).

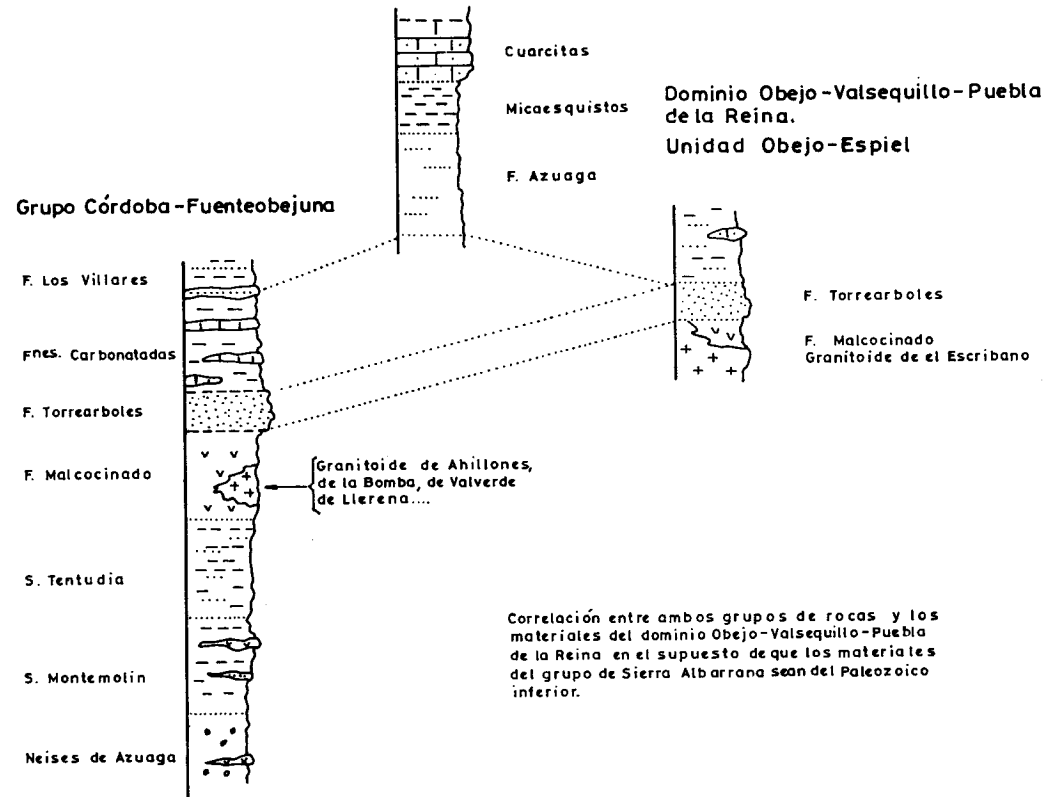
Otro argumento a favor de esta segunda hi-

**Grupo Córdoba-Fuenteobejuna**



Posible correlación entre ambos grupos de materiales en el supuesto de que ambos sean del precámbrico y según la estratigrafía de DELGADO QUESADA MIGUEL para los materiales del grupo de Sierra Albarrana.

**Grupo S<sup>ra</sup>. Albarrana**



Correlación entre ambos grupos de rocas y los materiales del dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina en el supuesto de que los materiales del grupo de Sierra Albarrana sean del Paleozoico inferior.

Figura 3.—Intentos de correlación entre los materiales de ambos grupos de rocas.

pótesis se deduce de la estratigrafía obtenida de los materiales de la unidad alóctona Obejo-Espiel en el dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. Aquí, una sucesión de materiales muy parecidos a la Formación de Azuaga reposan directamente sobre una sucesión de arcosas y cuarcitas feldespáticas que correlacionamos con la Formación Torreárboles.

En esta unidad parece que están representados materiales del grupo Córdoba-Fuente Obejuna (Formación Malcocinado y Formación Torreárboles), y sobre ellos directamente los materiales supuestamente más bajos del grupo de Sierra Albarrana, y no existen argumentos cartográficos ni de campo que permitan afirmar que el contacto es mecánico. De todas formas, este argumento sólo tiene una validez parcial, porque aquí faltan las formaciones carbonatadas del Cámbrico, pero posiblemente ello es debido a que los materiales de dicha unidad alóctona proceden de una zona donde ya no llegaron a depositarse estos sedimentos.

De las dos hipótesis planteadas, la segunda permite relacionar de forma fácil y directa ambos grupos de rocas; sin embargo, tendríamos que preguntarnos cuál es el significado de los materiales supuestamente paleozoicos muy evolucionados que aparecen en el dominio de Sierra Albarrana y en el de Valencia de las Torres-Cerro Muriano.

Esta hipótesis es sugestiva, se fundamenta sobre datos cartográficos y pensamos que el tema es lo suficientemente interesante como para intentar una comprobación de estas ideas por parte de especialistas en otras materias que pudieran estar interesados en este tema.

Los autores deseamos expresar nuestro agradecimiento al IGME, y más concretamente a los Sres. QUESADA, C., y BAEZA, L., que han permitido la publicación de estos datos.

Igualmente expresamos nuestro agradecimiento a DELGADO QUESADA, M., por las sugerencias e indicaciones durante la realización del presente trabajo.

## BIBLIOGRAFIA

- APALATEGUI, O. (1980).—*Proyecto «Investigación minera en la zona de Fuente Ovejuna-La Coronada»*, del IGME. Mem. Inéd.
- APALATEGUI, O.; ARRIOLA, A.; EGUILUZ, L.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P., y SANCHEZ CARRETERO, R. (1981).—*Hoja MAGNA de Hornachos*. En prensa.
- APALATEGUI, O.; GARROTE, A.; ROLDAN, F. J., y SANCHEZ CARRETERO, R. (1982).—*Hoja MAGNA de Peñarroya-Pueblonuevo*. En prensa.
- APALATEGUI, O., e HIGUERAS, P. (1981).—*Hoja MAGNA de Usagre*. En prensa.
- BAEZA ROJANO, L. J.; RUIZ GARCIA, C., y RUIZ MONTES, M. (1978).—«Presencia de formaciones volcansedimentarias y mineralizaciones de hierro asociadas en el Eje Magmático La Coronada-Villaviciosa (Córdoba)». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 89, pp. 431-437.
- BAEZA ROJANO, L. J.; RUIZ GARCIA, C.; RUIZ MONTES, M., y SANCHEZ, A. (1981).—«Mineralización exhalativo-sedimentaria de sulfuros polimetálicos en la Sierra Morena Cordobesa (España)». *Bol. Geol. y Min.*, t. XCII-III, pp. 203-216.
- CAPDEVILLA, R. (1976).—*Reún. Ann. Sc. Terre. París*, 94 pp.
- CHACON, J. (1978).—«Ensayo de subdivisión de las series Precámbricas del SW del Macizo Ibérico». *Cuad. de Geol. Univ. de Granada*, vol. VIII-IX, pp. 5-20.
- CHACON, J.; DELGADO QUESADA, M., y GARROTE, A. (1974).—«Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 85(6), pp. 713-717.
- CHACON, J. (1979).—«Estudio Geológico del Sector Central del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)». *Tesis doctoral, Univ. de Granada*. Mem. Inéd., 728 pp.
- CHACON, J., y PASCUAL, E. (1978).—«El anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba, divisoria entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena (SW del Macizo Ibérico)». *Cuad. de Geol. Univ. de Granada*, vol. VIII-IX, pp. 21-36.
- DELGADO QUESADA, M.; GARROTE, A., y SANCHEZ-CARRETERO, R.—En preparación.
- DELGADO QUESADA, M. (1971).—«Esquema geológico de la Hoja de Azuaga (Badajoz)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXII-III-IV, pp. 277-286.
- DELGADO QUESADA, M.; LIÑAN, E.; PASCUAL, E., y PEREZ LORENTE, F. (1977).—«Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena central». *Studia Geologica*. XII, pp. 75-99.
- DELOCHE, C., y SIMON, D. (1979).—«Géologie et Géologie du Cerro Muriano (Cordoue-Espagne). Le charriage majeur Cadomien Sud-Hespérique: Interpretation des blastomilonites de l'axe de Badajoz-Cordoue». *Thèse Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 242 pp.
- GABALDON, V.; GARROTE, A., y QUESADA, C. (1983).—

- «Las cuencas de Valdeinfierno y Benajafé (Tournaisense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena)». En prensa.
- GARROTE, A.; ORTEGA HUERTAS, M., y ROMERO, J. (1979).—«Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba). Sierra Morena. Temas Geológico-Mineros (IGME). 1.ª Reunión sobre la geología de Ossa-Morena, pp. 145-170.
- LAURENT, P. (1974).—«Structure et pétrologie de la bande métamorphique de Badajoz-Cordoue à l'Est d'Azuaga (Espagne). Thèse UST L. 3.º cycle. Montpellier, 200 pp.
- PEREZ LORENTE, F. (1979).—«Geología de la zona Ossa-Morena al norte de Córdoba». *Tesis doctoral Universidad de Granada. Secr. Publ. Univ. de Granada.*
- PEREZ LORENTE, F. (1971).—«Estudio Geológico de la Sierra de los Santos (El Hoyo, Sierra Morena, Córdoba). *Tesis Licenciatura, Univ. de Granada. Memoria Inéd.*
- ROBARDET, M. (1976).—«L'originalité du segment hercynien sub-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Devonien dans le Nord de la province de Seville (Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris D.*, 283, pp. 999-1002.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1972).—«Precisiones sobre el Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico en la Sierra Morena Central». *Estudios Geológicos*, vol. XXVIII, pp. 167-172.

# LAS ROCAS POLIMETAMORFICAS DEL AREA DE CERRO MURIANO (CORDOBA, ESPAÑA) EDAD Y CONSIDERACIONES PETROLOGICAS

E. Pascual (\*)

## RESUMEN

La unidad de Cerro Muriano - Campo Alto, constituida por metapelitas de alto grado de metamorfismo, gneises, anfibolitas y cuarcitas (eventualmente con distena) es la más antigua de cuantas afloran al N de Córdoba (límite SE del Anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba, Macizo Ibérico, España).

En este trabajo se presentan datos mineralógicos y relaciones texturales que muestran la existencia de dos episodios metamórficos principales, al menos uno de los cuales es a su vez polifásico.

Se demuestra por argumentos petrológicos la imposibilidad de relacionar estos dos episodios a unas mis-

mas condiciones geotectónicas generales y se deduce la existencia de:

(I) Un primer metamorfismo regional en facies de granulita, caracterizado por  $P_{H_2O} \ll P$  total.

(II) Un segundo metamorfismo regional de alto grado caracterizado por  $P_{H_2O} \approx P$  total, que implica una rehidratación incompleta de los materiales.

Se discuten las implicaciones del polimetamorfismo así deducido y de su edad con la edad de los materiales afectados.

## ABSTRACT

The Cerro Muriano-Campo Alto Unit, formed by high-grade metapelites, gneisses, amphibolites and quartzites (eventually kyanite-bearing) is the oldest cropping out N of Cordoba (SE limit of the Anticlinorium Portoalegre-Badajoz-Cordoba, Iberian Massif, Spain).

In this paper, mineralogical data and textural relationships are presented that show the existence of two main metamorphic events, at least one of which is polyphased.

It is shown on petrological accounts that is impossi-

ble to relate these two events to the same general geotectonic conditions, two of which are concluded:

(I) A first regional metamorphism in granulite facies, characterized by  $P_{H_2O} \ll P$  total.

(II) A second high-grade regional metamorphism, characterized by  $P_{H_2O} \approx P$  total, which implies an incomplete rock re-hydration.

Implications of so deduced polymetamorphism, its age and the age of affected rocks are discussed.

(\*) Dpto. de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Dpto. de Investigaciones Geológicas de Granada (C.S.I.C.).

## 1. INTRODUCCION

En el área de Cerro Muriano afloran extensamente materiales metamórficos de alto gra-



do, en contacto con rocas de menor grado metamórfico y otras no metamorfizadas, que han sido atribuidas en parte al Precámbrico por diversos autores (DELGADO QUESADA, 1971; ALMARZA, 1974; OROZCO y PASCUAL, 1975; PASCUAL, 1981) y que se encuentran comprendidas en lo que DELGADO QUESADA et al. (1976) denominan dominio de Cerro Muriano, en el cual un Carbonífero en facies Culm descansa directamente sobre las rocas metamórficas.

Aparte de los problemas relacionados con la edad de las rocas y del metamorfismo en las formaciones que alcanzan grado bajo, que no van a ser considerados en la presente nota, la información referente al área de Cerro Muriano, y disponible hasta ahora, concierne sobre todo a las rocas de alto grado. A pesar de los trabajos realizados hasta la fecha, subsisten en ella como problemas fundamentales la edad de los materiales y las condiciones y edad del metamorfismo. La información que aquí se presenta se refiere al segundo problema y también aporta datos sobre el primero. De acuerdo con este objetivo, se resumirán en primer lugar las características de los materiales que constituyen la formación, a continuación se planteará el problema del polimetamorfismo y finalmente se harán algunos comentarios sobre la relación de los datos expuestos con el problema de la edad de la formación y del metamorfismo que la afecta.

## 2. MATERIALES

### 2.1. MICASQUISTOS

La formación de Cerro Muriano-Campo Alto, cuyos límites y descripción detallada pueden encontrarse en PASCUAL (1981), es un conjunto heterogéneo en el que se distinguen diversos tipos de roca. Además de los micasquistos, que se describen a continuación por ser la roca más abundante, existen para y ortogneises, anfibolitas de diversos tipos, pegmatitas metamórficas (confundidas, en opi-

nión del autor, con neosomas migmáticos por varios otros) y cuarcitas con distena. De todo ello se describirán, además de los micasquistos, tan sólo las anfibolitas retrometamórficas y las cuarcitas con distena; las primeras, porque constituyen la base de la argumentación presentada, y las segundas, porque probablemente representan litologías singulares y pueden servir en el futuro como elemento de correlación (OROZCO y PASCUAL, 1975).

Los micasquistos constituyen un tramo de apariencia uniforme que se caracteriza en el campo por la existencia de porfidoblastos de mica blanca, cuyo tamaño destaca claramente sobre el de la matriz. Se caracterizan por paragénesis compuestas por sillimanita prismática, fibrolita, granate, biotita, moscovita, distena, feldespato potásico, albita, cuarzo y otros minerales como turmalina y, muy raramente, ortopiroxeno.

Las primeras descripciones de esta formación señalan los peciloblastos de mica blanca como el primer mineral metamórfico que se conserva (ALMARZA, 1974); más adelante se ha puesto de manifiesto que existen minerales anteriores. Desde el punto de vista textural, son anteriores a los peciloblastos los prismas de sillimanita (no así la mayor parte de las inclusiones de fibrolita) y los cristales corroídos de ortopiroxeno. Estos dos minerales, que nunca aparecen juntos en las láminas estudiadas, pero cuya asociación no se excluye a priori, constituyen la primera evidencia de un metamorfismo en condiciones diferentes del más generalizado.

Por el contrario, todas las etapas posteriores a los cristales de mica blanca pueden haberse producido en unas condiciones semejante entre sí y diferentes de las primeras. Se producen en esta etapa tres tipos de superficie S de flujo en las que cristaliza biotita junto con diversos minerales metamórficos (fibrolita, almandino, feldespato, etc.) según las etapas. La tabla I resume la secuencia de cristalización-deformación para los micasquistos y las anfibolitas, y las fotos 1, 2 y 3 se refieren, respectivamente, a los peciloblas-

TABLA I  
**Secuencia cristalización - deformación en la unidad Cerro Muriano - Campo Alto**

Metapelitas	Dist., Sil., Opx.		F <sub>x</sub>	?	Granulita	
Anfibolitas	Cpx. + Ga(+Ischerm?)					
Metapelitas	Mica blanca		F <sub>x</sub>	Estática	Retrometamorfismo Rehidratación parcial	
Anfibolitas	Tscherm. + plagioclasa					
Metapelitas	Ms + Bi + Sil	1.- mica blanca+Q 2.- Qz + Ab + Turm en venas y nódulos	F <sub>2</sub>	Milonitización S <sub>1</sub> de flujo	pre- metamorfismo de intermedias siones	
Anfibolitas	Tsch. + Plag. + Ep.					
Metapelitas	Ms + Bi + Sil + Alm.		F <sub>3</sub>	S <sub>2</sub> de flujo		
Anfibolitas	Tsch + Plag. + Ep.					
Metapelitas	Bi + Sil. + FdK		F <sub>4</sub>	S <sub>3</sub> de flujo		
Anfibolitas	Tsch. + Plag. + Ep.					
Metapelitas	Q + Ms + Chl.		F <sub>5</sub>	Granulación Milonitización tardía		
Anfibolitas	Ep. + Chl. + Q					

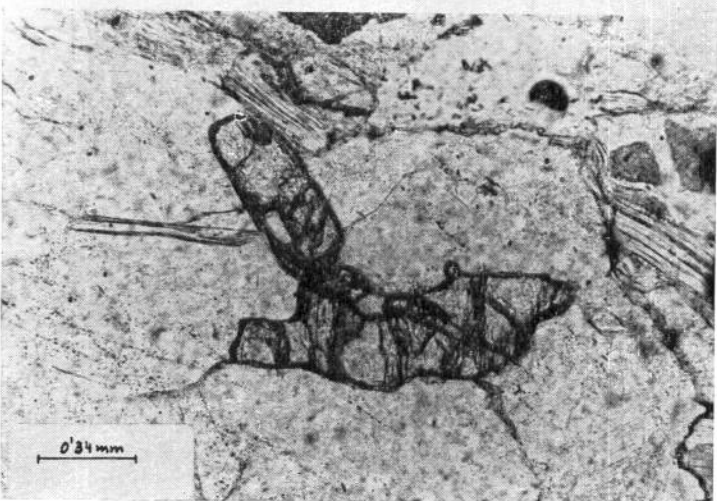
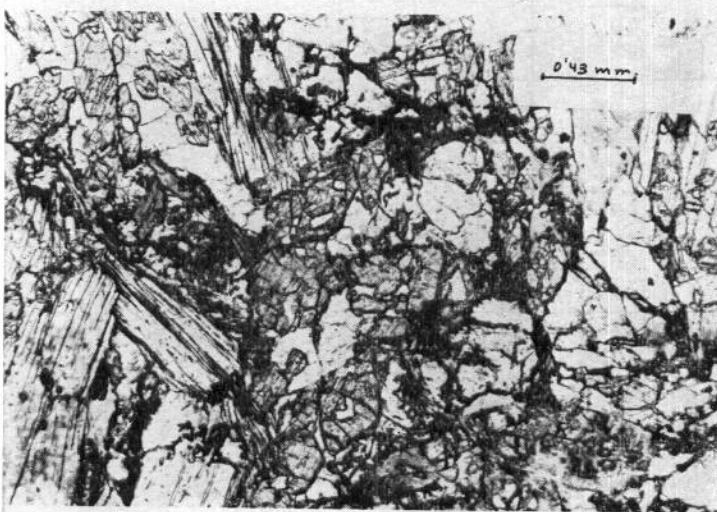
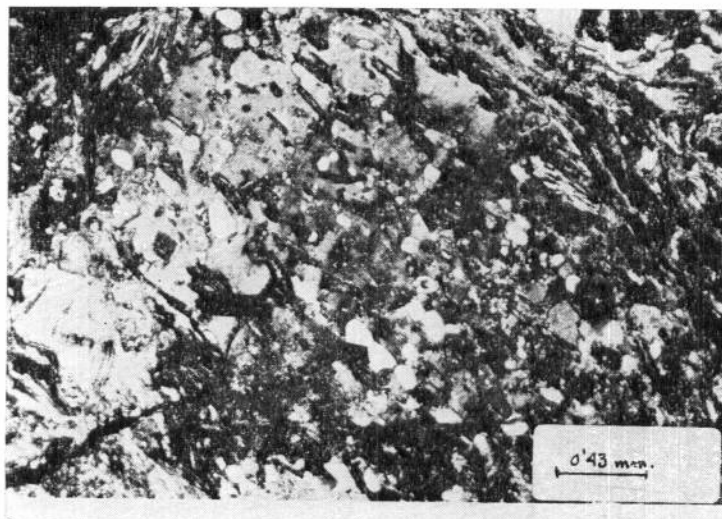
Paragénesis

Fases

Fenómenos aso-  
ciados

Metamorfismo

Dist = distena; Sil . sillimanita; Opx . ortopiroxeno; Cpx = clinopiroxeno; Ga = granate; Tscherm = tschermakita ; Ms = moscovita;  
 Bi = biotita; Alm = almandino; Plag = plagioclasa; Ep = epidota; Q = cuarzo; Chl = clorita; Ab = albita; FdK = feldespato potásico.



tos de moscovita, la sillimanita prismática y el ortopiroxeno, esto es, el primer mineral de la segunda fase metamórfica y los relictos encontrados de fases anteriores.

A pesar de que en el área de Cerro Muriano se ha sugerido recientemente la existencia de una gran zona de cizalla (ver, por ejemplo, MATTE y BURG, 1981), en la que, por tanto, serán de esperar buzamientos verticales o subverticales para la esquistosidad, PASCUAL (1981) ha puesto de manifiesto que no es esa la disposición de la esquistosidad dominante en los micasquistos de esta unidad, si bien no ha presentado un estudio microestructural que explique totalmente la geometría de las rocas. Es suficiente, sin embargo, para indicar que o bien no existe aquí tal zona de cizalla, o bien toda la formación de Cerro Muriano-Campo Alto se comporta como un bloque que estaría limitado por zonas de cizalla, de las que no hay por el momento ninguna evidencia clara.

La descripción más detallada de estas rocas puede encontrarse en PASCUAL (1981, página 254 y sig.), con referencia también a los datos existentes con anterioridad.

## 2.2. ANFIBOLITAS RETROMETAMORFICAS (GRANULITAS BASICAS)

Se trata de cuerpos de extensión de hasta 500 m. de alargamiento máximo, con bandeo muy marcado y numerosas zonas de grano grueso ocupadas por anfíboles y plagioclasas relativamente tardías, que a veces constituyen la totalidad de la roca, junto con epidota y algunos accesorios.

Sin embargo, en estas rocas es bien visible una paragénesis anterior constituida por

Foto núm. 1.—Gran peciloblasto de moscovita con reacción parcial a feldespato potásico. Nic. X.

Foto núm. 2.—Relictos de sillimanita prismática. Polarizador solo.

Foto núm. 3.—Relictos de ortopiroxeno. Polarizador solo.

granates y piroxenos, transformados posteriormente en plagioclasa y anfíbol. Es posible que la primera pueda ser en parte paragénetica del piroxeno y el granate, pero mayoritariamente es tardía. El granate puede alcanzar un tamaño de grano muy superior al resto de los minerales, y por contra son escasas las muestras que lo contienen, lo que debe relacionarse con su desaparición mediante una reacción relativamente rápida.

Respecto al metamorfismo tardío no se tienen determinaciones mineralógicas suficientes. Lo que sí es cierto es que las paragénesis no son diferentes de otras rocas de composición semejante, como las paraanfíbolitas (PASCUAL, 1981), lo que no hace sospechar condiciones metamórficas muy diferentes al resto del conjunto.

En cuanto a los relictos del metamorfismo antiguo, se dispone ya de los primeros datos (tabla II) y se prepara actualmente un trabajo monográfico sobre ellos. En ningún punto aflora una paragénesis previa tal como gabros, diabasas, etc.

La secuencia cristalización-deformación presentada debe considerarse tentativa porque la observación de superficies S diferentes no puede hacerse en la práctica de forma clara con esa litología.

### 2.3. CUARCITAS CON DISTENA

Se trata de rocas muy poco corrientes, descritas previamente por OROZCO y PASCUAL (1975). Son de color muy claro, con paso transicional a los micasquistos descritos, y constituidas por cuarzo, distena, pirofilita, paragonita, turmalina, rutilo y opacos. Los datos de rayos X permiten descartar la presencia de sillimanita, el silicato de aluminio común en el resto del área, y cuya cristalización pudiera haberse inhibido en razón de la diferente composición global de la roca.

Sin repetir aquí toda la descripción mineralógica que se encuentra en PASCUAL (1981), se muestran los dos análisis químicos efectuados (tabla III), en los cuales se observa

el alto contenido en  $Al_2O_3$  y el bajo contenido en hierro (expresado como  $Fe_2O_3$ ). Sedimentos semejantes corresponden a una roca sedimentaria areniscosa con matriz de caolinita-pirofilita, y esos sedimentos podrían corresponder a cambios climáticos importantes, y podrían asimismo ser correlacionables a considerables distancias.

TABLA II  
Datos de microsonda electrónica para minerales relictos del metamorfismo antiguo (Unidad Cerro Muriano-Campo Alto)

	Granates			Piroxenos	
	Sin zonar	Núcleo	Borde	1	2
Si ... ..	38,841	38,821	39,222	55,125	56,727
Al ... ..	7,880	6,336	14,709	1,425	0,565
Fe ... ..	20,284	21,062	7,719	15,184	13,261
Mn ... ..	0,635	0,581	0,240	0,397	0,473
Mg ... ..	0,133	0,186	0,000	5,594	6,804
Ca ... ..	32,180	32,887	38,125	22,065	21,951
Ti ... ..	—	—	—	0,065	0,000
Cr ... ..	—	—	—	0,000	0,066
Na ... ..	—	—	—	0,159	0,071

TABLA III  
Análisis químicos de cuarcitas con distena

SiO <sub>2</sub> ... ..	69,5	...	69,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	26,6	...	27,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	0,018	...	0,019
MnO ... ..	...	...	...
MgO ... ..	0,02	...	0,02
CaO ... ..	1,15	...	1,149
Na <sub>2</sub> O ... ..	2,0	...	1,7
K <sub>2</sub> O ... ..	0,63	...	0,62
TiO <sub>2</sub> ... ..	0,05	...	0,04

## 3. CONDICIONES DE METAMORFISMO

### 3.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La descripción precedente tiene varios elementos en común para litologías distintas:

- Tanto en micasquistos como en anfíbolitas existen relictos muy escasos de minerales de alto grado metamórfico. En los primeros existe ortopiroxeno,

mineral diagnóstico por sí solo de las facies de granulitas. En las segundas, restos de granate rico en calcio y clinopiroxeno salítico, que también constituyen una paragénesis diagnóstica de la misma facies.

- b) Las paragénesis más generalizadas pueden ser correlacionables en una y otra clase de rocas, y no son equiparables a una facies de granulita, sino a un metamorfismo de un gradiente de presiones intermedio. El hecho de que en los micasquistos se reflejen paragénesis de alto grado en esta segunda etapa y no exista esa evidencia en las anfibolitas, no altera la cuestión central, como se verá más adelante.

El objetivo de este apartado se va a centrar en demostrar el carácter polimetamórfico del conjunto, y dado que en la facies de granulitas es más característica la condición de ( $P_{H_2O} \ll P_{total}$ ) que un gradiente completo de presiones y temperaturas (MEHNERT, 1972; WINKLER y SEN, 1973), se ordenará la discusión para hacer evidente que:

- Las reacciones del metamorfismo más generalizado se explican bien en unas condiciones de  $P_{H_2O} \approx P_{total}$ .
- Existen paragénesis diagnósticas de facies granulita, según la clasificación hecha por MENHERT (1972), lo que implica que  $P_{H_2O} \ll P_{carga}$ .
- En cualquier intervalo de temperaturas y presiones, la variación de esta condición básica implica a su vez un ambiente geotectónico muy diferente, y probablemente una separación importante en el tiempo.

### 3.2. CONDICIONES DEL METAMORFISMO MAS GENERALIZADO

El alto grado de metamorfismo (WINKLER, 1974) se alcanza por la reacción de moscovita-cuarzo para dar sillimanita-feldespato potásico. Existen numerosas asociaciones de sillimanita que corroen peciloblastos de mosco-

vita anteriores, y también de feldespato potásico relacionado con corrosión de la moscovita (foto núm. 1).

Tal como se establece en PASCUAL (1981), se pueden considerar aproximadamente en equilibrio estable biotita, almandino, sillimanita y feldespato potásico.

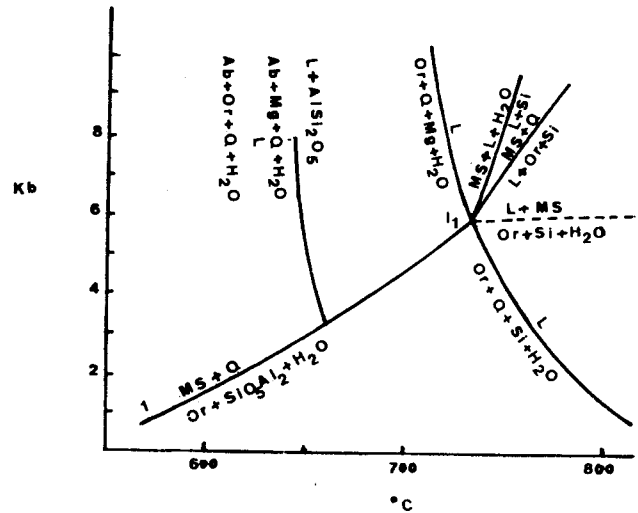


Figura 1.—Reacciones que implican moscovita y cuarzo y comienzo de fusión en el sistema Albita-Fdk-Cuarzo-Agua. Según WINKLER (1974) con datos de otros autores.

La figura 1 representa las condiciones adecuadas para la desaparición de moscovita en presencia de cuarzo, cuyo límite superior vendría marcado por el punto 1 de la figura 1, basada en WINKLER (1974). De acuerdo con estos datos, no hay pruebas de que se hayan alcanzado temperaturas superiores a 680 grados centígrados y presiones superiores a 3,5 kb. Para que fuese posible una temperatura superior sería necesario una condición  $P_{H_2O} < P_{total}$ .

Las paragénesis en rocas básicas son mucho menos reveladoras de las condiciones de metamorfismo, pues el contenido en anortita de las plagioclasas no puede ser considerado por ahora para establecer una zono-grafía.

Aparentemente, persiste aquí una doble alternativa: O bien  $P_{H_2O} \approx P_{total}$ , en cuyo caso

la temperatura y la presión tienen los límites indicados, o bien  $P_{H_2O} < P_{total}$  con temperaturas y presiones eventualmente superiores. La evidencia de que la presión de agua está en las condiciones primeramente supuestas la da, localmente, la presencia de diferenciados pegmatoides, ya descritos por ALMARZA (1974). Es ese autor quien demuestra que tales cuerpos se forman en condiciones de  $P_{H_2O}$  alta, con numerosos datos de los feldespatos presentes en las venas. Se recomienda este trabajo y el citado de PASCUAL (1981) para la descripción detallada de esos cuerpos.

Sin embargo, tales condiciones podrían haber tenido valor local, ligadas a zonas de presión total anormalmente baja, como fracturas precoces. Por ello, hay que buscar la solución al dilema planteado en otro tipo de evidencias.

La respuesta está, seguramente, en la presencia generalizada en todos aquellos puntos con composición adecuada, de mica blanca estática, posterior a los relictos de sillimanita prismática (y ortopiroxeno) y anterior a la asociación sillimanita-feldespato potásico. Así, dos asociaciones en las cuales la mica blanca no es estable, están separadas en el tiempo por un intervalo en el que ese mineral sí es estable. Como la presencia de esta mica blanca estática no es un hecho de valor local, sino por el contrario, el carácter más conspicuo de todas estas rocas sobre el terreno, está claro que las condiciones al principio del metamorfismo tienen que haber permitido la estabilidad de estas micas, y haberse aproximado en gran medida a  $P_{H_2O} = P_{total}$  de forma generalizada.

En consecuencia, está claro que las condiciones del metamorfismo más generalizado no sobrepasan, dentro del alto grado en el sentido de WINKLER (1974) los 3,5 kb. y los 680 grados centígrados, salvo puntos excepcionales donde la  $P_{H_2O}$  sea inferior, lo que es posible, como más adelante se verá.

### 3.3. CONDICIONES DEL METAMORFISMO ANTIGUO

Como antes se indicó, la zona de la hiperstena (WINKLER, 1974) está definida por paragénesis con hiperstena y por las que tienen clinopiroxeno, almandino y cuarzo. Ambas están representadas aquí (fig. 2). Además, tanto los caracteres mineralógicos requeridos por el clinopiroxeno (términos salíticos) como por el granate (alto contenido en grossularita) se cumplen igualmente. Por otra parte, en cuanto a las rocas sin paragénesis diagnósticas, es significativo que existan feldespatos metamórficos antiguos con carácter peritítico (v. MEHNERT, 1972), en rocas consideradas de bajo grado por algunos autores (DELOCHE et al., 1979). Se sospecha también un cierto carácter antipertítico en las plagioclasas, que no obstante no ha podido ser verificado.

Si bien el pequeño número de restos encontrados hasta ahora no permite estudiar con precisión las condiciones de formación, los datos experimentales de las paragénesis clinopiroxeno-granate indican una estabilización conjunta con plagioclasa a una presión de 8-10 kb. a 700 grados centígrados (GREEN y RINGWOOD, 1967).

### 3.4. DISCUSION

Con sólo comparar las condiciones deducidas para el metamorfismo antiguo (admitiendo su incertidumbre e incluso posibles errores en los datos experimentales) con las propias del metamorfismo generalizado, se deduce que no se trata de condiciones compatibles en un mismo episodio. Esencialmente, porque el feldespato potásico que caracteriza al segundo no puede existir en las condiciones del primero. Es muy significativa la variación entre el contenido en grossularita del granate en los relictos y en el resto de las rocas del área (v. ALMARZA, 1974; PASCUAL, 1981).

Sin embargo, es preciso buscar una explicación para dos hechos: Uno, cuáles son

las posibilidades reales de que en una fase tardía la presión de agua se aproxime a la presión de carga después de un metamorfismo granulítico previo; otro, cómo es posible que a partir de tales paragénesis deshidratadas se reconstruyan rocas que en el campo y también en un primer examen microscópico puedan parecer incluso cuarcitas de carácter epizonal (DELOCHE et al., 1979).

Respecto al primer punto, el hecho es que, sea cual sea la dificultad del proceso, éste se produce, como lo demuestran los cristales estáticos de mica blanca y los diferenciados pegmatoides descritos. Sin embargo, también

está claro que la disponibilidad de agua debió ser limitada, puesto que la asociación sillimanita-feldespatos potásico no se corresponde con una migmatización generalizada. Por consiguiente, dicha rehidratación posterior al primer metamorfismo es sólo parcial. Por otra parte, este es un proceso citado otras veces en la literatura (COORAY, 1961, 1962; BUDDINGTON, 1963), si bien se reconoce su dificultad y se invoca la necesidad de tiempos muy largos para que sea posible.

En cuanto al segundo punto, el de la ausencia de caracteres texturales y megascópicos que indiquen ese metamorfismo antiguo, salvo en las anfibolitas, es preciso señalar:

- a) Las texturas de las cuarcitas señaladas como productos de bajo grado de metamorfismo muestran orientación «flaser» en grado variable, retocada en algunos puntos por metamorfismo de contacto, pero muy difícil de explicar sólo por esa causa.
- b) La pobreza de las texturas y restos minerales en las metapelitas puede explicarse a causa de la persistencia de la estabilidad de la biotita (fig. 2), que puede existir a presiones muy altas (REINHARDT y SKIPPEN, 1970). Si la biotita es estable, no está claro que la fábrica original de estas rocas tuviera que sufrir grandes transformaciones.

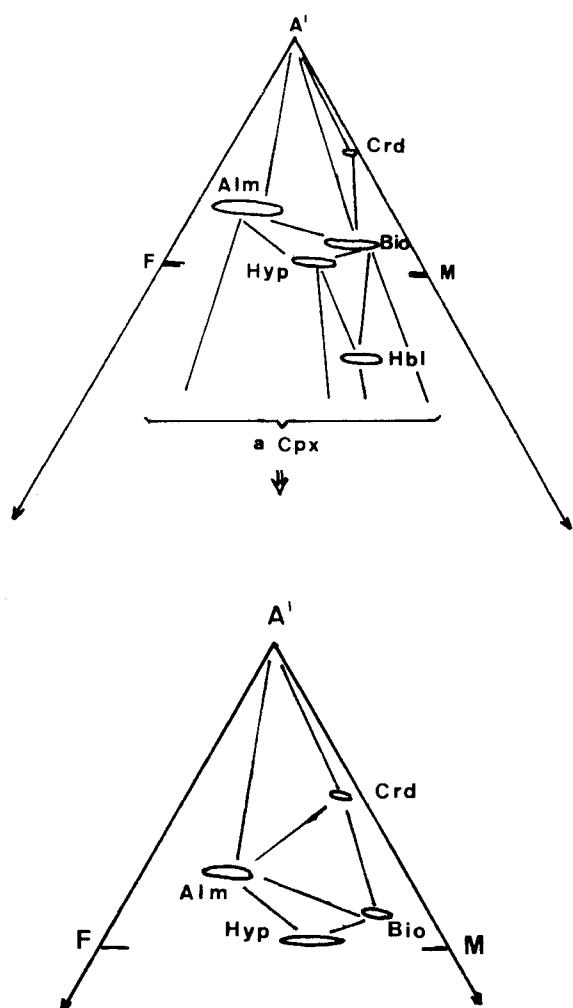


Figura 2.—Condiciones de equilibrio en granulitas según MEHNERT (1972).

#### 4. CONCLUSIONES

En el área Cerro Muriano-Campo Alto es evidente un polimetamorfismo, con un primer episodio de altas temperaturas, altas presiones y  $P_{H_2O}$  baja y un segundo episodio de presión no superior a 3,5 kb. y temperatura no superior a 680 grados centígrados.

Parece haber un acuerdo en que tales condiciones (la del metamorfismo en facies granulita) sólo existen en la corteza profunda, y que la deshidratación de las rocas ha de

acompañarse de escape del agua producida, lo que implica el mantenimiento de las condiciones de alto grado durante un tiempo muy largo. También se han citado otras posibilidades (alta  $P_{CO_2}$ , TOURET, 1971), pero no se explican en ausencia de rocas carbonáticas.

Ahora bien, la posibilidad de metamorfismo antiguo en períodos de tiempo muy largos tiene implicaciones notables tanto para la edad de los materiales del área como de los episodios metamórficos que los afectan. Así, BELLON et al. (1979) indican edades cado-mienses (K-Ar) para el metamorfismo generalizado. Tanto por la existencia de otro metamorfismo anterior como por el tipo de datación efectuada (v. PASCUAL, 1981) es preciso considerar edades más antiguas para el metamorfismo y por tanto para los materiales. La idea ya expresada (OROZCO y PASCUAL, 1974) de edad Proterozoico Inferior encuentra así nuevos apoyos por esta vía, que requieren ahora elaboración en base a datos más refinados sobre los minerales metamórficos.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALMARZA, J. J. (1974).—«Estudio petrológico en el sector "El Alamo-El Vacar". Sierra Morena, Córdoba». *Tesis de licenciatura*. Mem. Inéd.
- BELLON, H.; BLACHERE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, CH.; DIXSAUT, C.; HERTRICH, B.; PROST-DAME, V.; ROSSI, PH.; SIMON, D., y TAMAIN, G. (1979).—«Radiochronologie, évolution tectonomagmatique et implications métallogéniques dans les Cadomides du Sud-Est Hespérique». *Bull. Soc. Géol., Fra.*, vol. XXI-2, pp. 113-126.
- BUDDINGTON, A. F. (1963).—«Isogrades and the role of  $H_2O$  in metamorphic facies of orthogneisses of the Northwest Adirondack area, New York». *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 74, pp. 1155-1182.
- COORAY, P. G. (1961).—«Geology of the country around Rangala». *Dept. Min. Geol. Surv. Ceilon*, Mem. núm. 2.
- COORAY, P. G. (1962).—«Charnockites and their associated gneisses in the Pre-Cambrian of Ceilon». *Geol. Soc. London Quart. J.*, vol. 118, pp. 239-273.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971).—«Esquema geológico de la Hoja núm. 873. Azuaga (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, vol. LXXXII, pp. 61 y sig.
- DELGADO-QUESADA, M.; PASCUAL, E., y FENOLL HACH-ALI, P. (1976).—«A geological and metallogenic study of some occurrences of magnetite and sulphides in Sierra Morena (NNW of Córdoba, Spain)». *Est. Geol.*, vol. 34, pp. 461-474.
- DELOCHE, CH.; SIMON, D., y TAMAIN, G. (1979).—«Le charriage majeur de type himalayen du Cerro Muriano (Córdoba) dans les Cadomides du Sud-Est Hespérique». *C. R. Acad. Sci., Paris*, vol. 289 (D), pp. 253-256.
- GREEN, D. H., & RINGWOOD, A. E. (1967).—«The Genesis of the Basaltic Magmas». *Contr. Min. Petr.*, vol. 15, pp. 103-190.
- MATTE, PH., y BURG, J. P. (1981).—«Sutures, thrusts and nappes in the variscan arc of the Western Europe: Plate tectonics implications», in: PRICE, N. J., & Mc CLAY, K. R., ed.: «Thrust and nappe tectonics». *Blackwell publ.*, pp. 356-359.
- MEHNERT, K. R. (1972).—«Granulite: Results of a discussion. II.» *Neues Jahr. Min. Mh.*, pp. 139-150.
- OROZCO, M., y PASCUAL, E. (1975).—«Presencia y significado de cuarcitas con distena en una formación metamórfica al NW de Cerro Muriano (Córdoba)». *Cuad. Geol.*, vol. 5, pp. 1-17.
- PASCUAL, E. (1981).—«Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba (sector central de Sierra Morena). *Tesis doct. Univ. Granada*.
- REINHARDT, E. W., y SKIPPEN, G. B. (1970).—*Geol. Surv. of Can. Rept. Act. Paper*, 70-1, pt. II, pp. 48-54.
- TOURET, J. (1971).—«Le faciès granulites en Norvège meridionale. II: Les inclusions fluides». *Lithos*, vol. 4, pp. 1155-1182.
- WINKLER, H. G. F. (1974).—«Petrogenesis of metamorphic rocks». *Springer Verlag*, Berlín, 4.ª ed., 334 pp.
- WINKLER, H. G. F., y SEN, S. K. (1973).—«Nomenclature of granulites and other high-grade metamorphic rocks». *Neues Jahr. Min. Mh.*, pp. 393-402.



# ASPECTOS ESTRUCTURALES EN EL EXTREMO ORIENTAL DE LA ZONA SUDPORTUGUESA Y SU LIMITE CON OSSA MORENA

*J. F. Simancas (\*)*

## RESUMEN

Los rasgos tectónicos de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa (ZSP) se han agrupado en dos conjuntos: pliegues más fallas inversas y cabalgamientos (deformación hercíniana), y deformación puramente de fractura (deformación tardihercíniana). Se describen algunas características de los pliegues, en particular

de los de la primera generación, y se señala la existencia de cabalgamientos asociados. La tectónica tardihercíniana está constituida básicamente por dos cizallas cuyo efecto conjunto parece haber desplazado Ossa Morena unos cincuenta kilómetros respecto de ZSP.

## ABSTRACT

Tectonic features in the easternmost region of Southportuguese Zone are classified in two groups: folds and thrust faults (hercynian deformation), and fracture deformation (latehercynian deformation). Some features of the folds, particularly those of the first

generation, are described. Latehercynian tectonics is essentially constituted by two related shears whose effect has been a displacement of about fifty kilometres between Ossa Morena and the Southportuguese Zone.

## 1. INTRODUCCION

La región que constituye la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa ha sido estudiada recientemente por el autor. Los rasgos estructurales que en esta región aparecen pueden ser agrupados convenientemente en dos grandes conjuntos, a partir de criterios de edad y estilo: por un lado, hay estructuras de plegamiento, con fallas in-

versas directamente asociadas a ellas; por el otro, se encuentra una tectónica tardía de fractura, que alcanza un fuerte desarrollo. La deformación del primer grupo es hercíniana (seguramente del Westfaliense Medio), mientras que la del segundo suele calificarse como tardihercíniana y se desarrolló fundamentalmente en el Estefaniense. Los materiales autunienses de la cuenca del Viar sellan toda esta actividad tectónica, si bien registran un último episodio interpretable como una débil reactivación de la etapa tardihercíniana de deformación.

---

(\*) Departamento de Geotectónica y Geomorfología, Facultad de Ciencias. Departamento de Investigaciones Geológicas de Granada, C.S.I.C. Universidad de Granada.

## 2. DEFORMACION HERCINIANA

Aunque se han diferenciado tres generaciones de pliegues, la estructura de la región está esencialmente influida por la primera fase de plegamiento. Las fases segunda y tercera ( $F_2$  y  $F_3$ ) tienen sólo un desarrollo sectorial, en bandas, y no originan casi nunca macroestructuras aunque sus micro y mesopliegues pueden ser abundantes en los afloramientos; en particular,  $F_2$  tiene un fuerte desarrollo en el sector Pajanosas-Guillena. Los pliegues de estas dos últimas generaciones suelen ser poco apretados y sus orientaciones se muestran en la figura 1.

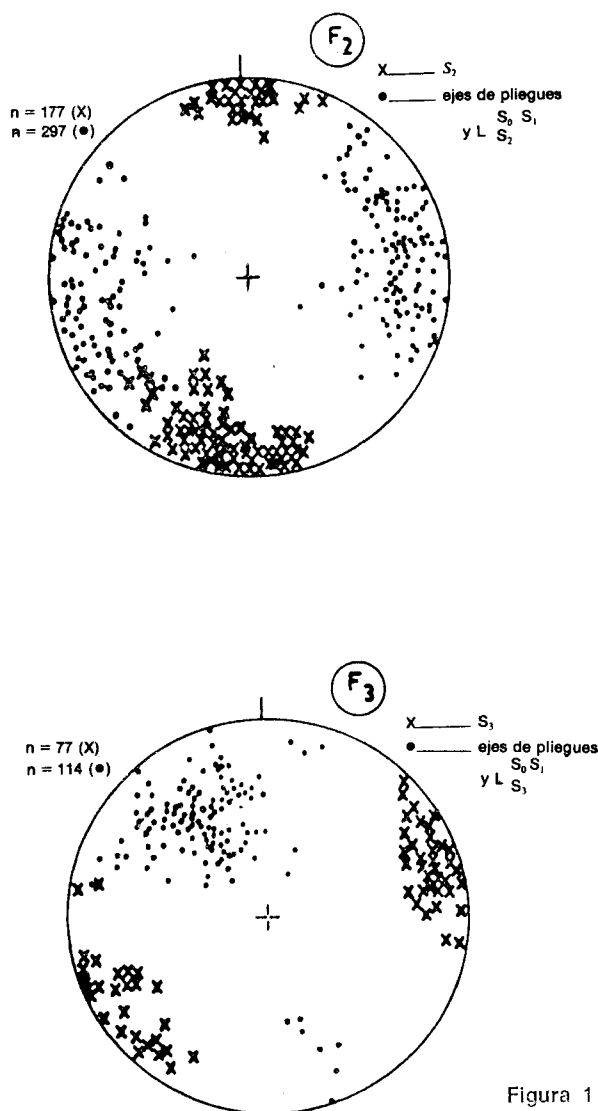


Figura 1

Los pliegues  $F_1$  son más apretados (fig. 2) y se presentan en todos los tamaños, desde micro a macropliegues. La abundancia de pliegues de orden menor implica que, en general, las grandes estructuras son anticlinorios y sinclinorios en lugar de grandes pliegues bien perfilados. Las charnelas de estos pliegues están curvadas de manera que los ejes tienen una orientación variable, pero incluida en su plano axial. Este hecho se manifiesta claramente en el diagrama de la figura 3, en el que, a pesar de la acción dispersiva (débil) de  $F_2$  y  $F_3$ , se observa una amplia variabilidad de orientaciones alrededor de la posición de la esquistosidad media; pero incluso a la escala de los afloramientos es posible observar, en ocasiones, cierta curvatura de algunas charnelas.

Otra característica de los pliegues  $F_1$  es la existencia de lineaciones oblicuas a los ejes de los pliegues, plegadas por éstos. Las lineaciones son, en unos casos, ( $L_1$ ) micropliegues que suelen tener escasa continuidad lateral y, en otros, ( $L_{S_1}^{S_0}$ ) lineación de intersección  $S_1/S_0$ . De momento, se dispone de un número reducido de datos pero éstos muestran una pauta clara, reflejada en la figura 4; si se define un sentido para el ángulo entre la lineación y el eje, el sentido cambia a uno y otro lado de la dirección NNE.

Los pliegues  $F_1$  llevan asociada una esquistosidad  $S_1$ . En sección transversal,  $S_1$  aparecen como una típica esquistosidad de plano axial, pero se acaba de indicar que  $L_{S_1}^{S_0}$  suele ser más o menos oblicua a los ejes de los pliegues. En pizarras,  $S_1$  se muestra normalmente en el campo como una esquistosidad pizarrosa, aunque vista con el microscopio se calificaría como una crenulación fina. En los sectores en que  $F_2$  y  $F_3$  alcanzan buen desarrollo,  $S_1$  puede aparecer afectada por crenulaciones  $S_2$  y  $S_3$ .

### 2.1. ALGUNAS CONSIDERACIONES GENÉTICAS SOBRE LOS PLIEGUES $F_1$

Consideremos en primer lugar la curvatura de las charnelas. Para explicar esta disposi-

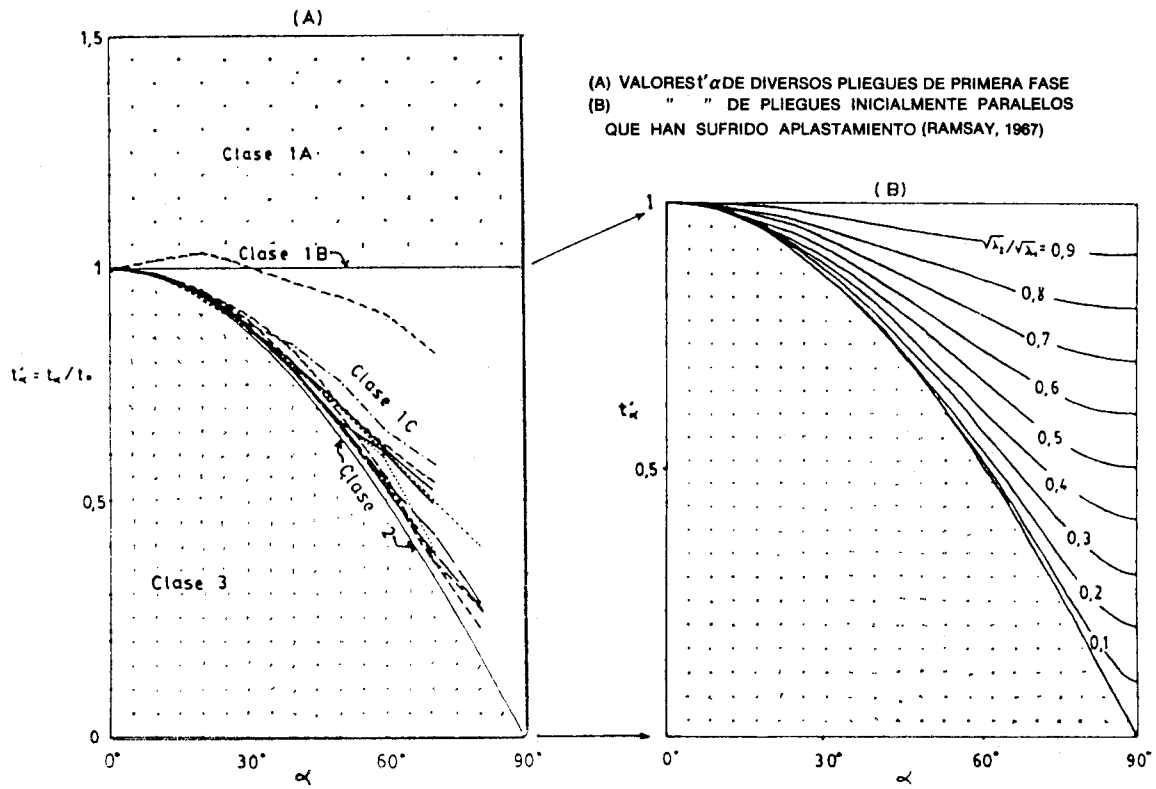


Figura 2

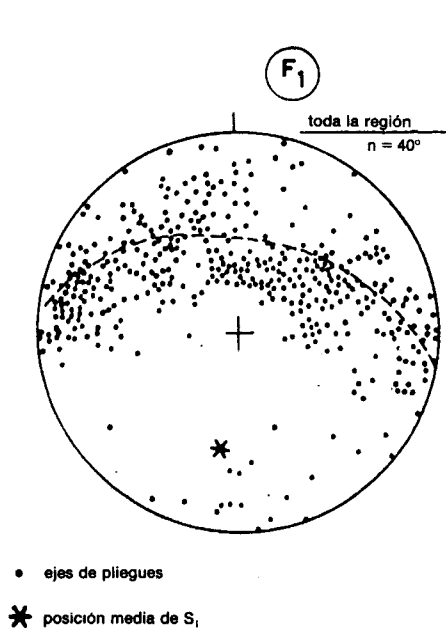


Figura 3

relaciones oblicuas entre  $L_1$ ,  $L_{S_1}$  y los ejes  $F_1(0)$   
 (véase el texto)

$L_1$  y/o  $L_{S_1}$  se sitúan hacia la cola de las flechas mientras que los ejes de los correspondientes pliegues están en la punta.

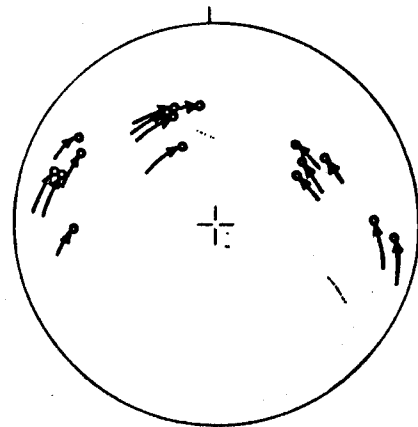


Figura 4

ción se han propuesto varios mecanismos, a saber:

- 1) Deformación de elipsoide constrictivo ( $K > 1$ ) (e.g., BORRADAILE, 1972).
- 2) Deformación en una zona de cizalla dúctil (e.g., COBBOLD y QUINQUIS, 1980).
- 3) Aplastamiento diferencial en los pliegues (RAMSAY, 1967; WOOD, 1974).
- 4) Simple rotación dentro del plano XY del elipsoide de deformación (SANDERSON, 1973).

El elipsoide de deformación se ha determinado, aproximadamente, a partir de piroclastos deformados que aparecen en el sector de Aznalcóllar. Los valores obtenidos para  $X/Y/Z$  son 1,5-1,6/0,3-0,4, que corresponden a un elipsoide de aplastamiento ( $K < 1$ ), con el eje X dirigido hacia NNE (aproximadamente, en la línea de máxima pendiente de  $S_1$ ); sería necesario suponer una disminución de volumen superior a lo razonable, para trasladar esta deformación al campo de los elipsoides constrictivos (RAMSAY y WOOD, 1973).

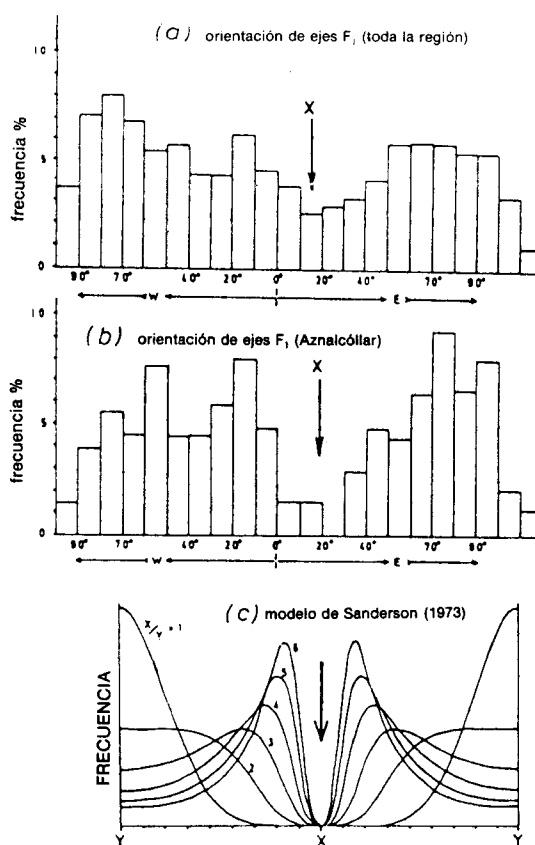
Por otro lado, tampoco resulta conveniente suponer que la curvatura de las charnelas se relacione con una deformación en un campo de cizallamiento dúctil, ya que faltan evidencias de que tal tipo de deformación esté generalizado en la región estudiada. Excepcionalmente se ha detectado alguna zona de cizalla de limitada extensión, pero la deformación es, en conjunto, de aplastamiento.

Un mecanismo de aplastamiento diferencial en distintas partes de los pliegues es posible y ha sido demostrado por WOOD (1974), pero en este caso es muy difícil comprobar su importancia ya que los objetos utilizables como marcadores de la deformación son muy escasos.

En cualquier caso, la simple rotación dentro del plano XY parece un mecanismo conveniente. En efecto,  $\text{tg}\theta = \text{tg}\theta' X/Y$  (RAMSAY, 1967, p. 69), siendo  $\theta'$  el ángulo que forma una línea con el eje X, después de la deformación, y  $\theta$  el ángulo que formaba la misma línea con la que después sería el eje X, an-

tes de la deformación. Partiendo de una población de ejes de pliegues cuya orientación inicial fluctuaba  $20^\circ$  alrededor de Y, SANDERSON (1973) ha calculado la dispersión de estos ejes en función del cociente  $X/Y$ . En la región estudiada, la dispersión puede compararse con el modelo de SANDERSON (fig. 5), habiendo concordancia en la posición del eje X (dirección NNE) y en el cociente  $X/Y$  estimado (inferior a 2).

La transección de la esquistosidad  $S_1$  ha sido ya descrita. El fenómeno de transección de la esquistosidad ha merecido atención recientemente (BORRADAILE, 1978); las transecciones descritas hasta ahora no responden a la pauta simétrica que refleja la figura 4, y



Gráficas semiestadísticas de la variedad de orientaciones de los ejes  $F_1$  y comparación con el modelo teórico de Sanderson (1973).

Figura 5

por ello las explicaciones hasta ahora ofrecidas no parecen adecuadas al presente caso. Aún hacen falta más datos para estudiar lo que parece una disposición peculiar.

El estudio morfológico de los pliegues  $F_1$  sugiere que han podido originarse mediante un proceso de *buckling* más aplastamiento y el gráfico  $t'-\alpha$  (fig. 3) muestra que los valores dominantes de aplastamiento están comprendidos en el margen  $0,2 < \sqrt{\lambda_2/\lambda_1} < 0,4$ , siendo compatibles con el cociente  $Z/X$  del elipsoide de deformación deducido a partir de los piroclastos.

## 2.2. CABALGAMIENTOS Y FALLAS INVERSAS

Con frecuencia, se desarrollan fallas inversas o cabalgamientos a favor de los flancos invertidos de los pliegues  $F_1$ . En las amplias extensiones de pizarras es muy difícil poner de manifiesto estas estructuras y seguir su trazado cartográfico. Sin embargo, en el sector de Aznalcóllar ha quedado bien definido un cabalgamiento que delimita por el norte el afloramiento del Complejo vulcanosedimentario (fig. 6); su traza es ligeramente oblicua a las estructuras de plegamiento y no aparece

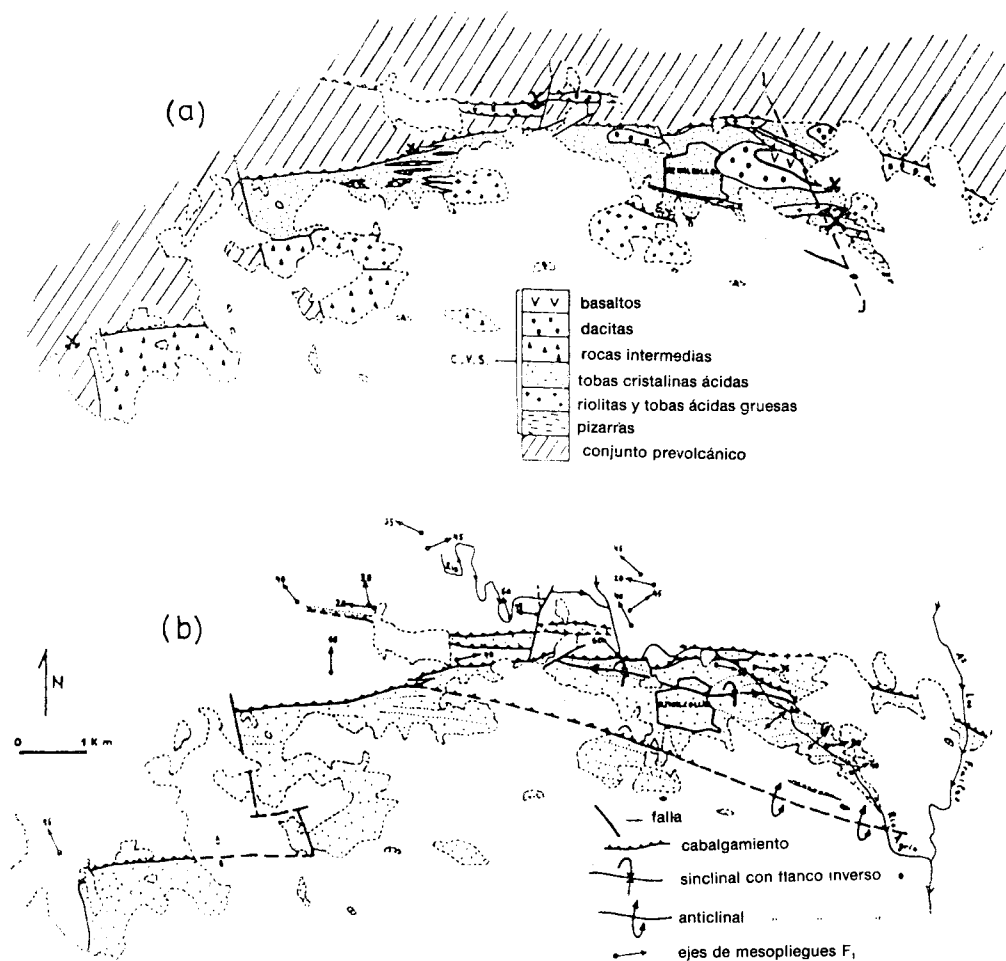


FIG. 6

Esquemas geológico (a) y estructural (b) del sector de Aznalcóllar

plegada, por lo que este cabalgamiento es algo tardío respecto de los pliegues  $F_1$ . En Portugal se han reconocido cabalgamientos precoces respecto del plegamiento (SCHERMERHORN y STANTON, 1969), que no han sido detectados en esta región.

### 2.3. ESTRUCTURAS DE ESCALA REGIONAL

En la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa (ZSP) se ha definido una serie de anticlinorios y sinclinorios que pueden continuarse hacia el oeste, constituyendo estructuras de envergadura regional (fig. 7). En Portugal, ZSP muestra una fuerte curvatura de manera que allí las directrices estructurales pasan de ser E-O a ser casi N-S, y el estilo tectónico también parece distinto, con mayor importancia aún de las estructuras de cabal-

gamiento. El origen de esta inflexión no resulta claro por el momento: podría ligarse (al menos de forma parcial) a la acción de la falla Porto-Tomar, que tuvo en el Westfaliense Superior (aproximadamente la edad del plegamiento en ZSP) un movimiento dúctil dextrorso de unos 100 km. (RIBEIRO et al., 1980); sin embargo, RIBEIRO (1981) ha citado una transección sistemática de  $S_1$  que apunta más bien hacia una componente sinistrorsa durante la formación de los pliegues  $F_1$ .

### 3. DEFORMACION TARDIHERCINIANA

En la extremidad oriental de ZSP tiene excelente desarrollo una tectónica frágil que afecta incluso a granitoides tardíos, si bien los materiales autunienses de la cuenca del

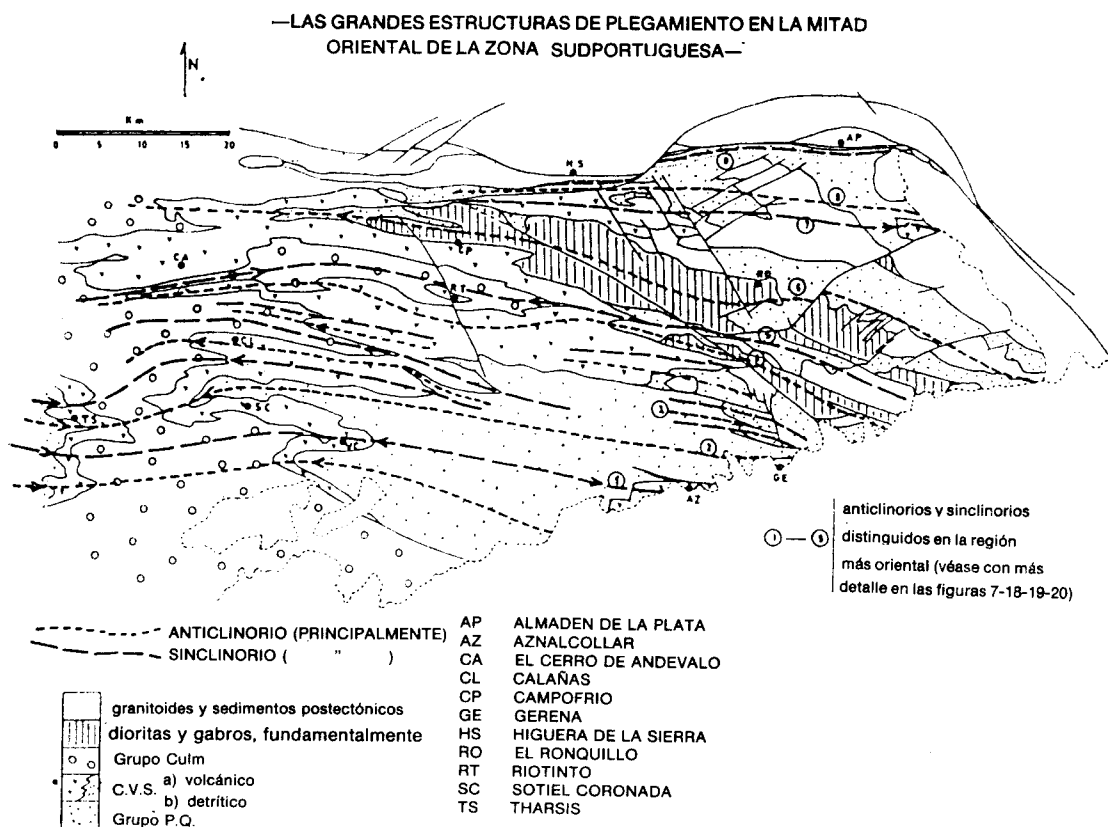


Figura 7

Viar la sellan (SIMANCAS, en este mismo volumen). Su edad estefaniense queda bien establecida.

La figura 8 es un esquema cartográfico de esta red de fracturas. El movimiento de las fallas fue, básicamente, de salto de dirección, registrándose después movimientos distensivos (estrías de fuerte buzamiento) a favor de los cuales intruyeron las diabasas que son tan abundantes en la región. Al norte y oeste de la cuenca del Viar las fallas son inversas.

El sistema mejor desarrollado y en el que se encuentran fallas de salto kilométrico es el de movimiento sinistrorso; destacan en él la falla de Santa Olalla y la del embalse del Cala, ambas con un salto de dirección de unos 5 km. La falla de Santa Olalla describe

un llamativo arco y se une por el oeste con el conjunto de escamas y la falla inversa de la cuenca del Viar. Se interpreta que esta peculiar morfología es debida al incrustamiento del bloque plutónico de Castilblanco en las unidades meridionales de Ossa Morena (figuras 9 y 12b).

Fallas sinistrorsas del mismo tipo que la del embalse del Cala y la de Santa Olalla continúan hacia el oeste, dispuestas escalonadamente en una franja límite entre Ossa Morena y ZSP (fig. 10). En conjunto, parece tratarse de una banda de cizalla frágil sinistrorsa de cierta importancia. Las escamas y la falla inversa del sector del Viar son congruentes con el mismo sistema de esfuerzos que originaría esta cizalla, pero es evidente que su configuración actual obedece a una

La fracturación tardiherciniana en el extremo oriental de la Zona Sudportuquesa y áreas adyacentes (esquema)

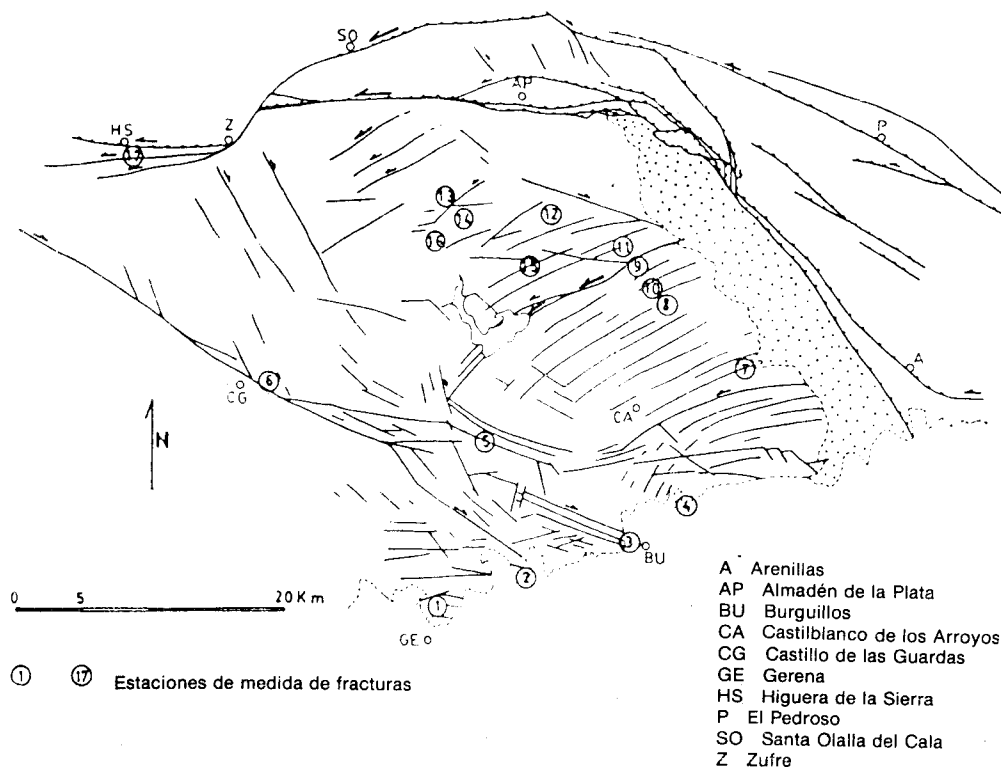


Figura 8

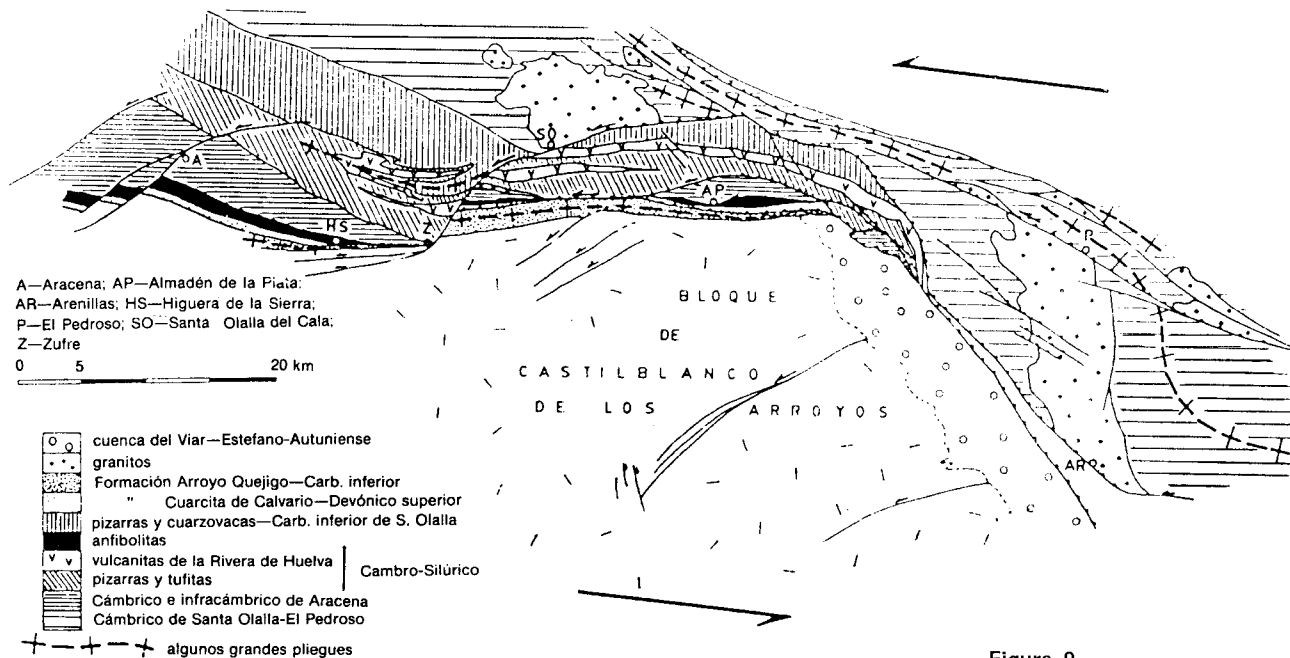


Figura 9

—Efecto del bloque plutónico de Castilblanco sobre su entorno a causa de los esfuerzos tardihercinianos—

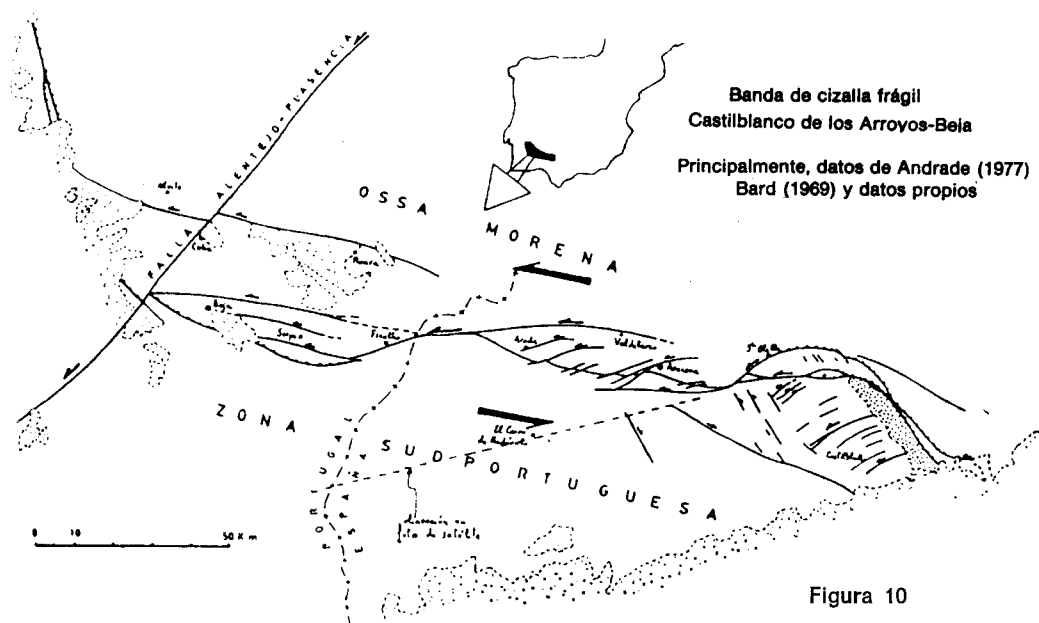


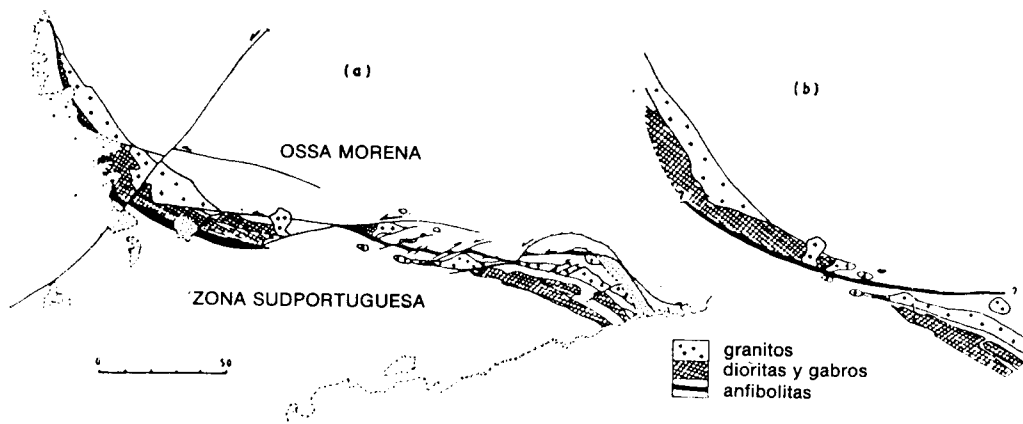
Figura 10

reactivación tardía, probablemente débil, que ha llegado a afectar a los materiales pérmicos que constituyen dicha cuenca.

En diversos puntos de la cuerda del arco de Santa Olalla se ha observado la existencia

de una cizalla anterior a la antes señalada, que se localiza de forma estricta entre unidades representativas de ZSP y unidades claramente de Ossa Morena. Por su causa, se producen laminaciones de algunas de estas





Ensamblaje hipotético y esquemático, al eliminar el cizallamiento

Figura 11

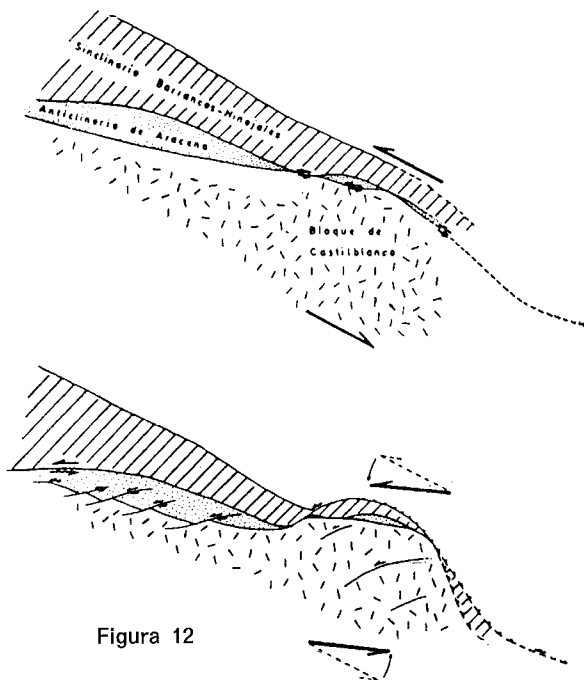


Figura 12

unidades, debido a lo cual se pueden poner en contacto unidades distintas en puntos diferentes. Parece que esta cizalla puede ser la responsable de la disposición cartográfica que a modo de gigantes boudines tiene la banda metamórfica que desde Portugal pasa por Aracena hasta Almadén de la Plata (fig. 9). Presenta también movimiento principal en dirección, y características frágiles o semi-frágiles.

Las dos cizallas referidas se individualizan bien en algunos sectores, pero se confunden en otros. En todo caso, unido el efecto de ambas se puede estimar un salto en dirección de unos 50 km. entre Ossa Morena y ZSP, en un tiempo ya tardiherciniano. SIMANCAS

(1981) ha defendido la correlación entre las unidades plutónicas de Castilblanco-Campofrío, en España, y las de la región de Beja, en Portugal, sugiriendo que su disposición actual está influida por los cizallamientos tardihercinianos (fig. 11). El esquema que se propone se resume en la figura 12.

#### BIBLIOGRAFIA

- BORRADAILE, G. J. (1972).—«Variably oriented coplanar primary folds». *Geol. Mag.* 109, 89-98
- BORRADAILE, G. J. (1978).—«Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland». *Geol. Soc. America Bull.* 89, 481-493.
- COBBOLD, P. R., y QUINQUIS, H. (1980).—«Development of shear folds in shear regimes». *Jour. Struct. Geol.* 2, 1-2, 119-126.
- RAMSAY, J. G. (1967).—*Folding and fracturing of rocks*. Mc. Graw-Hill, New York, 568 pp.
- RAMSAY, G. J., y WOOD, D. S. (1973).—«The geometric effect of volume change during deformation processes». *Tectonophysics*, 16, 263-277.
- 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.
- SANDERSON, D. J. (1973).—«The development of fold axes oblique to the regional trend». *Tectonophysics*, 16, 55-70.
- SCHERMERHORN, L. J. G., y STANTON, R. L. (1969).—«Folded overthrust at Aljustrel. South Portugal». *Geol. Mag.* 106, 130-141.
- SIMANCAS, J. F. (1981).—«Plutonismo ácido y básico en el extremo oriental de la Zona Sudportuguesa». *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 309-326.
- WOOD, D. S. (1974).—«Current views of the development of slaty cleavage». *Ann. Rev. Earth. Sci.* 2, 1-35.

# GEOLOGIA DEL CARBONIFERO INFERIOR DEL NORTE DE LA ZONA DE OSSA MORENA. INTRODUCCION A LA EXCURSION 5.<sup>a</sup> REUNION DEL GRUPO DE OSSA MERENA

V. Gabaldón (\*), A. Garrote (\*\*\*) y C. Quesada (\*)

## 1. INTRODUCCION

En la Zona de Ossa Morena aparecen materiales carboníferos correspondientes a tres periodos diferentes:

- Carbonífero Inferior (Tournaisiense Superior-Namuriense Inferior).
- Westfaliense A, B y D.
- Estefaniense Superior-Autuniense.

Sin embargo, no existe ninguna conexión evolutiva entre los mismos, aunque en algunos casos aparezcan en áreas próximas o incluso en contacto (Cuenca del Guadiato, Cuenca de Villanueva del Río).

Los materiales del Carbonífero Inferior aparecen generalmente en afloramientos de reducidas dimensiones, si se exceptúan los correspondientes al Valle de los Pedroches. Su distribución regional puede observarse en la figura 1.

Con la excepción de la cuenca continental de Valdeinfierno, todos los demás afloramientos contienen sedimentos de origen marino, que pertenecen a dos cuencas diferentes. Tales cuencas estaban separadas por un área continental emergida, alargada en dirección NO-SE, correspondiente a una parte de la zona

(\*) División de Geología. IGME.

(\*\*\*) Departamento de Geología. Universidad del País Vasco.

de Ossa Morena actual (GABALDON et al., 1983).

Unicamente los afloramientos del sector de Santa Olalla de Cala pertenecen con seguridad a la cuenca meridional, representando el resto de ellos distintas partes de la cuenca marina septentrional.

La edad de ambas cuencas puede estimarse Viseense s.l., si bien localmente se ha probado la presencia de términos de edad Tournaisiense Superior (Benjarafe) o Namuriense Inferior (Guadiato). Por el momento no se ha demostrado la existencia de materiales más modernos, faltando, por tanto, los elementos de conexión entre los depósitos de estas cuencas y los francamente continentales del Carbonífero Superior.

## 2. ESTRATIGRAFIA

En términos generales, las series de cada sector, aunque muy variables de uno a otro, muestran similitudes que se pueden resumir como sigue:

- Las capas basales, cuando están expuestas, son conglomerados y/o *debris flows*, con apariencia continental, que se disponen en discordancia angular y erosiva sobre rocas precámbricas o del

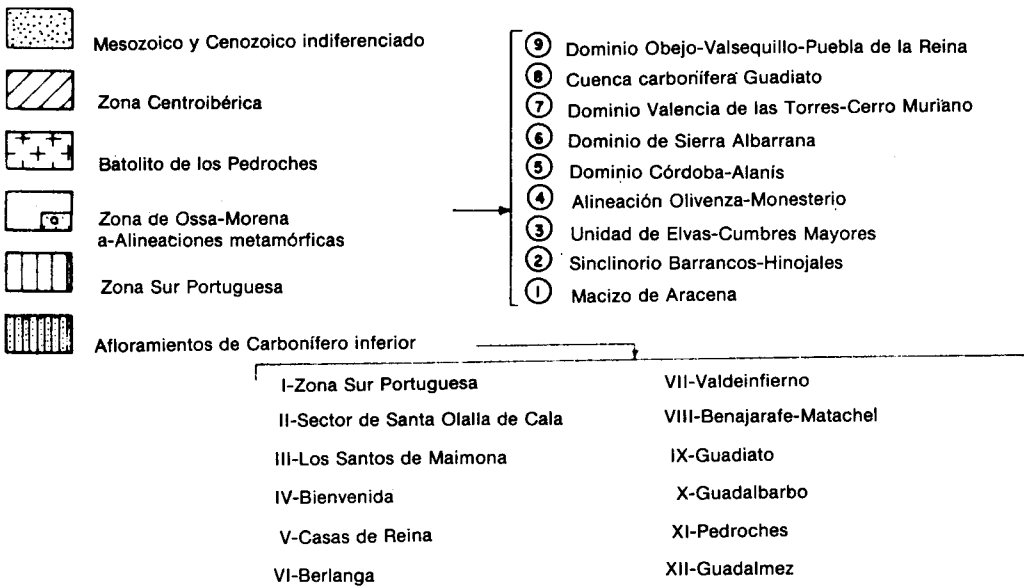
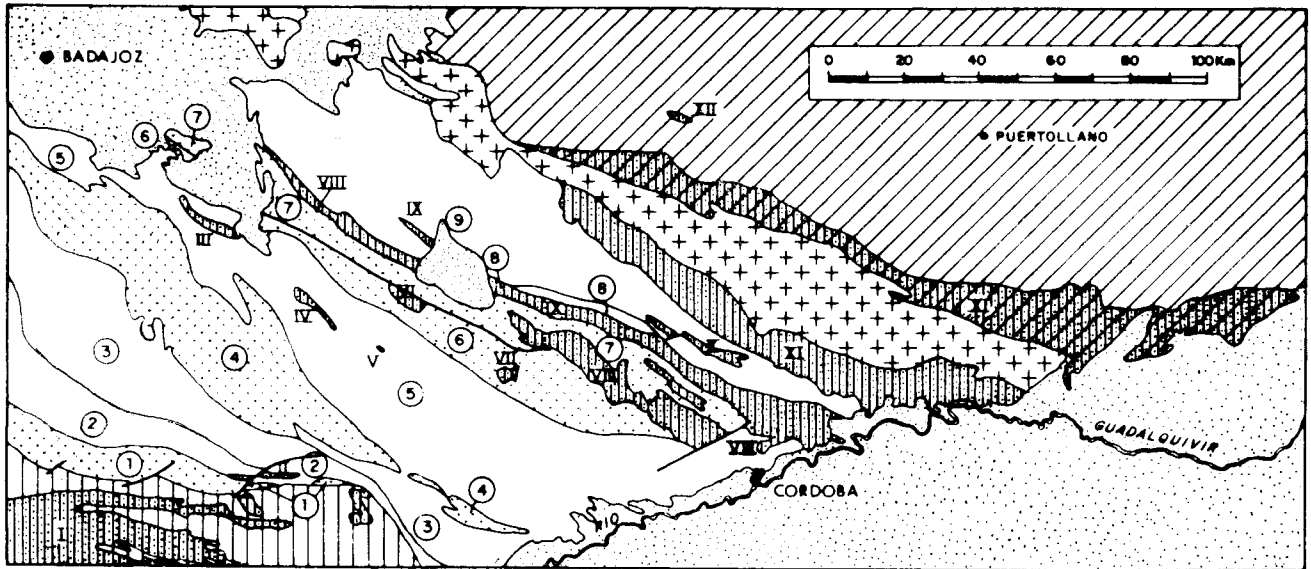


Figura 1.—Distribución de afloramientos del Carbonífero Inferior.

Paleozoico Inferior, previamente deformadas y metamorfizadas.

- Sobre ellas se sitúa una secuencia detrítica generalmente con características marinas someras, en cuya parte inferior son frecuentes las intercalaciones carbonatadas.
- Casi simultáneamente con la sedimen-

tación carbonatada tuvo lugar una actividad volcánica, tanto ácida como básica, concentrada en ciertas alineaciones.

- Los sedimentos más recientes que se conocen aparecen en la banda central de la cuenca del Guadiato y son del Namuriense Inferior. Tienen caracterís-

ticas fluviales y se disponen en concordancia sobre la serie detrítica antes citada. Este hecho puede interpretarse como indicativo del fin del ciclo sedimentario marino, al menos en este sector de la cuenca.

La descripción detallada de cada uno de los sectores que se visitarán en la excursión se hará más adelante.

### 3. PALEOGEOGRAFIA

El establecimiento de correlaciones fiables a partir de datos bioestratigráficos, exclusivamente, es en extremo difícil a causa de la relativa escasez de evidencias paleontológicas, con valor cronoestratigráfico, disponibles. Este hecho impide, asimismo, la posibilidad de establecer reconstrucciones paleogeográficas con suficiente aproximación.

No obstante, si a esos pocos datos cronoeestratigráficos, se añade el examen de los procesos sedimentarios y volcánicos que dieron lugar a las rocas de esta región, se puede intentar, aunque de forma imprecisa, reconstruir un modelo paleogeográfico para la zona de Ossa Morena, especialmente durante el Viseense Superior, que es el período mejor caracterizado paleontológicamente.

La figura 2 muestra una reconstrucción paleogeográfica idealizada, que integra todos los datos disponibles, en tanto que la

figura 3 incluye un cuadro de correlación de diferentes columnas, que completan una sección N-S de la cuenca del norte de la zona de Ossa Morena; además, se añade la columna representativa de la cuenca intramontañosa de Valdeinfierno.

Los rasgos más relevantes de la paleogeografía de esta región, algunos de los cuales ya han sido avanzados, se pueden resumir como sigue:

— En tiempos del Carbonífero Inferior un área continental emergida (¿isla?, ¿microcontinente?) separaba dos cuencas marinas (¿desconectadas?), situadas respectivamente al nordeste y al sur de la zona de Ossa Morena actual, que constituía dicha parte emergida.

— La sedimentación en la masa emergida tuvo lugar en cuencas lacustres ¿y fluviales?,

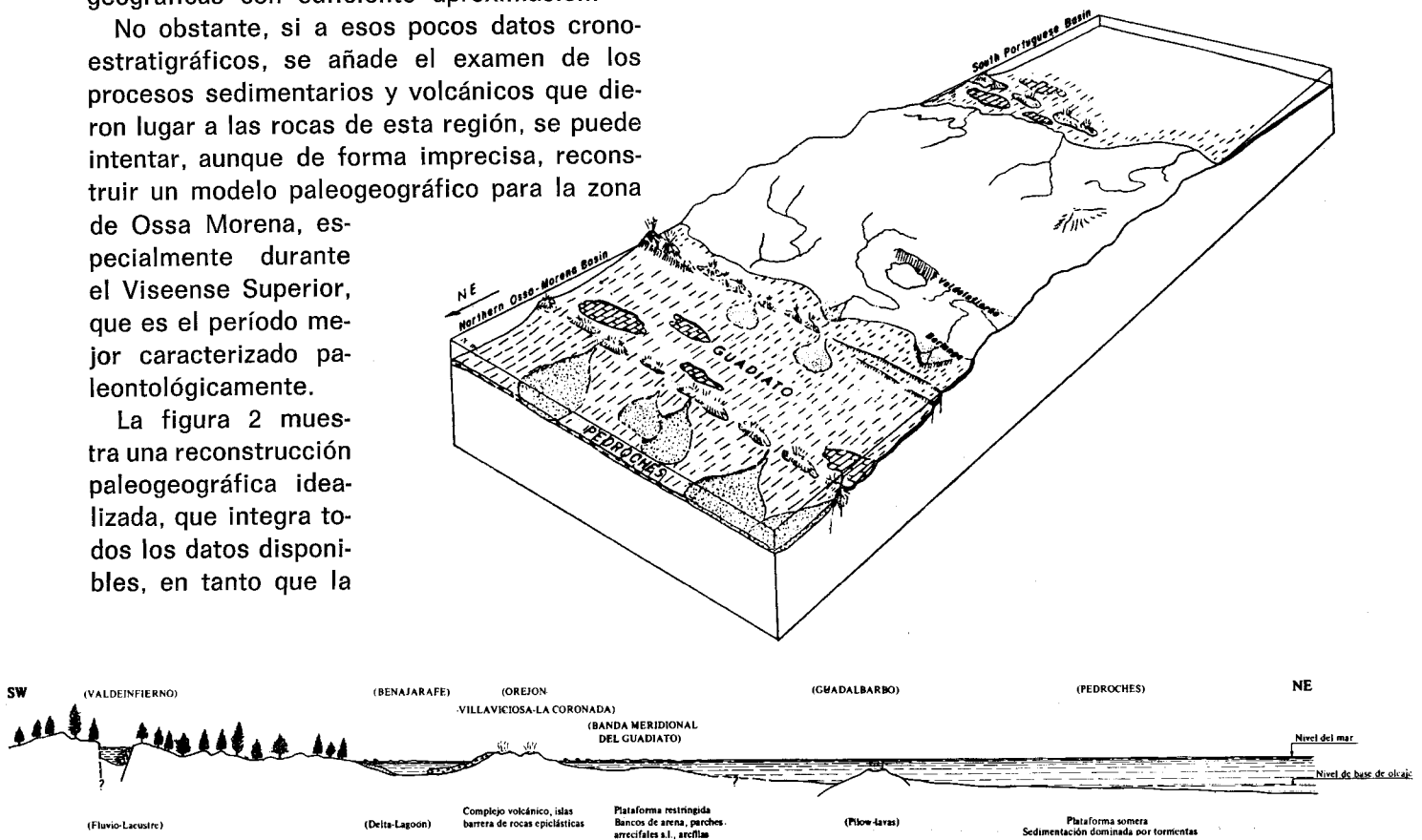


Figura 2.—Esquema paleogeográfico idealizado de la zona de Ossa-Morena durante el Carbonífero Inferior.

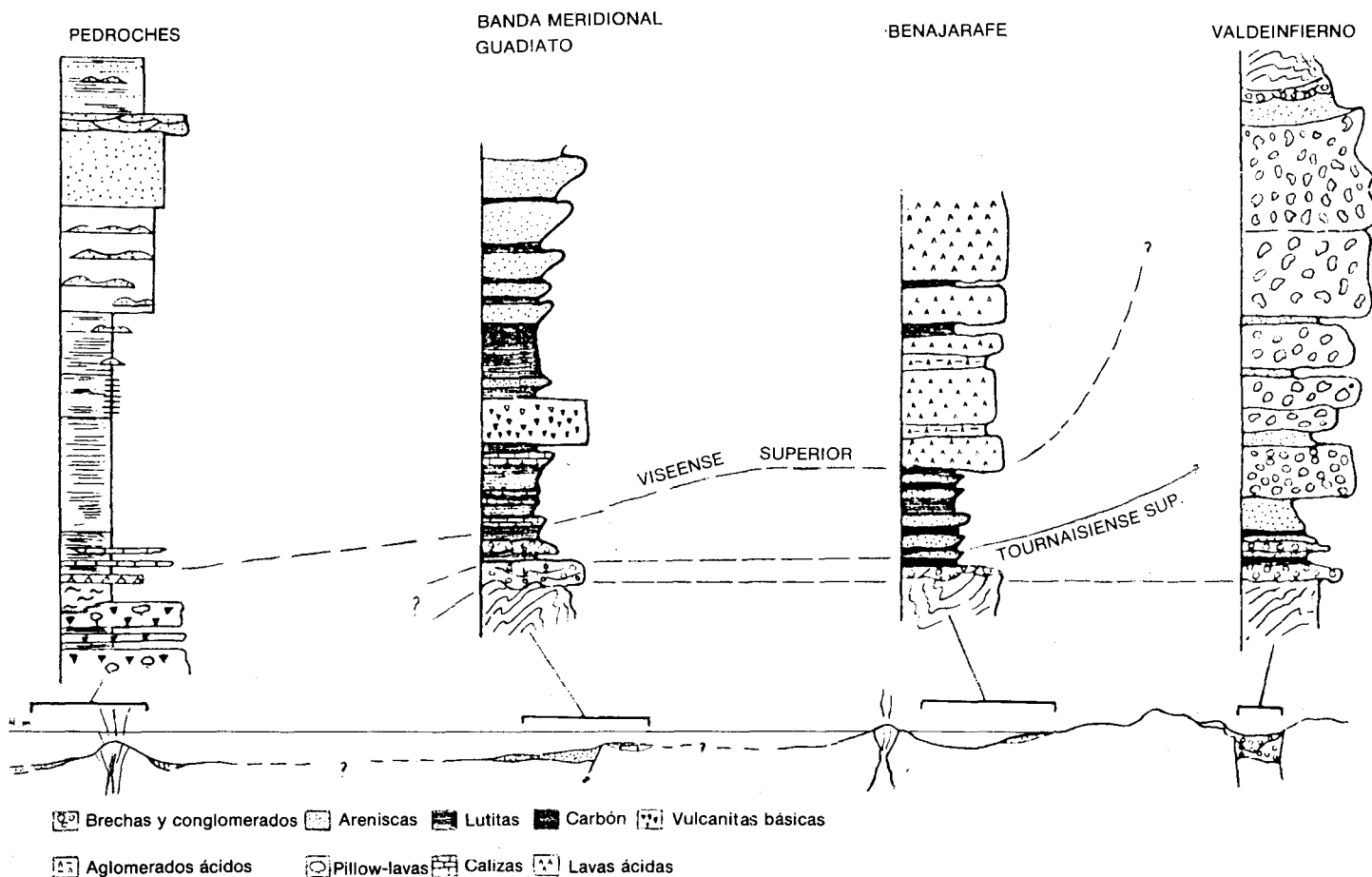


Figura 3.—Esquema de correlación según una sección transversal de la cuenca del Norte de la zona de Ossa-Morena.

siendo la cuenca de Valdeinfierno el único testigo presente de este tipo de sedimentación.

— La línea de costas septentrional tenía una dirección NO-SE, como pone de manifiesto la alineación de facies proximales según esa dirección. La posición original de la línea de costa meridional no puede determinarse con precisión debido a la escasez de afloramientos y a la deformación posterior.

— En la cuenca norte existieron al menos dos alineaciones en las que tuvo lugar una actividad ígnea importante. Tales alineaciones eran los rasgos paleogeográficos más rele-

vantes, y controlaron los cambios de facies más significativos.

— La alineación volcánica situada más al sur, por tanto, más próxima al área emergida, que se corresponde actualmente con la alineación magmática Villaviciosa-La Coronada, constituía un rosario de islas volcánicas que permitió la formación de un área de *lagoon* entre él y el continente, representado por la cuenca de Benajarafe y su prolongación al este.

— En la zona costera se desarrollaron deltas, más o menos activos, de los que únicamente queda como testigo el área de Berlanga.

— La alineación volcánica septentrional, representada por los afloramientos de rocas volcánicas de la parte sur del Valle de Los Pedroches (Alineación Varas-Guadalbarbo), no supone un cambio tan significativo como la anterior. La variedad de litofacies en el sector del Valle de Los Pedroches (al N de la alineación) constituye la diferencia principal respecto a la «monótona» cuenca del Guadiato (al S de la misma). En ambos casos la sedimentación tuvo lugar en áreas de plataforma somera, en las que la actividad de tormentas fue el mecanismo principal de aporte y redistribución de sedimento.

— Por otra parte, poco se puede decir aquí sobre la cuenca situada al sur de la zona de Ossa-Morena, puesto que únicamente se han revisado unos pocos afloramientos. El hecho importante a tener en cuenta, es que tales afloramientos constituyen los testigos marginales de la sedimentación en la vasta cuenca surportuguesa, bien desarrollada al sur de esta región, en la que también existían alineaciones volcánicas (Faja Pirítica) similares a las que aparecen en la cuenca norte, aunque de mayor envergadura que éstas.

## DESCRIPCION DE LA EXCURSION

Día 6 de abril

### CUENCA DE VALDEINFIERNO

V. GABALDON.—Div. Geología. IGME.

A. GARROTE.—Dpto. Geología. Univ. del País Vasco.

C. QUESADA.—Div. Geología. IGME.

La cuenca carbonífera de Valdeinfierno se halla situada en el límite entre las provincias de Badajoz, Córdoba y Sevilla, junto al cauce del río Bembézar. La carretera comarcal 421 entre Fuente Obejuna y Alanís discurre durante varios kilómetros sobre materiales de esta cuenca.

Hasta 1958 se extrajo carbón de buena calidad en trabajos de minería subterránea. En la actualidad se lleva a cabo una campaña de investigación mediante sondeos con el fin

de establecer las reservas existentes y la viabilidad de una explotación a cielo abierto.

Geológicamente la cuenca de Valdeinfierno se encuentra dentro de la zona de Ossa-Morena en el dominio de Sierra Albarrana (CHACON et al., 1974), donde existen formaciones metamórficas precámbricas, materiales carboníferos en cuencas dispersas (Valdeinfierno, Benajarafe, Berlanga, Azuaga), y diversas intrusiones de rocas ígneas de edad Paleozoico Superior.

En las inmediaciones de la cuenca de Valdeinfierno (fig. 4) afloran materiales metamórficos donde se alcanzan condiciones de los grados medio y alto de metamorfismo, con migmatización en las formaciones más bajas (GARROTE, 1976). Sin embargo, los sedimentos carboníferos yacen en discordancia sobre una formación turbidítica (Formación Azuaga, DELGADO-QUESADA, 1971) afectada por metamorfismo de los grados bajo y muy bajo (zona de clorita y biotita). Sólo en el borde E de la cuenca los materiales carboníferos contactan mecánicamente con micasquistos con estaurólita.

Los datos más antiguos sobre esta cuenca se encuentran en el trabajo de MALLADA (1898, 1927) que se refiere a esta cuenca como «manchita del Bembézar» o cuenca de las Churchejas.

CARBONELL (1917) clasifica un resto de flora como *Valchia piniformis* Sterm., lo que le lleva a considerar esta cuenca de una edad análoga a la de Puertollano (Estefaniense).

JONGMANS (1949) y JONGMANS y MELLENDEZ (1950) realizan una revisión de la edad y le asignan una edad Carbonífero Inferior «ya que la totalidad de las especies determinadas señalan, sin lugar a dudas, el Culm (Carbonífero Inferior) como edad de la cuenca».

La flora clasificada corresponde a:

*Asterocalamites scrobiculatus* Schlotheim, *Sphenophyllum saxifragaefolioides* Leyh, *Sphenophyllum geigense* Lutz, *Stigmaria stellata* Goeppert, *Tryphyllopteris* cf. *collombiana* Schimper, *Rhodea* cf. *stachei* Stur, *Rhodea* cf. *moranica* Ettingshausen, *Calathiops* sp. cf.

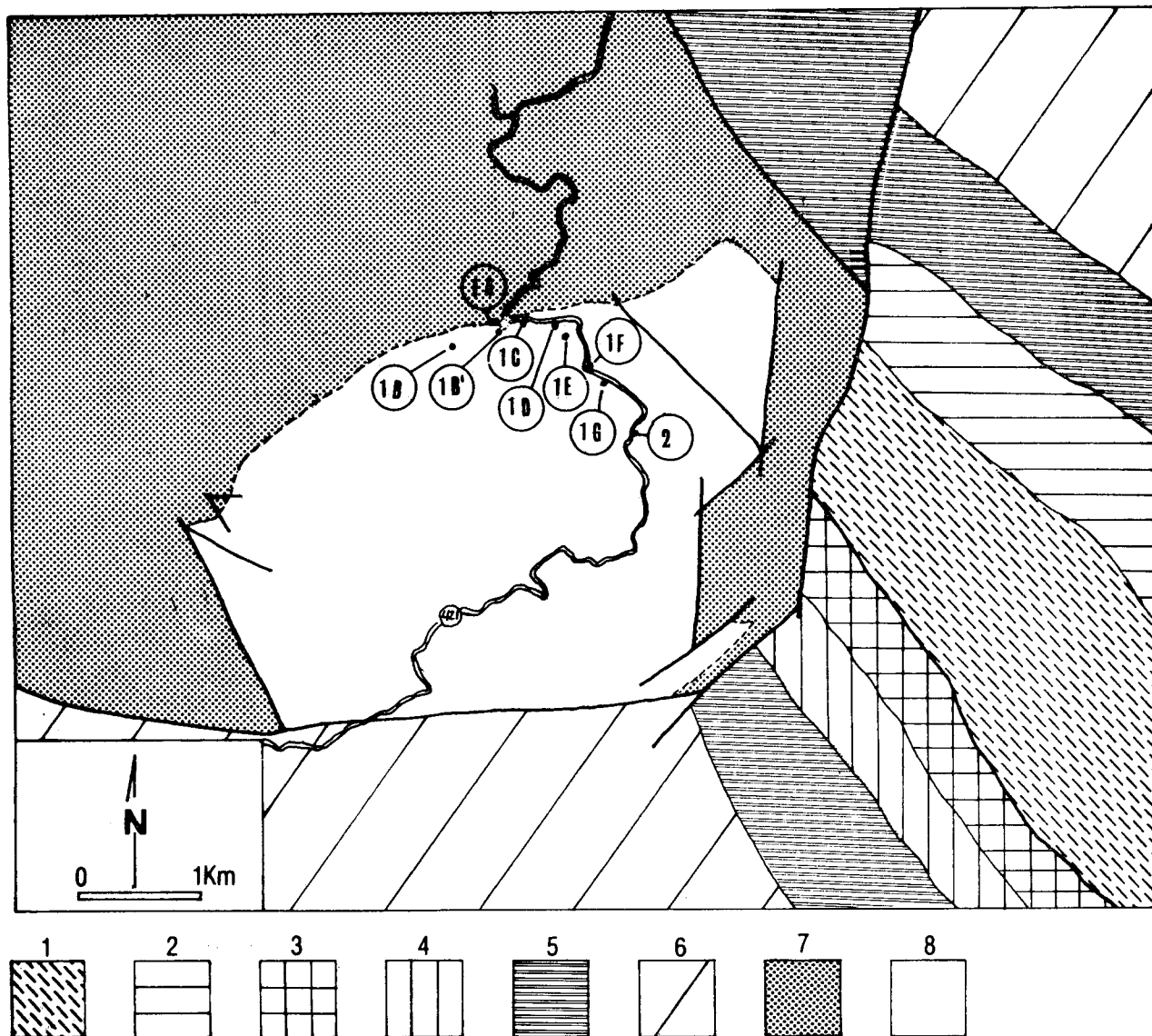


Figura 4.—Esquema geológico de situación de la cuenca de Valdeinfierno: 1. Cuarzitas feldespáticas; 2. Gneises migmatizados; 3. Gneises migmatíticos, gneises anfibólicos; 4. Gneises pelíticos y cuarcíticos; 5. Esquistos moscovíticos con sillimanita; 6. Esquistos moscovíticos con estaurolita; 7. Filitas y metagrauvas (Fm Azuaga); 8. Carbonífero Inferior.

*plauensis* Gothan y *Lepidodendropsis hirmeri* Lutz.

Las plantas son muy abundantes, sobre todo los *Asterocalamites*, *Sphenophyllum* y *Triphyllopteris*.

Estos mismos datos son los recogidos por MELENDEZ y MINGARRO (1962).

En el Mapa Geológico de España 1:200.000, Hoja. 60 (Pozoblanco), IGME (1971), la Cuen-

ca de Valdeinfierno figura asignada al Namuriense-Westfaliense, y DELGADO-QUESADA (1971) la considera del Carbonífero Superior.

Para DELGADO-QUESADA et al. (1977) las cuencas del dominio de Sierra Albarrana deben estar comprendidas entre el Viseense Medio-Superior y el Westfaliense. WAGNER (1978) describe con detalle los 47 m. basales de la secuencia donde está presente una flora

compuesta por: *Triphyllopteris collombiana* Schimper, *Rhodeopteridium stachei* (Stur), *?Sphenopteridium* sp. indet., *Rhacopteris paniculata* Stur, *Eocanthocarpus* sp., *Paracalathioops* cf. *plauensis* (Gothan), *Neurocardiopteris* sp., *Archaeocalamites scrobiculatus* (von Schlotheim), *Lepidodendropsis* cf. *vandergrachti* Jongmans, Gothan and Darrah y *Sphenophyllum saxifragaefolioides* Leyh. En opinión de este autor la flora presente permite fijar una edad Tournaisiense Superior. A resultados similares llegan GARROTE et BROU-TIN (1979), que equiparan en el tiempo las cuencas de Valdeinfierno y Benajárfate.

GARROTE et al. (en prensa) describen la sucesión estratigráfica que alcanza una potencia superior a los 1.200 m. Destacan que los aportes proceden de la erosión de la Formación Azuaga previamente metamorfizada y estructurada, incluidas las deformaciones tardías (*kink-bands* y diaclasas). A pesar de la proximidad geográfica actual de otros materiales metamórficos (esquistos, anfibolitas, gneises, migmatitas, etc.) en el núcleo metamórfico de Sierra Albarrana, éstos no se encuentran entre los clastos de la cuenca carbonífera.

GABALDON et al. (1983) han descrito las litofacies así como las asociaciones de facies y la evolución sedimentológica a lo largo de cinco tramos (fig. 5).

Las litofacies presentes corresponden a:

— *Brechas*: Formadas por clastos muy angulosos y pobremente clasificados de la Fm. Azuaga. El tamaño de los clastos puede superar 1 m. La potencia de las capas varía desde unos decímetros a varios metros. Son brechas *clast-support* de aspecto en general caótico. Esta litofacies lleva asociados lateral y verticalmente depósitos de *slumping*. Se han interpretado como producto de un transporte en masa ligado a un talud tectónicamente activo.

— *Lutitas laminadas*: Se observan únicamente en el tramo 2. Están constituidas por sedimentos de grano muy fino en láminas paralelas de gran continuidad lateral. Estos sedimentos se atribuyen a varvas lacustres,

localmente están interrumpidos por capas turbidíticas de arena fina a media y por niveles de brechas y *slumpings* de poco espesor.

— *Lutitas y areniscas de grano fino, masivas*: Son de tonos grises y no se observan estructuras sedimentarias. En el tramo 3 están intensamente bioturbadas por raíces, constituyendo suelos de vegetación sobre los que se desarrollan niveles milimétricos discontinuos de carbón. En el tramo 4 tienen abundantes plantas y son muy escasos los niveles con raíces. En este tramo 4 se ha encontrado fauna de *Estherias*.

— *Capas turbidíticas*: Aparece esta facies formando parte de los tramos 1, 2 y 4. En general son capas delgadas, que se presentan en capas individuales entre lutitas laminadas o masivas, o bien formando ciclos negativos. Suelen formar secuencias de Bouma incompletas en las que están representados los intervalos Ta, Tab, Tac y Tbd. El intervalo Te, que generalmente está ausente, puede venir representado por láminas de briznas de plantas.

— *Areniscas*: En el tramo 3 aparecen en facies canalizadas cortando a lutitas masivas. Son de grano fino a medio y tienen espesores que varían de 0,2 a 1,5 m. El tramo 5 está constituido íntegramente por areniscas de grano medio aparentemente sin estructura interna. GABALDON et al. (op. cit.) han propuesto la siguiente evolución sedimentológica.

*Tramo 1*. Se inicia por brechas que se apoyan, mediante discordancia angular, sobre la Fm. Azuaga. Representan los sedimentos de talud del margen de una cuenca continental, tectónicamente activa a lo largo de toda su evolución.

Pueden considerarse como depósitos tipo «apron» transportados por un mecanismo de flujo gravitativo, que rellenan un relieve creado sinsedimentariamente. La presencia, hacia el techo del tramo, de niveles con cierta ordenación de los clastos, así como su geometría canalizada, puede representar episodios con una dinámica más próxima a la de la zona muy proximal de abanicos aluviales.



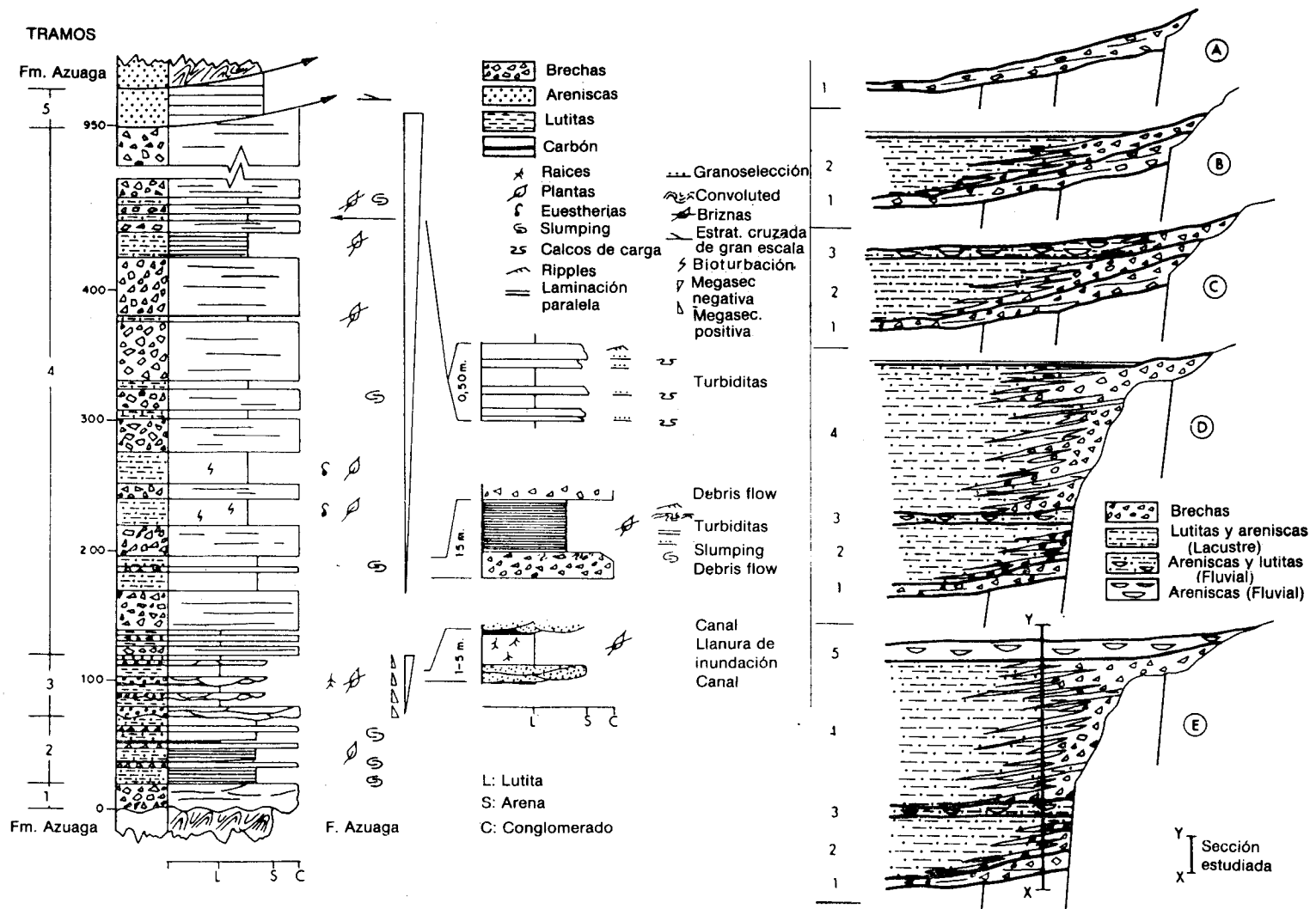


Figura 5.—Esquema de la columna estratigráfica, de las asociaciones de facies más representativas y de la evolución de la cuenca de Valdeinfierno.

**Tramo 2.** Corresponde a una sedimentación netamente lacustre, en la que se asocian facies de lutitas laminadas, capas turbidíticas aisladas entre los limos, y ciclos negativos de turbiditas. Son relativamente frecuentes en este tramo las brechas, en general discontinuas y de poco espesor, y los niveles slumpizados.

Representa este tramo una sedimentación autóctona de decantación de arcillas y limos en una cuenca lacustre. Este proceso de sedimentación más o menos continuo se ve interrumpido frecuentemente por corrientes de turbidez y por *debris flows* (brechas) que van colmatando, al menos en las zonas marginales, la cuenca. Estos episodios pueden dar lugar al desarrollo de zonas pantanosas en las que se formaría el carbón que contiene el tramo. En conjunto constituye una secuencia estrato y grano-creciente que da paso a unas condiciones de sedimentación en régimen fluvial (tramo 3).

**Tramo 3.** Tiene una asociación de facies de areniscas de grano medio, canalizadas, y de lutitas muy bioturbadas por raíces, con desarrollo, a veces, de delgadísimas capas de carbón. Se corresponde pues con una llanura aluvial, en la que sobre la llanura de inundación se forman potentes suelos de vegetación.

**Tramo 4.** Con una asociación de brechas, *slumpings*, capas turbidíticas y areniscas de grano fino y limos con fauna de *Estheria* y fragmentos de plantas, significa un hundimiento de esta parte de la cuenca, dándose de nuevo condiciones de sedimentación lacustre y creándose un talud dentro de la cuenca. Este hecho se pone de manifiesto por la frecuente presencia de fragmentos de arcilla y limos con flora fósil que, procedentes de la propia cuenca, forman parte de las brechas y *slumpings* asociados.

Respecto al tramo 5, al tener su muro y techo fallados, aparece desconectado secuencialmente del resto de la serie, lo que nos impide encajarlo en la evolución general de la cuenca. No obstante, pensamos que puede representar un episodio fluvial, del que no

se puede precisar más, a causa de la pobreza de las condiciones de observación.

### Parada 1

A lo largo de la carretera comarcal de Fuente Obejuna a Alanís se pueden reconocer las características estratigráficas, sedimentológicas y paleontológicas de los tramos 1, 2, 3 y parte inferior del tramo 4. Sólo para una mejor observación del tramo 2 se abandona hacia el SO la carretera unos 500 m. (figuras 4 y 5).

Las observaciones de mayor interés a realizar durante el recorrido son las siguientes:

— *Punto A.* Discordancia angular y erosiva sobre los materiales de la Fm. Azuaga. Tramo 1 con brechas caóticas que hacia el techo presentan una cierta ordenación de sus elementos, en estos casos con bases erosivas. La potencia de este tramo es muy variable (5-30 m.), ya que descansa sobre un relieve irregular. Los clastos oscilan entre unos mm. y 50 cm. Corresponden todos a la Fm. Azuaga infrayacente, estructurada y metamorfozada con anterioridad.

— *Punto B.* Asociaciones de facies del Tramo 2. Brechas con características litológicas análogas a las del Tramo 1. Depósitos de transporte en masa (*slumpings*). Lutitas laminadas y capas arenosas turbidíticas. Lechos de carbón.

En este punto es posible recoger flora muy bien conservada en la cual están presentes hasta el presente las siguientes especies: *Neurocardiopteris broilli*, *Rhacopteris (Anisopteris) robusta*, *Lepidodendropsis* sp.?, cf. *Girtya* sp., y *Tryphyllopteris* sp. (clasificación J. Broutin).

Por su parte WAGNER (1978) cita las siguientes especies: *Triphyllopteris collombiana* Schimper, *Rhodeopteridium stachei* (Stur), ?*Sphenopteridium* sp. indet., *Rhacopteris paniculata* Stur, *Eocanthocarpus* sp., *Paracalathlops* cf. *plauensis* (Gothan), *Neurocardiopteris* sp., *Archaeocalamites scrobiculatus* (von Schlotheim), *Lepidodendropsis* cf. *vander-*

*grachti* Jongmans, Gothan and Darrah, *Sphenophyllum saxifragaefolioides* Leyh.

Opcionalmente o de forma complementaria se puede observar este Tramo 2 en el punto señalado como B'. En este punto inmediatamente encima de las brechas del Tramo 1 se han recogido ejemplares de *Archaeocalamites scrobiculatus*. Además, en la escombrera de la antigua mina, sobre un nivel de carbón situado a la base de este tramo, *Fryopsis* sp. aff. *F. frondosa*, *Fryopsis frondosa* y *Triphyllopteris collombiana* (Det. J. Broutin).

— *Punto C.* En el talud de la carretera. Tramo 3 con asociación de facies de areniscas y lutitas bioturbadas por raíces, comúnmente con niveles milimétricos de carbón. Son frecuentes los restos de plantas, en general mal conservados. Este tramo se ha interpretado como una llanura aluvial, en la que sobre la llanura de inundación se forman potentes suelos de vegetación. En una intercalación lutítica se han clasificado *Rhodeopteridium stachei*, *Paracalathiops* cf. *plauensis* y *Sphenophylloctachys* sp. (Det. J. Broutin).

— *Punto D.* Paquete de brechas de la base del Tramo 4, donde es posible observar puntualmente fragmentos de estratos con flora fósil, procedentes de la propia cuenca, junto a clastos procedentes de la Fm. Azuaga.

— *Punto E.* Asociación de brechas, *slumpings*, capas turbidíticas, areniscas de grano fino y limos, en el Tramo 4. Marca un hundimiento de esta parte de la cuenca, dándose de nuevo condiciones de sedimentación lacustre. Restos de plantas mal conservados.

— *Punto F.* Observación de la geometría, tamaño y estructuración de los clastos procedentes de la Fm. Azuaga en un nivel de brechas (Tramo 4). A destacar el hecho de que algunos clastos presentan todas las deformaciones reconocidas en la Fm. Azuaga (esquistosidades, «kink-bands» y diaclasas). También se observan clastos de cuarzo de origen hidrotermal o de segregación metamórfica.

— *Punto G.* Niveles de limos y areniscas de grano fino (Tramo 4). En este lugar existe una flora bien conservada de *Lagenospermum* cf. *imparinameun*, *Triphyllopteris collombiana*,

*Rhodeopteridium stachei*, *Rhodeopteridium* sp. aff. *R. vespertina*, *Sphenopteridium* sp? n. sp., *Sphenopteridium* aff. *S. dissectum*, *Lepidodendropsis* sp., *Sphenophyllum* sp., *Neurocardiopteris* sp., *Adiantites* sp., *Adiantites cardiopteroides* y *¿Psygmaephyllum* sp. (Det. J. Broutin).

Asimismo, se ha recogido una fauna de *Esterias* de 3-5 mm., *Euestheria striata*, crustáceo de agua dulce (Det. R. Feys).

## Parada 2

Desde el punto G de la parada 1 la sucesión estratigráfica del Tramo 4 está formada por brechas con intercalaciones locales de lutitas y areniscas. En esta parada (parte superior del Tramo 4) se ven brechas de talud análogas a las de la parada 1, *slumpings* a techo de un nivel de brechas y capas turbidíticas arenosas.

En una intercalación lutítica dentro de esta parte superior del Tramo 4 se han recogido ejemplares correspondientes a *Tryphyllopteris* sp. aff. *T. collombiana* y *Rhodeopteridium* sp. (Det. J. Broutin).

Adicionalmente se ha realizado un estudio de 15 muestras para palinología recogidas en los tramos 2, 3 y 4. En las preparaciones se observan numerosos restos de cutículas y vasos, pero sólo se han hallado una docena de esporas sin interés estratigráfico (*Densosporites anulatus*, *Archaeozonotriletes* sp. y *Punctatisporites* sp.). Tampoco se observan restos de fitoplancton (Det. R. Coquel).

## CUENCA DE BENAJARAFE

V. GABALDON.—Div. Geología. IGME.

A. GARROTE.—Dpto. Geología. Univ. del País Vasco.

C. QUESADA.—Div. Geología. IGME.

Hasta fechas recientes la denominación de Cuenca de Benajárfate estaba restringida a los asomos que bordean por el S el conjunto volcánico, esencialmente ácido, denominado

Complejo Volcánico de Erillas (GARROTE et al., en prensa). Actualmente se ha establecido la pertenencia a la misma cuenca de otros afloramientos discontinuos hacia el E (Río Manzano, Orejón, N de Córdoba, etc.), y también se puede considerar la denominada cuenca del río Matachel como la prolongación noroccidental de la Cuenca de Benajárafe. Por otra parte un gran número de pequeños afloramientos de sedimentos carboníferos existentes dentro de la alineación magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada son atribuibles a la extensión hacia el NE de los afloramientos tradicionales de la cuenca de

Benajárafe, sin olvidar que la citada alineación magmática no es otra cosa que el resultado de la superposición de manifestaciones ígneas durante el Carbonífero.

En la presente excursión se visitarán dos sectores: uno correspondiente a la Cuenca de Benajárafe s. str. y otro al S de Villaviciosa de Córdoba (sector de Orejón).

### Cuenca de Benajárafe

Se encuentra al S de la localidad de Posadilla (fig. 6) y el E de La Cardenchoza. Los accesos desde ambos puntos se realizan por

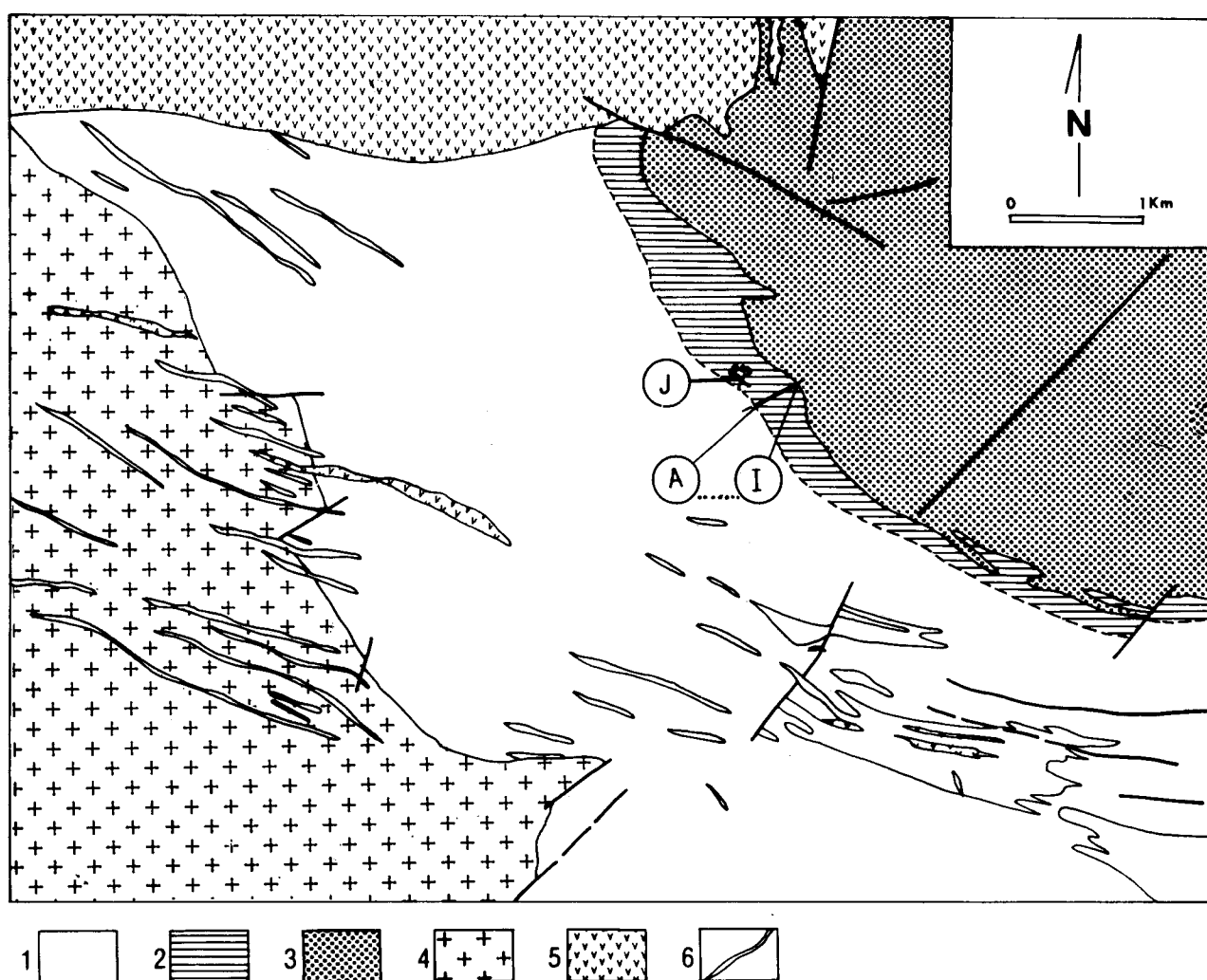


Figura 6.—Esquema geológico del NE de la Hoja de La Cardenchoza, con la posición de la cuenca de Benajárafe: 1. Fm. Azuaga (Precámbrico); 2. Cuenca carbonífera de Benajárafe s.str.; 3. Complejo Volcánico de Erillas; 4. Stock granítico de La Cardenchoza; 5. Diabasas y microgabros; 6. Diques ácidos.

caminos utilizados para el transporte del carbón que desde 1979 se extrae en las explotaciones a cielo abierto de la Mina de Nuestra Señora de Linarejos.

Geológicamente esta cuenca se sitúa dentro de la zona de Ossa-Morena, en el dominio de Sierra Albarrana (CHACON et al., 1974).

Las primeras referencias figuran en el trabajo de MALLADA (1898, 1927) que cita la presencia de calamites y bivalvos. CARBONELL (1917) reconoce cordaites, calamites y pecopteris.

En el Mapa Geológico de España 1.200.000 (IGME, 1971) es asignada al Namuriense. GARROTE et BROUTIN (1979) encuentran en la parte baja de la secuencia una flora con *Stigmara ficoides* (Sternberg) Brongniart, *Archaeocalamites radiatus* Brongniart y *Sphenophyllum saxifragaefolioides* Leyh., y una microflora de *Leiotriletes* sp., *Calamospora* sp., *Granulatisporites microganifer*, *Retusotriletes incohatus* Sullivan, *Schopfites* sp., *Convolutispora* sp., *Convolutispora* cf. *venusta*, *Dictyotriletes* sp., *Dictyotriletes trivialis*, *Dictyotriletes submarginatus*, *Densosporites* sp., *Densosporites spitzbergensis*, *Lophozonotriletes* cf. *cristifer*, *Lophozonotriletes* sp. y *Vallatisporites verrucosus*.

Según estos datos proponen una edad Tournaisiense Superior-Viseense Inferior para la parte basal de la secuencia muestreada.

GABALDON et al. (1983) establecen la columna estratigráfica y las asociaciones de facies de los materiales detríticos (fig. 7) que afloran debajo del Complejo Volcánico de Erillas.

La serie estudiada está integrada por secuencias estrato y granodecrecientes de espesor variable, que en conjunto forman una gran megasecuencia positiva. Se han diferenciado dos tramos de unos 100 m. de espesor cada uno, en los que las asociaciones de facies indican ambientes de sedimentación diferentes.

**Tramo 1.** Está constituido por una superposición de ciclos negativos de arena fina a media con intercalaciones lutíticas hacia la base. En estas lutitas hay pasadas sideríticas

y carbonatadas. Los niveles de arena tienen laminación paralela, *ripples* de corriente y de oscilación, y más raramente hay delgadas capas con granoselección. A partir de la mitad superior del tramo, comienza a ser evidente la bioturbación y es relativamente abundante la fauna de bivalvos, braquiópodos y crinoides.

Aunque no se ha observado la geometría de los cuerpos sedimentarios, hacia la base del tramo se han identificado secuencias de barras en las que se evidencia el retrabajamiento por oleaje y que pueden ser consideradas como barras incipientes y sumergidas, en el sentido de RAAF et al. (1977). Hacia la parte media, estas barras tienen a techo limos bioturbados por raíces y con gran acumulación de fragmentos de troncos y culminan con carbón. En toda la secuencia es constante la presencia de restos de plantas muy maceradas que se concentran en las juntas de estratificación.

Interpretamos este primer tramo, en la sección estudiada, como una llanura deltaica inferior distal, en la que los aportes continentales de los distributarios son retrabajados por el oleaje. La colmatación de las bahías interdistributarias daría lugar a zonas de marismas sobre las que se formaría el carbón. Secuencias de este tipo han sido descritas por ELLIOT (1974, 1975) entre otros. El carácter transgresivo de la serie hace que no quede registrado un cuerpo deltaico en sentido estricto.

**Tramo 2.** Está integrado por ciclos negativos que comienzan con lutitas y arenas de grano fino con estratificación «linsen» y «wavy», y acaban con areniscas de grano fino a medio, estratificadas en bancos de hasta 0,50 m., en las que se observan «ripples» de oscilación y más raramente laminación paralela. En todo el tramo la bioturbación es relativamente intensa, especialmente en las lutitas. Asimismo es abundante la fauna de bivalvos, braquiópodos y crinoides.

La sedimentación se debió llevar a cabo en un ambiente de «lagoon» cuya barrera probablemente sería de origen volcánico. En

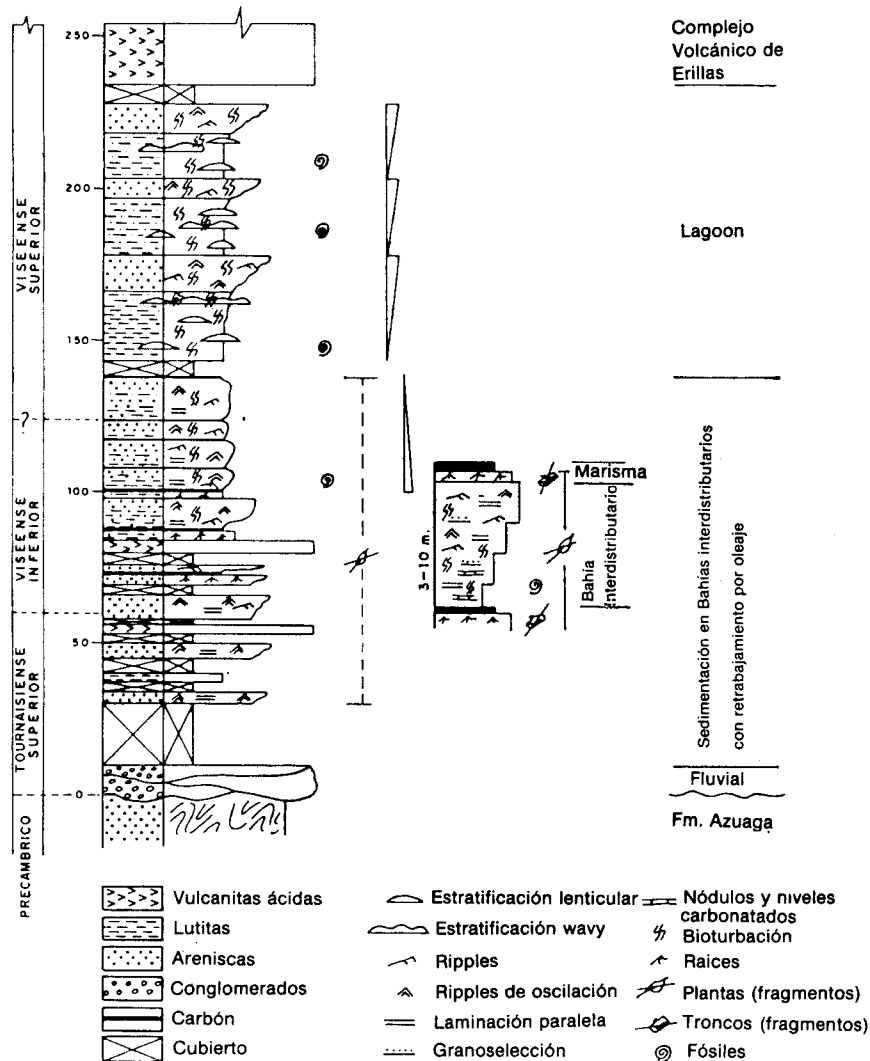


Figura 7.—Columna estratigráfica esquemática del Carbonífero de Benjarafe.

estas condiciones los niveles de areniscas estratocrecientes representan pequeños «shoals» acumulados fundamentalmente por la acción del olaje. En conjunto, toda la serie del Carbonífero de Benjarafe representa una transgresión, jalonada en el tramo inferior por pequeños ciclos negativos.

A escala regional, sobre los tramos detríticos descritos se encuentran dos complejos volcánicos; el primero de ellos es de naturaleza intermedia: Complejo Volcánico de la Campana (GARROTE y SANCHEZ-CARRETE-

RO, 1983). El segundo lo forman rocas riolíticas-dacíticas en coladas, diques y niveles piroclásticos: Complejo Volcánico de Erillas. En ambos complejos se encuentran algunas intercalaciones lutíticas desde decimétricas a métricas.

En el sector de Benjarafe el Complejo de La Campana sólo aflora puntualmente y con escasa potencia entre el tramo 2 de GABALDON et al. (1983) y el Complejo Volcánico de Erillas.

El Complejo de Erillas lo forman un conjun-

to de coladas riolíticas-dacíticas, entre las que se intercalan niveles de potencia variable de aglomerados y tobas, asimismo ácidos. Además, todo el conjunto está atravesado por una gran cantidad de diques de diversas etapas de composición semejante a las coladas y piroclásticas.

Las riolitas y dacitas presentan colores claros; sus texturas son porfídicas con fenocristales de feldespatos y cuarzo, también fluidales, orbiculares o vítreas parcialmente desvitrificadas.

Los aglomerados están formados por fragmentos de lavas fluidales, en origen vítreas, parcialmente desvitrificados. Las tobas son tobas cristalinas o cristalino-líticas. Solamente hacia el techo del complejo se desarrollan con potencia destacable tobas híbridas en las cuales además de los clastos ígneos se encuentran fragmentos de pizarras carboníferas y más raramente filitas y metagrauvascas de la Fm. Azuaga. Asociadas al Complejo Volcánico de Erillas se han hallado mineralizaciones de hierro y sulfuros polimetálicos de Fe, Cu, Zn y Pb (BAEZA ROJANO et al., 1978, y BAEZA ROJANO et al., 1981) de origen exhalativo-volcánico.

### Parada 1

En un recorrido de unos 500 m. a lo largo del cauce del Arroyo Enredaderos es posible observar los tramos basales detríticos, desde la discordancia sobre la Fm. Azuaga, la parte basal del Complejo Volcánico de Erillas (figs. 6 y 7). Estas observaciones se complementarán con una visita a la explotación de la Mina Nuestra Señora de Linarejos, donde se observa parte de la secuencia y existe flora bien conservada.

A lo largo del corte del Arroyo Enredaderos los puntos de mayor interés son los siguientes:

— *Punto A.* Discordancia entre la Formación Azuaga y los materiales carboníferos. La brecha basal de la secuencia carbonífera está formada exclusivamente por clastos de

la Fm. Azuaga. Estructurados y metamorfizados con anterioridad.

— *Punto B.* Parte inferior del tramo 1. Lutitas con esporádicas pasadas sideríticas y carbonatadas. Niveles de arena con laminación paralela, «ripples» de corriente y oscilación y rara vez granoselección.

— *Punto C.* Parte media del tramo 1. Secuencias de barras que tienen a techo limos bioturbados por raíces y gran acumulación de fragmentos de troncos que culminan con carbón.

De estos niveles procede la macroflora y microflora estudiada por GARROTE y BROUTIN (1979). Estudios palinológicos recientes (R. COQUEL) señalan la presencia de *Lycospora pusilla*, *Spinozonotriletes uncatus*, *Raistrickia cf. nigra*, estando el plancton siempre presente. La presencia de *Lycospora* indica ya una edad Viseense.

— *Punto D.* Parte superior del tramo 1. Nivel con fauna de lamelibranquios: *Euchondria cf. E. semicircularis* M'Coy y *Sanguinolites plicatus* Portlock. Esta fauna indica un mar algo restringido con importante aporte de material clástico (Det. C. K. WINKLER PRINS).

— *Punto E.* Parte terminal del tramo 1. Nuevo nivel con abundante fauna: Braquiópodos: *Rugosochonetes cf. R. laguessianus* de Koninck, *Echinoconchus punctatus* Sowerby, *Buxtonia scabricula* Sowerby, *Antiquatonia* sp., *Pugilis* aff. *P. howratensis* Muir-Wood, *Lino-productus?* aff. *L. concinniformis* Paeckelman, *Leiorhynchus?* sp. y *Martinia?* sp. Briozoos: *Fenestella* sp. Crinoides. Lamelibranquios: *Euchondria?* sp., «*Parallelodon*» sp. y *Edmondia* sp. Ostrácodos.

Esta fauna y la del nivel del punto D pueden datar el Viseense Superior (WINKLER PRINS, com. pers.).

En este caso la fauna indica un ambiente menos profundo y cerca de la costa.

— *Punto F.* Tramo 2. Ciclos negativos con lutitas y arenas de grano fino. Estratificación «linsen» y «wavy». Barras de hasta 0,5 m. de arenas con «ripples» de oscilación. Bioturba-

ción en las lutitas. Faunas de bivalvos, cri-  
noides y braquiópodos.

— *Punto G.* Contacto entre el tramo 2 y  
el Complejo Volcánico de Erillas. En este cor-  
te no afloran rocas del Complejo de La Cam-  
pana. Sobre lutitas bioturbadas se sitúa una  
colada de dacitas rosadas con textura porfídi-  
ca-fluidal y disyunción columnar. La minera-  
logía la componen plagioclasa (albita), fel-  
despato potásico, cuarzo y escasa cantidad de  
biotita.

— *Punto H.* Techo de la colada anterior  
sobre el que se encuentran aglomerados de  
composición análoga con bombas de hasta  
10 cm. La potencia de este nivel aumenta ha-  
cia el N, así como el tamaño de los frag-  
mentos. Sobre los aglomerados o directamen-  
te sobre la primera colada se encuentra una  
pitón de riolitas con disyunción columnar en  
abanico.

— *Punto I.* En ese lugar es posible obser-  
var a favor de una pequeña estructura erosio-  
nada el techo de la primera colada dacítica,  
el nivel de aglomerados bien estratificados y  
una nueva colada de naturaleza análoga a la  
primera.

Más al norte se continúa la serie con nue-  
vos episodios lávicos y piroclásticos. Desde  
este punto se observa una panorámica de  
un nuevo nivel de aglomerados estratificados  
con una potencia de unos 70 m. En niveles  
superiores del Complejo Volcánico de Erillas  
existen diversas intercalaciones de lutitas  
verdosas oscuras entre los materiales volcá-  
nicos. Se han estudiado 5 muestras (R. CO-  
QUEL) de dos de estas intercalaciones. El  
aspecto de las preparaciones palinológicas es  
semejante al de los niveles subyacentes, pero  
en conjunto el grado de carbonización es  
menor.

Entre las nuevas formas encontradas en  
estos niveles cabe citar: *Vallatisporites comu-  
nis*, *Leiotriletes tumidus*, *Tricidarisorites  
concinnus*, *Tricidarisorites serratus*, *Discer-  
nisporites micromanifestus*, *Triquitites* sp.,  
así como *Diatromozonotriletes* sp. que se ob-  
serva desde los niveles inferiores. El planc-

ton están siempre presente. *Diatromozonotri-  
letes* indican una edad Viseense Superior.

— *Punto J.* Explotación de Nuestra Señora  
de Linarejos. Se observa el Tramo 1 de la  
secuencia donde son explotadas tres capas  
de carbón. La presencia de pequeñas fallas  
transversales y despegues entre las capas  
distorsionan la geometría original, especial-  
mente de los niveles carbonosos. Es posible  
reconocer sobre rocas frescas las estructu-  
ras sedimentarias de este tramo y recoger  
la flora relativamente bien conservada. Tam-  
bién se encuentran esporádicamente niveles  
carbonatados y otros con fauna.

Entre las especies recogidas recientemente  
figuran *Stigmaria ficoides*, *Archaeocala-  
mites scrobiculatus*, *Lepidodendron losseni*,  
*Sphenophyllum saxifragaefolioides* y *Fryop-  
sis* sp.? n. sp (Det. J. BROUTIN).

En el estudio palinológico de 12 muestras  
(R. COQUEL) se han identificado *Leiotrile-  
tes* sp., *Calamospora* sp., *Retusotriletes in-  
cohatus*, *Anaplanisporites delicatus*, *Lopho-  
triletes densus*, *Pilosisorites venustus*, *Den-  
soporites anularis*, *Auroraspora* sp. En la  
mayoría de los niveles hay restos de planc-  
ton, *Vergachium* sp., *Mychrstridium* sp., y  
*Baltissphaeridium* sp. que son testigos de las  
influencias marinas de esta cuenca. Esta aso-  
ciación indica una edad Tournaisiense final.

La Cuenca de Benajárfate s. str. representa  
un *lagoon* cerrado por los relieves volcánicos  
de la alineación de Villaviciosa de Córdoba-  
La Coronada. Más al E, en el sector de Ore-  
jón, hay estructuras sedimentarias propias de  
playas.

Las conexiones con otras cuencas próximas  
de la misma edad son las siguientes: al O  
la Cuenca de Valdeinfierno aparece como  
un elemento aislado sobre una masa conti-  
nental, y al N los afloramientos del Carboní-  
fero Inferior de la Cuenca del Guadiato están  
constituidos por secuencias interpretables  
como formadas en una plataforma somera  
abierta, dominada por tormentas.



**Día 7 de abril**

**SECTOR DE OREJON (S DE VILLAVICIOSA DE CORDOBA)**

A. GARROTE. Dpto. Geología. Univ. País Vasco.

R. SANCHEZ-CARRETERO. Dpto. Geología. Univ. País Vasco.

Como ya se ha indicado, actualmente se ha comprobado la continuidad entre los afloramientos del Benajárafe y los de este sector y otros más orientales hasta el N de la ciudad de Córdoba.

El sector de Orejón se sitúa al S de Villaviciosa de Córdoba (fig. 8). Los sedimentos carboníferos descansan en discordancia sobre la Fm. Azuaga del dominio de Sierra Albarrana, aunque más al E lo hacen sobre el Cámbrico Inferior y Medio del dominio de Córdoba-Alanís.

El Mapa Geológico de España 1:200.000 (IGME, 1971) recoge algunas manchas de Carbonífero en este sector sin atribuirles edad.

PEREZ-LORENTE (1979) cita el Carbonífero de Orejón y otras manchas al O, al que considera Carbonífero Inferior, con una secuencia que se inicia por conglomerados, y el resto son lutitas y arenas finas donde hay restos de plantas y de bivalvos muy deteriorados.

GARROTE y SANCHEZ-CARRETERO (1983) describen la geología del sector de Orejón (fig. 8). Estos datos, junto a nuevas observaciones, permiten establecer la secuencia para el Carbonífero.

Sobre filitas y metagrauvas de la Formación Azuaga se sitúan en discordancia angular los materiales carboníferos en una estructura sinclinal cuyo flanco meridional buza de 30 a 50° y el flanco NE es intruido por granitos granofídicos.

La evolución tectonometamórfica de la Formación Azuaga es precarbonífera en condiciones de grado muy bajo de metamorfismo.

La secuencia del Carbonífero consta de tres tramos (fig. 9).

*Tramo 1.* Formado por conglomerados con

clastos de hasta 20 cm. procedentes mayoritariamente de la Fm. Azuaga, si bien algunos bancos contienen abundantes fragmentos de rocas volcánicas ácidas. Los conglomerados están canalizados y se pueden interpretar como la evolución lateral del Tramo 1 del Benajárafe.

*Tramo 2.* Lo componen lutitas y finos lechos arenosos con bioturbación, restos de plantas y fauna de crinoides y bivalvos. Es correlacionable con el Tramo 2 de la cuenca de Benajárafe. Entre la flora recogida se han clasificado (J. BROUTIN) *Sublepidodendron* cf. *robertii* Nathorst y *Archaeocalamites scrobiculatus* Schlotheim.

*Tramo 3.* En el corte del Arroyo Orejón lo componen 150 m. de materiales epiclásticos en ciclos estrato y granocrecientes. Son frecuentes granoselección y laminaciones propias de medios de playas.

Este tramo pertenece al Complejo Volcánico de La Campana, definido al E-SE de Orejón.

Según los datos regionales, este complejo se sitúa sobre el Tramo 2 y bajo el Complejo Volcánico de Erillas, aunque su desarrollo es variable y localmente está ausente o poco representando, por ejemplo, en la Cuenca de Benajárafe.

Según DELGADO-QUESADA et al. (este volumen), el Complejo de La Campana lo forman pórfidos dacíticos, andesitas, pórfidos cuarzo-monzoníticos s.l. y materiales epiclásticos procedentes de la erosión de los anteriores.

En los pórfidos dacíticos hay fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol en una matriz microcristalina rica en cuarzo. Las texturas fluidales son poco manifiestas y rara vez hay rocas piroclásticas.

Las rocas andesíticas presentan texturas porfídicas, en general fluidales, con fenocristales de plagioclasas, anfíbol y piroxenos en una matriz criptocristalina-vítrea donde puede haber algo de feldespatos potásico y cuarzo. Estas rocas presentan una alteración hidrotermal importante con epidota, clorita, carbonatos, cuarzo, feldespatos, actinolita, sericita, etc.

Los pórfidos cuarzo-monzoníticos s.l. son

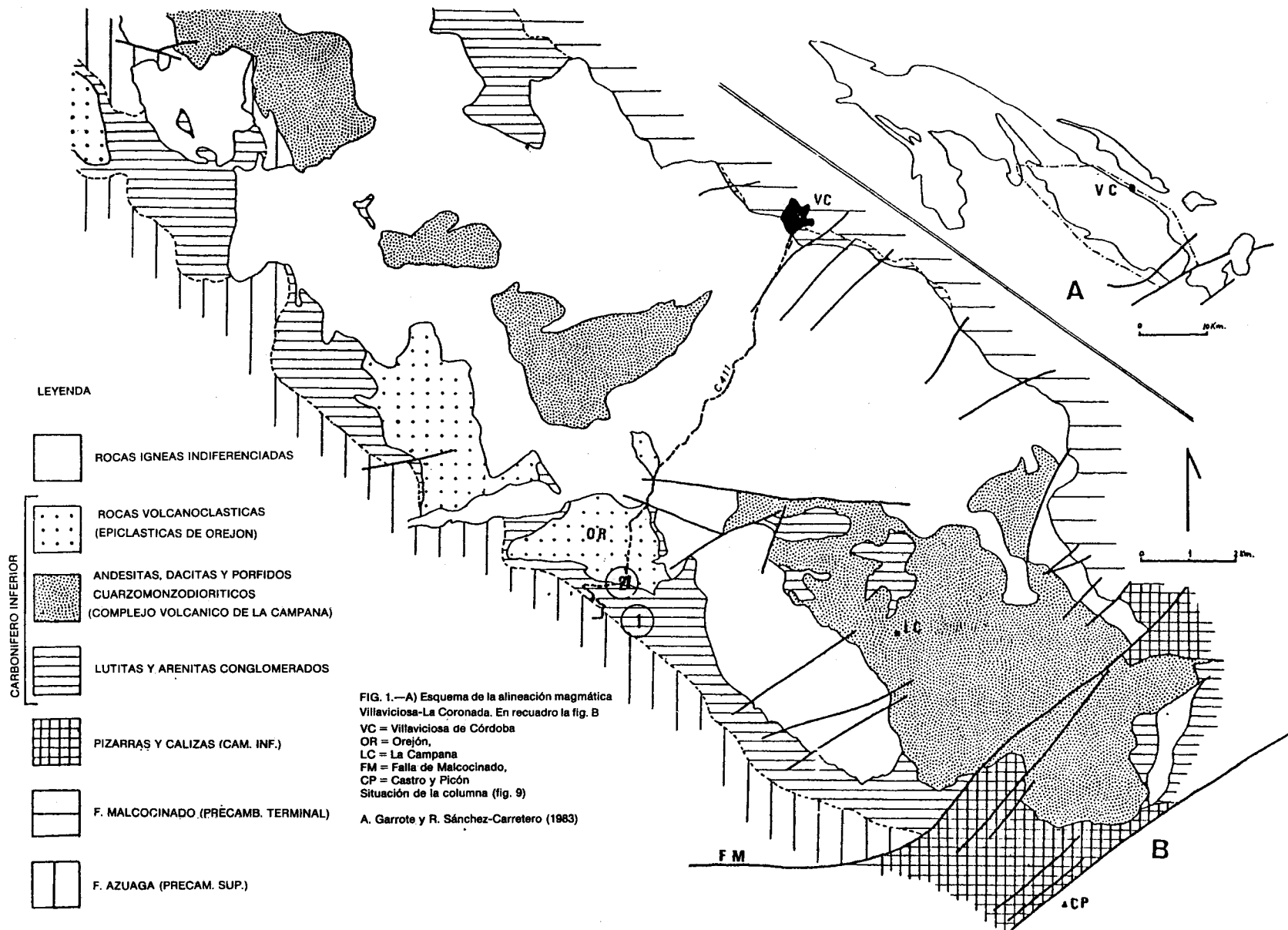


Figura 8.—Esquema cartográfico de la alineación magmática Villaviciosa-La Coronada. VC: Villaviciosa de Córdoba; OR: Orejón; LC: La Campana; FM: Falla de Malcocinado; CP: Castro y Picón.

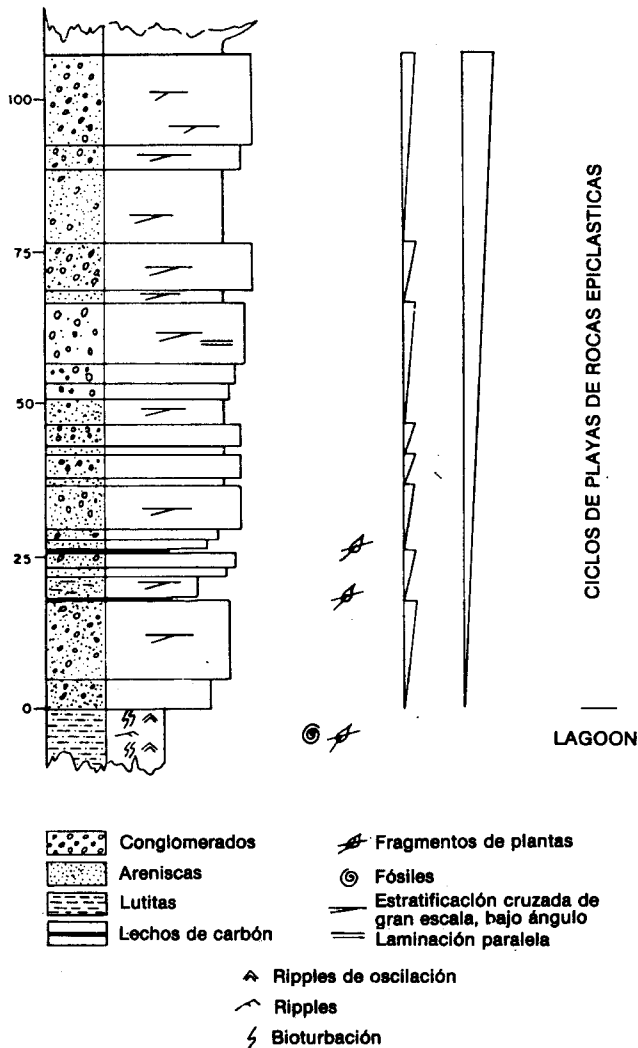


Figura 9.—Columna correspondiente al tramo de rocas epiclásticas en el Carbonífero Inferior del sector de Orejón (tomada de GARROTE y SANCHEZ CARRETERO, 1983).

rocas con clara heterometría donde existe una generación de fenocristales de plagioclasa y algunos melanocratos (biotita y anfíbol) en una matriz microgranuda con cuarzo, feldespato potásico y también plagioclasa y melanocratos.

Al igual que las andesitas y dacitas, todas las muestras están alteradas con epidota, clorita, actinolita, sericita, etc.

Las rocas epiclásticas consideradas previamente como brechas magmáticas (PASCUAL y PEREZ LORENTE, 1975) son de hecho el resultado de la erosión y posterior sedimentación, en un medio marino somero, del edificio ígneo estructurado por las litologías anteriores.

### Parada 1

Discordancia sobre la Fm. Azuaga del Tramo 1. Conglomerados canalizados sobre un relieve irregular de la Fm. Azuaga.

### Parada 2

La intención de esta parada es observar los caracteres estratigráficos, sedimentológicos y petrográficos del Tramo 3. A lo largo del corte sobre el Arroyo Orejón los puntos de mayor interés son:

— *Punto A.* Contacto Tramo 2-Tramo 3 entre lutitas bioturbadas y arenas epiclásticas (4 m.), en bancos de 15-20 cm., compuestas de cuarzo con formas corroídas, plagioclasa, biotita, andesitas y filitas de la Formación Azuaga. Sobre estas arenas hay 10 metros de brechas epiclásticas con fragmentos de rocas dacíticas porfídicas, rocas volcánicas microcristalinas, pizarras y filitas en una matriz de arena epiclástica.

— *Punto B.* Intercalación de unos 40 centímetros de lutitas con aportes epiclásticos, briznas de plantas y un lecho milimétrico de carbón al techo.

— *Punto C.* Arenas epiclásticas granoclasificadas y con laminación paralela y oblicua.

— *Punto D.* Brechas epiclásticas en bancos de unos 2 m. de potencia. Los fragmentos puede constituir el 80 por 100 y alcanzar hasta 30 cm.

Según los estudios petrográficos, las arenas siguen formadas por cuarzo, feldespatos y algunos fragmentos de rocas de grano fino. En los bloques se han reconocido pórfidos dacíticos, andesitas y pórfidos cuarzomonzoníticos s.l. de matriz microgranuda. Estos ti-

pos petrográficos corresponden a todos los episodios lávicos y subvolcánicos reconocidos en el Complejo de La Campana. Los procesos hidrotermales de las rocas ígneas son previos a la sedimentación, ya que los minerales de alteración están presentes en los clastos de las brechas.

Esta secuencia, establecida con claridad en el sector de Orejón, se ha observado hacia el NO hasta el Arroyo Manzano, en lugares muy próximos a la cuenca de Benajafe.

Hacia el S-SE también han sido interpretados como materiales epiclásticos afloramientos en principio desligados del Carbonífero y clasificados como rocas básicas.

#### LA ALINEACION MAGMATICA DE VILLAVICIOSA DE CORDOBA- LA CORONADA EN LA TRANSVERSAL DE VILLAVICIOSA

A. GARROTE. Dpto. Geología. Univ. País Vasco.

R. SANCHEZ CARRETERO. Dpto. Geología. Univ. País Vasco.

La alineación magmática La Coronada-Villaviciosa de Córdoba (LC-VC) constituye una megaestructura ígnea que se extiende por el norte de la provincia de Córdoba, ocupando una extensión aproximada de 70 por 5,5 kilómetros en dirección NO-SE.

De forma ligeramente oblicua, la alineación corta algunas de las estructuras orientales de Ossa-Morena, como es el caso de la falla de Azuaga, en su terminación SE.

Petrográficamente presenta una amplia variedad de rocas, tanto plutónicas (gabros con olivino, gabros con ortopiroxeno, gabros, dioritas, granodioritas, tonalitas, granitos, ...) como volcánicas (andesitas, dacitas, riolitas, ...), así como subvolcánicas (granitos, diabasas, pórfidos cuarzomonzodioríticos, ...) y volcanoclásticas (aglomerados, tobas y epiclastitas).

Hasta hace poco, esta actividad ígnea era considerada como post-Westfaliense C (post-

segunda fase hercínica). Sin embargo, nuevos datos paleontológicos sobre cuencas carboníferas (GARROTE et BROUTIN, 1979), así como la existencia de formaciones vulcano-sedimentarias intracarboníferas (BAEZA-ROJANO et al., 1978), junto con la presencia de rocas epiclásticas procedentes de un volcanismo previo (GARROTE y SANCHEZ-CARRETERO, 1983), sitúan el inicio de la actividad magmática de la alineación en el Carbonífero Inferior (Tournaisiense), llegando hasta el Westfaliense B-C.

La estructuración de la alineación LC-VC, basándose en las relaciones espaciales de los diferentes cuerpos ígneos, así como en la naturaleza de sus productos, la podemos referir a cinco etapas o ciclos de actividad (DELGADO QUESADA et al., este volumen).

I. Ciclo con predominio de rocas volcánicas, integrado por:

A) Complejo Volcánico de La Campana, de naturaleza intermedia:

— andesitas (La Campana)

— dacitas (Ceperuela)

— pórfidos cuarzomonzodioríticos (Nava Serrano)

— rocas epiclásticas (Orejón).

B) Complejo Volcánico de Erillas, de naturaleza ácida:

— con superposición de diversos episodios lávicos y piroclásticos.

C) Granodiorita biotítico - hornbléndica de Buenagua (variedad porfídica y homométrica).

II. Ciclo de plutonismo básico (gabros con olivino, gabros con ortopiroxeno, gabros, dioritas, granodioritas) que constituyen el Complejo de Los Ojuelos.

III. Ciclo ácido de tendencia alcalina y emplazamiento superficial (granito de Los Arenales, La Cardenchoza, Cañada del Gamo, Granófido de Peñas Pardas y diques asociados).

IV. Ciclo subvolcánico básico compuesto por microgabros y diabasas (Alcornocal).

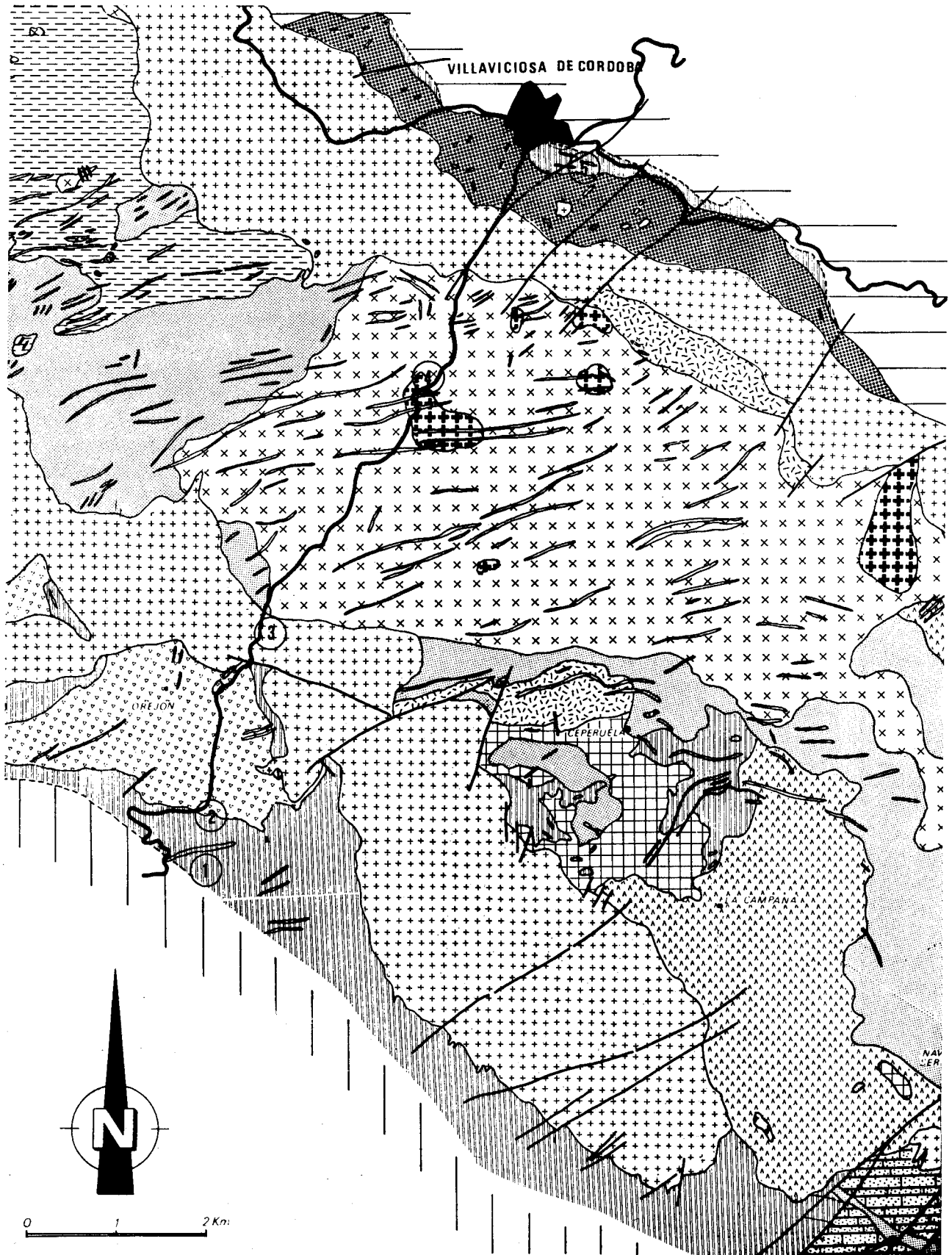


Figura 10.—Mapa geológico de la alineación magmática Villaviciosa-La Coronada, al sur de Villaviciosa de Córdoba.

Possible solapamiento temporal con el ciclo anterior.

V. Vulcanismo ácido tardío cortando al Westfaliense del Guadiato.

**Parada 3**

Km. 36. Carretera C 411. Afloramiento de la rama meridional del granófidio de Peñas Pardas (fig. 10).

Este microgranito de color rojo se caracteriza por:

- presentar una estructura anular,
- emplazamiento subvolcánico,
- intruir a todas las rocas de la zona,

**ROCAS IGNEAS**

a) DIQUES DE DIABASA.  
b) \* ANDESITICOS s.l.  
c) \* RIOLITICOS.

MICROGRANITO  
GRANOFIDICO ALCALINO.  
(Peñas Pardas)

GRANITO  
(Castro y Picón)

CUARZO-MONZONITA

GABRO-DIORITAS  
(Ojuelos)

GRANODIORITA BIOTITICO-HORNBLÉNDICA

GRANODIORITA PORFIDICA BIOTITICO-HORNBLÉNDICA. (Buenagua)

RIOLITAS  
(C. Erillas)

ROCAS EPICLÁSTICAS  
(Orejón)

PORFIDOS CUARZOMONZODIORITICOS  
(Nava Serrano)

DACITAS  
(Ceperuela)

ANDESITAS  
(La Campana)

**ROCAS SEDIMENTARIAS Y METAMORFICAS**

CORNEANAS.

**CARBONIFERO**

CONGLOMERADOS, PIZARRAS Y GRAUVACAS.

**CAMBRICO INF.**

LUTITAS, CALIZAS Y CUARCITAS.

**PRECAMBRICO**

SERIE VOLCANO-DETRITICA.

ESQUISTOS, FILITAS Y GRAUVACAS.  
(Formación Azuaga)

- presentar textura microgranuda y/o porfídica de naturaleza granofídica, localmente, cavidades miarolíticas.

Mineralógicamente está compuesto por: cuarzo en fenocristales o intercrecido con feldespato alcalino (26 por 100); feldespato potásico (47 por 100), albita (22 por 100), biotita-clorita (3 por 100), epidota (0,36 por 100), apatito (0,08 por 100), sulfuros (0,62 por 100), otros (0,01 por 100). Existe un conjunto de afloramientos con presencia de anfíbol como accesorio (0,31-4,48 por 100).

**Parada 4**

Km. 40,500, pista a La Campana, Arroyo del Pueblo, granodiorita biotítico-hornbléndica de Buenagua.

Roca de textura granular, homométrica, de grano medio (3-5 mm.) compuesta por: cuarzo intersticial (26 por 100); plagioclasa ( $\approx An_{20}$ ) idio-subidiomorfa (40 por 100); feldespato potásico, por lo general xenomorfo, engloba biotita, plagioclasa, etc. (14 por 100); biotita sana o alterada a clorita junto con epidota, esfena y opacos (9 por 100); hornblenda en cristales de hasta 4 mm., puede faltar en algunas muestras y superar el 20 por 100 en otras (media, 6 por 100). Se altera a biotita, clorita, epidota, esfena, opacos y actinolita; los accesorios son apatito, epidota, opacos y esfena (4 por 100).

**Parada 5**

Gasolinera de Villaviciosa de Córdoba.

Pizarras del Carbonífero Inferior buzante al S (flanco norte del sinclinal carbonífero a lo ancho de la alineación?). Contactan (discordantes) con las metavulcanitas, tobas y pizarras de la Formación Malcocinado (Precámbrico terminal). Las pizarras están intruidas aquí por gabro-dioritas (Ojuelos) y éstos a su vez por el granófidio de Peñas Pardas, dando lugar a fracturación con contaminación local (hibridación ácido-básico) que implica cambios mineralógicos en los gabros-dioritas como: presencia de cuarzo, alteración y reem-

Leyenda de la figura 10.

plazamiento de plagioclasa por feldespato potásico y cristalización de éste en intersticios, alteración del clinopiroxeno a anfíbol, etc.

## MINERALIZACIONES EN LA ALINEACION MAGMATICA DE VILLAVICIOSA DE CORDOBA-LA CORONADA

L. J. BAEZA-ROJANO (\*)

Son numerosos los indicios de mineralizaciones existentes en esta alineación, destacando por su número, no tanto por su interés económico, las mineralizaciones filonianas de barita, asociadas generalmente a rocas volcánicas ácidas.

La descripción se centrará, no obstante, en dos tipos de mineralizaciones, ambos sin-genéticos, puestos de manifiesto recientemente en trabajos realizados por el IGME (BAEZA-ROJANO et al., 1978; BAEZA-ROJANO et al., 1981): mineralizaciones de mineral de hierro (hematites) y mineralizaciones de sulfuros polimetálicos, respectivamente.

### Mineralizaciones de mineral de hierro

En los parajes denominados La Parrilla, El Rosalejo, La Machorra, Las Berrazas, concentrados en una alineación NO-SE, existen unos indicios de mineral de hierro asociados a una alternancia (de centimétrica a decimétrica) de material tobáceo, con diferentes granulometrías, desde cineritas a tobas lítico-cristalinas de grano grueso.

El mineral de hierro (hematites) aparece asociado a los niveles de grano más fino, con los que alterna a escala de afloramiento y de muestra de mano. A escala microscópica dicha alternancia es también apreciable. La hematites se presenta en cristales tabulares generalmente agrupados en haces, ocasionalmente en formas estrelladas. Se aprecia un proceso incipiente de magnetización de la hematites. Los niveles que alternan

con la metalización están formados por un fino agregado de clorita y epidota, esta última en menor proporción, y a veces cuarzo.

Las características de estas mineralizaciones coinciden, en gran medida, con las mencionadas por ROUTHIER (1963) para los depósitos de hierro «volcano-sedimentarios» de tipo Lahn Dill.

### Mineralizaciones de sulfuros polimetálicos

En el sector denominado La Nava-Las Lomas del Paredón aparece una estructura sinclinal en la que se distingue un tramo basal de rocas volcánicas ácidas, con gran variedad textural e intercalaciones detríticas, al que sigue un tramo de rocas fragmentarias, denominadas tobas híbridas, que se consideran como el resultado del desmantelamiento de aparatos volcánicos. Los niveles más altos de este sector están constituidos por rocas volcánicas básicas de naturaleza espilítica. El tramo basal presenta evidencias de haber sufrido un proceso de alteración hidrotermal intenso.

Las investigaciones realizadas hasta el momento han puesto de manifiesto la existencia de tres tipos diferentes de estructuras mineralizadas:

- Un tipo masivo lenticular, que se sitúa en este sector a techo del tramo basal, si bien aparece en niveles más bajos en otras áreas.
- Un tipo de mineralización diseminada y en fisuras, que presenta zonas de mayor riqueza hacia el muro de la mineralización masiva.
- Un tipo clástico constituido por clastos de sulfuros en los episodios basales del tramo de tobas híbridas.

La paragénesis está constituida en todos los casos por: pirita-esfalerita-calcopirita-galenita-tetraedrita, con presencia esporádica de granos de plata y de oro.

Desde el punto de vista genético, estas mineralizaciones han sido interpretadas (BAE-

(\*) Dirección de Recursos Minerales, IGME.

ZA-ROJANO et al., 1981) como de tipo volcanogénico-exhalativo de sulfuros masivos polimetálicos.

### Parada 6

#### Mineralizaciones de hierro del sector de Las Berrazas (fig. 11)

En este sector existe una corta que muestra el hastial de uno de los numerosos filones de barita de la zona. En este hastial pueden observarse unos niveles de mineral de hierro (hematites) alternando con tobas ácidas de granulometrías diferentes, desde cineritas hasta brechas (hasta 2 cm. de diámetro de los clastos). La mineralización está constituida fundamentalmente por hematites, a la que un proceso de recristalización tardía la confiere textura especular. En el núcleo de algunos cristales de hematites se obser-

van pequeñas «manchas» de magnetita, hecho que se interpreta como indicativo de un proceso de magnetización incipiente. Además, existen proporciones mínimas de limonita originada a partir de la hematites.

El encajante del mineral de hierro está constituido por niveles cineríticos formados por un fino agregado de clorita, cuarzo y epidota en menor proporción.

El filón, de dirección N 60° E, contiene una paragénesis de barita-cuarzo, si bien localmente aparecen bolsadas con pirita y calcopirita, además de carbonatos y sulfatos de cobre, como secundarios.

### Parada 7

#### Corte del sinclinal La Nava-Paredón (fig. 12)

*Punto A.* Paquete de tobas híbridas en el que se observan notables variaciones de gra-

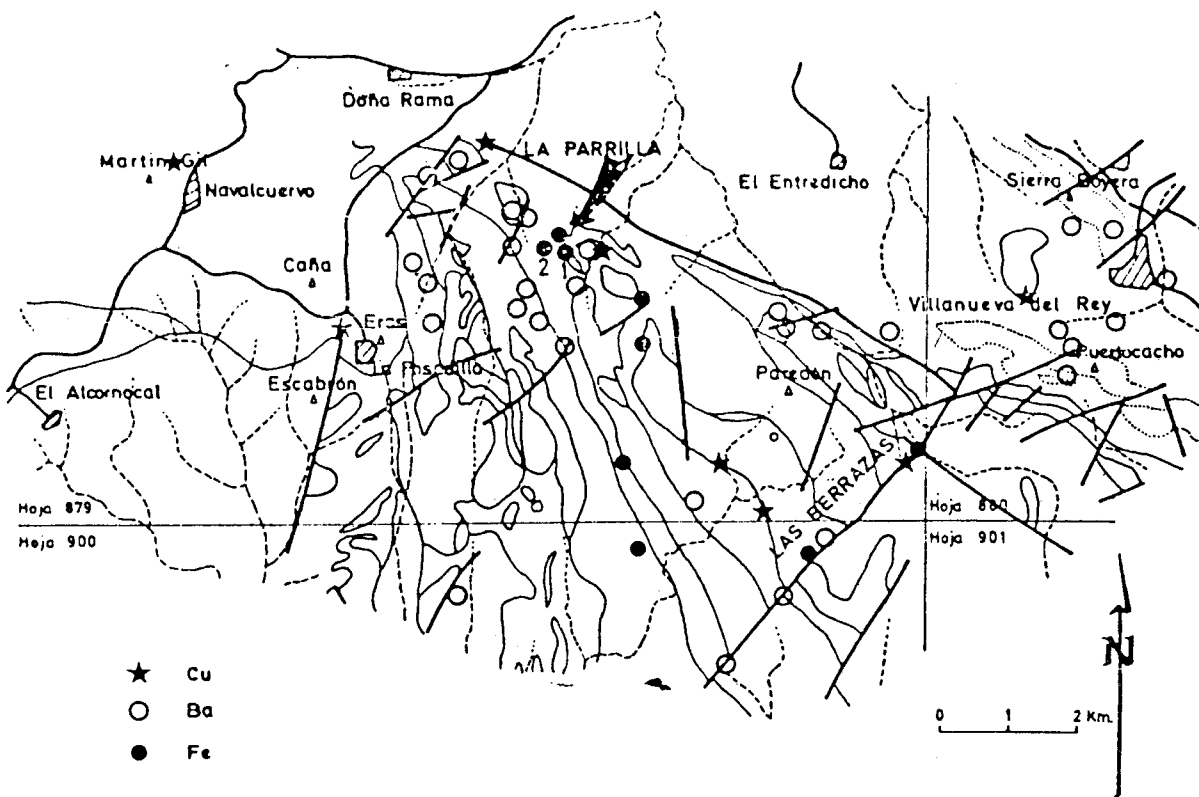


Figura 11.—Esquema de situación de indicios mineros en el área de «La Parrilla» (tomado de BAEZA ROJANO et al., 1978).



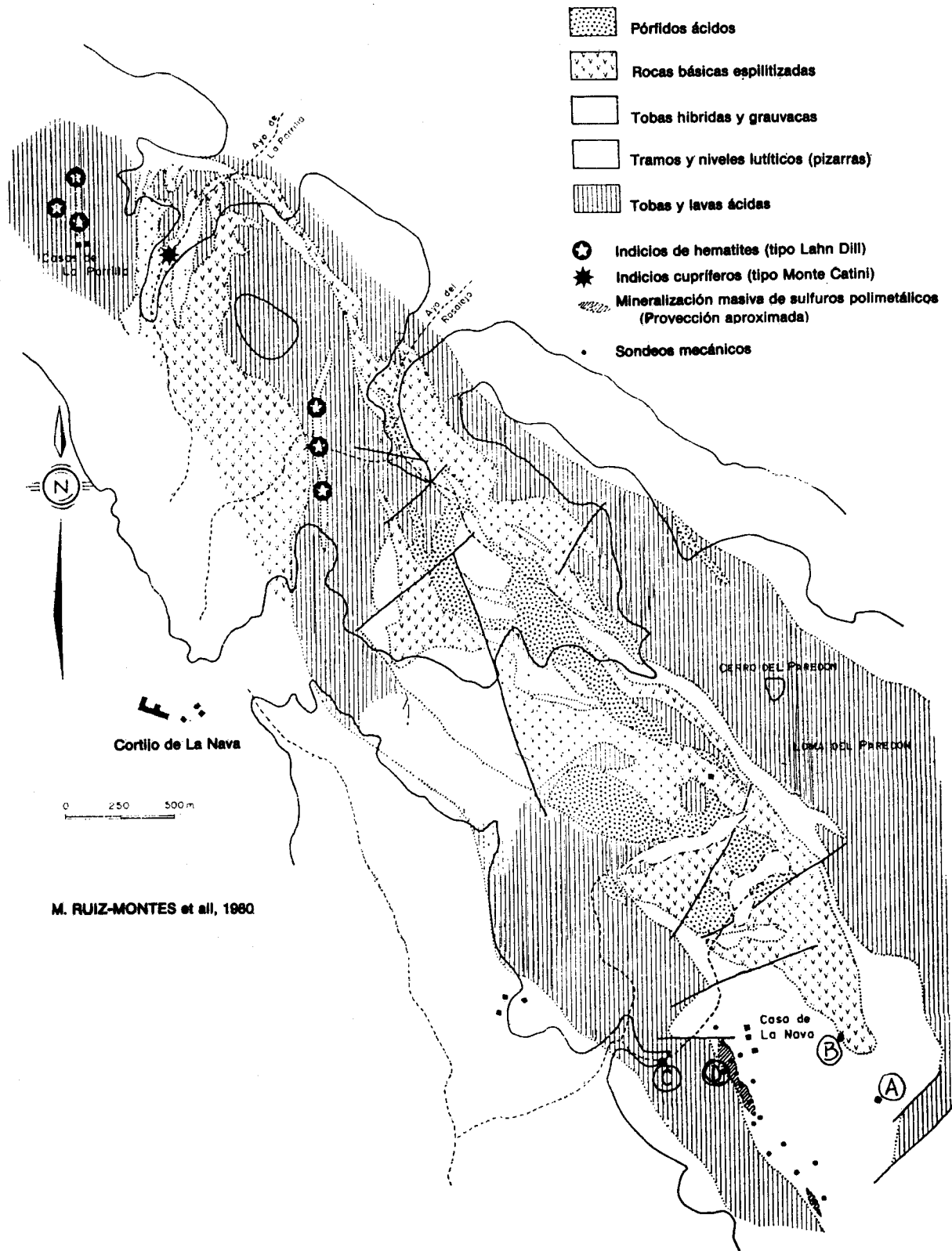


Figura 12.—Esquema geológico entre La Parrilla y La Nava-Paredón (tomado de BAEZA ROJANO et al., 1981).

nulometría que definen ciclos no siempre completos. Estas rocas están constituidas por fragmentos de rocas volcánicas y sedimentarias con bajo grado de redondeamiento, en una matriz tobácea-vítrea y cemento de sericita-clorita-epidota-sílice.

Emplazado en las tobas híbridas, se observarán los testigos de un sondeo actualmente en realización.

*Punto B.* Pórfidos cuarzomonzoníticos y traquiandesitas en cambio lateral con las tobas híbridas. Son rocas de grano fino que a su vez se relacionan con espilitas con características de coladas submarinas en las que ocasionalmente se observan estructuras de «pillow lavas». Las espilitas están constituidas esencialmente por fenocristales de plagioclasa (albita-oligoclasa), parcialmente potasificada, en una mesostasis de clorita, cuarzo y carbonatos. Las texturas más frecuentes son intersticiales, aunque ocasionalmente son porfídicas y vacuolares. En las zonas de núcleo de las coladas se han identificado diabasas de grano grueso, con textura subofítica, constituida por plagioclasa (andesina) y clinopiroxeno.

*Punto C.* Paquete basal de rocas ácidas con estructura fluidal. Se trata, en este punto, de lavas riolíticas con una estructura de pliegues de flujo compuestas de fenocristales de feldespato potásico ± plagioclasa en una matriz cuarzofeldespática de vítrea a microcristalina.

En este punto la alteración de la roca es muy débil.

*Punto D.* Zanja antigua en la que se puede observar el contacto (ligeramente fallado) entre el tramo ácido y el tramo de tobas híbridas. La alteración hidrotermal es muy intensa. Las rocas ácidas varían de lavas brechadas a tobas (difíciles de observar) y a niveles cineríticos de tipo clorítico-silíceo, a los cuales se asocia la mineralización. Al microscopio son rocas muy alteradas constituidas casi exclusivamente por cuarzo-sericita-clorita-opacos.

## Parada 8

### Oficina del IGME en Peñarroya

Observación de testigos de sondeos del sector de El Paredón, en el que es posible distinguir:

- Paquete de tobas híbridas que incluye clastos de la mineralización masiva.
- Tramo mineralizado.
- Parte superior del paquete ácido, en el que destaca la intensa alteración hidrotermal que ha sufrido la roca.

## Día 8 de abril

### BANDA MERIDIONAL DE LA CUENCA DEL GUADIATO

L. A. CUETO. Div. de Geología. IGME.  
V. GABALDON. Div. de Geología. IGME.  
C. QUESADA. Div. de Geología. IGME.

La cuenca del Guadiato, que incluye la bien conocida cuenca de Peñarroya-Bélmez-Espiel, es uno de los rasgos estructurales más característicos de la zona de Ossa-Morena. Los afloramientos carboníferos pueden seguirse con facilidad desde el borde de los recubrimientos terciarios del Valle del Guadalquivir hasta los recubrimientos del Sector de Maguilla, con una longitud total de unos 125 kilómetros y una anchura que varía entre 2 y 7 km.

Aparece esta cuenca dividida en tres bandas diferentes de materiales carboníferos, separadas por cabalgamientos.

La banda septentrional, que se corresponde con la denominación de cuenca de Peñarroya-Bélmez-Espiel, contiene rocas de edad Westfaliense B en las que se ubican las capas de carbón que han dado fama a este sector.

Las otras dos bandas contienen materiales del Carbonífero Inferior, si bien aparecen separadas por un cabalgamiento que incluso llega a mostrar el zócalo metamórfico precámbrico sobre el que se apoya el Carbonífero de la banda meridional.

La banda central, mal conocida a causa de los deficientes afloramientos en que aparece, posee una secuencia constituida por dos tramos bien diferentes: uno basal marino detrítico, en el que destacan algunas intercalaciones carbonatadas, localmente de potencia notable, y otro superior, constituido por conglomerados y areniscas, en secuencias de marcado carácter fluvial, al techo de las cuales son frecuentes los suelos de vegetación y, localmente, aparecen capas delgadas de carbón.

Las rocas que afloran en la banda meridional de la cuenca del Guadiato, que es la que aquí nos interesa, han aparecido en la literatura geológica bajo la denominación de *culm* o de *culm de la Alhondiguilla*, y se han correlacionado con las que afloran en el Valle de Los Pedroches (PEREZ LORENTE, 1979).

Aparecen en una estructura sinclinal cuyos flancos generalmente están fallados. Los tramos lutíticos presentan una esquistosidad de fractura bien desarrollada, en tanto que en los términos más groseros es prácticamente inexistente. En la parte central de la cuenca el nivel de erosión actual permite observar las capas basales que se disponen en discordancia angular y erosiva sobre rocas metamórficas precámbricas.

A pesar de su reducida anchura de afloramiento (aproximadamente 1 km.), existen cambios de facies notables, tanto en sentido lateral como vertical.

Características comunes de casi todas las series que se pueden levantar son:

— En aquellos cortes en que se observa la base, ésta está constituida por conglomerados «clast-supported» con formas canalizadas. Los cantos son fundamentalmente de cuarcitas y esquistos precámbricos, cuarzo y granitoides.

— El tramo inferior de la serie contiene numerosas intercalaciones carbonatadas en una serie de lutitas y areniscas alternantes.

— La parte superior de la sucesión consiste en alternancias de lutitas y areniscas en las que generalmente no se observa ninguna ciclicidad.

— A lo largo de toda la secuencia los bancos arenosos presentan estructuras de tipo «wave ripples» y, localmente, «hummocky cross-bedding». Buen número de ellos tienen características turbidíticas.

— Los niveles lutíticos están bioturbados intensamente.

— El vulcanismo en esta banda tiene carácter local, apareciendo exclusivamente en el sector Villanueva del Rey-Sur de Bélmez.

Por el momento, los restos fósiles encontrados son muy escasos. Hay briznas de plantas a lo largo de toda la secuencia, en general inidentificadas. No obstante, en algunos puntos privilegiados se han recolectado fragmentos clasificables de plantas, principalmente *Lepidodendron losseni* Weiss y *Archaeocalamites scrobiculatus* Schlotheim, que en opinión de R. H. WAGNER (com. pers.) indican una edad Carbonífero Inferior, probablemente sin llegar al Namuriense basal. Por otra parte, recientemente se han encontrado restos de organismos marinos (braquiópodos, bivalvos y gasterópodos) en los niveles basales de la serie, actualmente en vías de estudio. Además, como es general en la región, los niveles carbonatados han suministrado una rica microfauna y microflora de foraminíferos y algas que permite datarlos como Viseense Medio-Superior (PEREZ LORENTE, 1979). Los elementos más significativos son (det. C. MARTINEZ): *Endothyranopsis*, *Pachysphaera*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Archaeodiscus krestovnikovi*, *Tetrataxis*, *Koninckopora*.

Respecto a los ambientes sedimentarios en que estas series se formaron, han sido propuestas distintas interpretaciones. ALMARZA et al. (1973) y PEREZ LORENTE (1979) sugieren que la sedimentación tuvo lugar en áreas marinas profundas, según un sistema deposicional de abanicos submarinos («deep sea fan»).

Sin embargo, la presencia continua de «wave ripples», la aparición local de «hummocky cross-bedding», y la bioturbación intensísima de los niveles lutíticos, junto con la existencia local de restos clasificables de

plantas y fósiles marinos de aguas someras, están en contradicción con tal interpretación. GABALDON et al. (1983) y GABALDON et al. (en prensa) interpretan que la sedimentación tuvo lugar en una plataforma somera abierta, dominada por tormentas, en la que el mecanismo principal de aporte de sedimento serían las tormentas, que formarían capas arenosas de tipo «storm sand layer», con características turbidíticas. Dichos bancos arenosos serían retrabajados por las olas, formando «wave ripples» y «hummocky cross-bedding», a medida que la tormenta fuese perdiendo intensidad.

### Descripción del corte

El corte que se va a visitar está ubicado al sur de Belmez, a lo largo del arroyo Fresnedoso, y muestra algunas diferencias notables respecto a la serie general que se acaba de describir. La figura 13 muestra su localización en un mapa esquemático, en el que los números se refieren a aquellos puntos de observación de interés particular. Los mismos números aparecen en la figura 14 que representa esquemáticamente este corte.

Dos son las diferencias fundamentales respecto a la serie tipo: 1. La presencia de rocas volcánicas básicas intercaladas en la secuencia, y 2. La existencia de una ciclicidad negativa neta (secuencias estrato y granocrecientes) en la mitad superior de la misma.

*Punto 1.* En este punto está bien expuesta la base de la serie carbonífera. Consiste en conglomerados «clast-supported» y areniscas de grano grueso, canalizados, que se disponen en discordancia sobre micaesquistos precámbricos, aunque justamente en el arroyo el contacto está ligeramente fallado. No hay ninguna evidencia que permita saber si el depósito de estos conglomerados tuvo lugar en condiciones subaéreas o bien bajo lámina de agua.

*Punto 2.* Sobre los conglomerados basales se dispone gradualmente una alternancia de areniscas y lutitas en la que se pueden ob-

servar las siguientes estructuras sedimentarias: estratificación cruzada de gran escala, estratificación ondulada y lenticular. Nuevos canales conglomeráticos están incluidos en esta parte de la secuencia.

En las lutitas y areniscas de grano fino se ha recogido una fauna de afinidad marina somera (en estudio) junto con briznas de plantas inclasificables.

Esta parte de la serie representa sedimentación en un ambiente marino somero próximo a costas, en el que las fracciones más finas aportadas por los ríos del continente fueron retrabajadas por la dinámica marina, en tanto que las fracciones más groseras constituyeron el relleno de la prolongación submarina de los mismos.

*Punto 3.* En este punto aflora una intercalación fina de espilitas vacuolares, que marca el fin de una secuencia positiva (estrato y granodecreciente) que comenzó en la base de la serie. Esta secuencia probablemente representa un período de hundimiento progresivo de esta parte de la cuenca.

Desde el punto de vista petrográfico son idénticas a las que afloran en el Punto 6, en el que serán descritas.

*Punto 4.* Pocos metros por encima del Punto 3 comienzan a aparecer intercalaciones carbonatadas en tanto que las lutitas se hacen progresivamente más margosas. Este tipo de sedimentación es constante hasta pocos metros por encima de un segundo episodio volcánico (Punto 6). Las capas carbonatadas son típicos «grainstones» bioclásticos, en los que la laminación paralela, «ripples» de corriente y estratificación cruzada de gran escala son las estructuras sedimentarias más características. Las lutitas margosas están bioturbadas intensamente y, al igual que en el Punto 2, incluyen capas onduladas y lenticulares de areniscas.

Esta parte de la serie aparece organizada en secuencias, tanto positivas como negativas, y se interpreta como un intento de instalación de una plataforma carbonatada en competición con sedimentación terrígena aportada desde el continente.

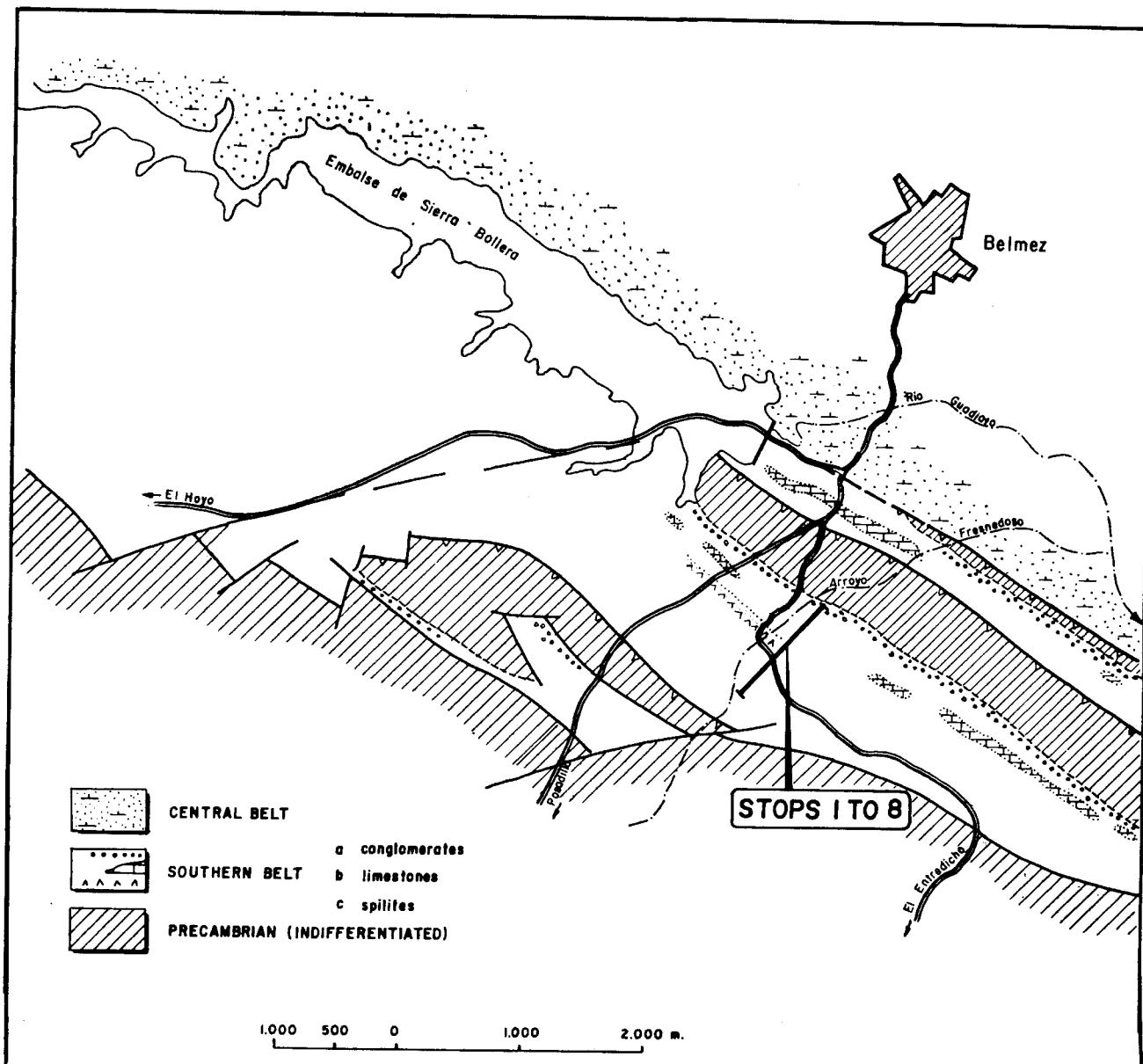


Figura 13.—Esquema geológico de la banda meridional de la cuenca del Guadalupe al sur de Bélmez (tomado de QUESADA & GARROTE, 1983).

*Punto 5.* En este punto aflora una capa canalizada de conglomerados, cuya parte superior está constituida por calizas arenosas y conglomeráticas. Se interpreta como el relleno de uno de los «canales» que drenan la plataforma, muy probablemente localizados en la prolongación submarina de ríos.

Estos conglomerados marcan el comienzo de una de las secuencias positivas que in-

tegran la sucesión lutítico-carbonatada descrita en el Punto 4.

*Punto 6.* La sucesión sedimentaria se ve rota en este nivel por una nueva efusión volcánica de unos 70 m. de potencia, que está constituida por un número indeterminado de coladas espilíticas separadas por intercalaciones finas de lutitas. Fundamentalmente se trata de lavas, aunque existen también capas

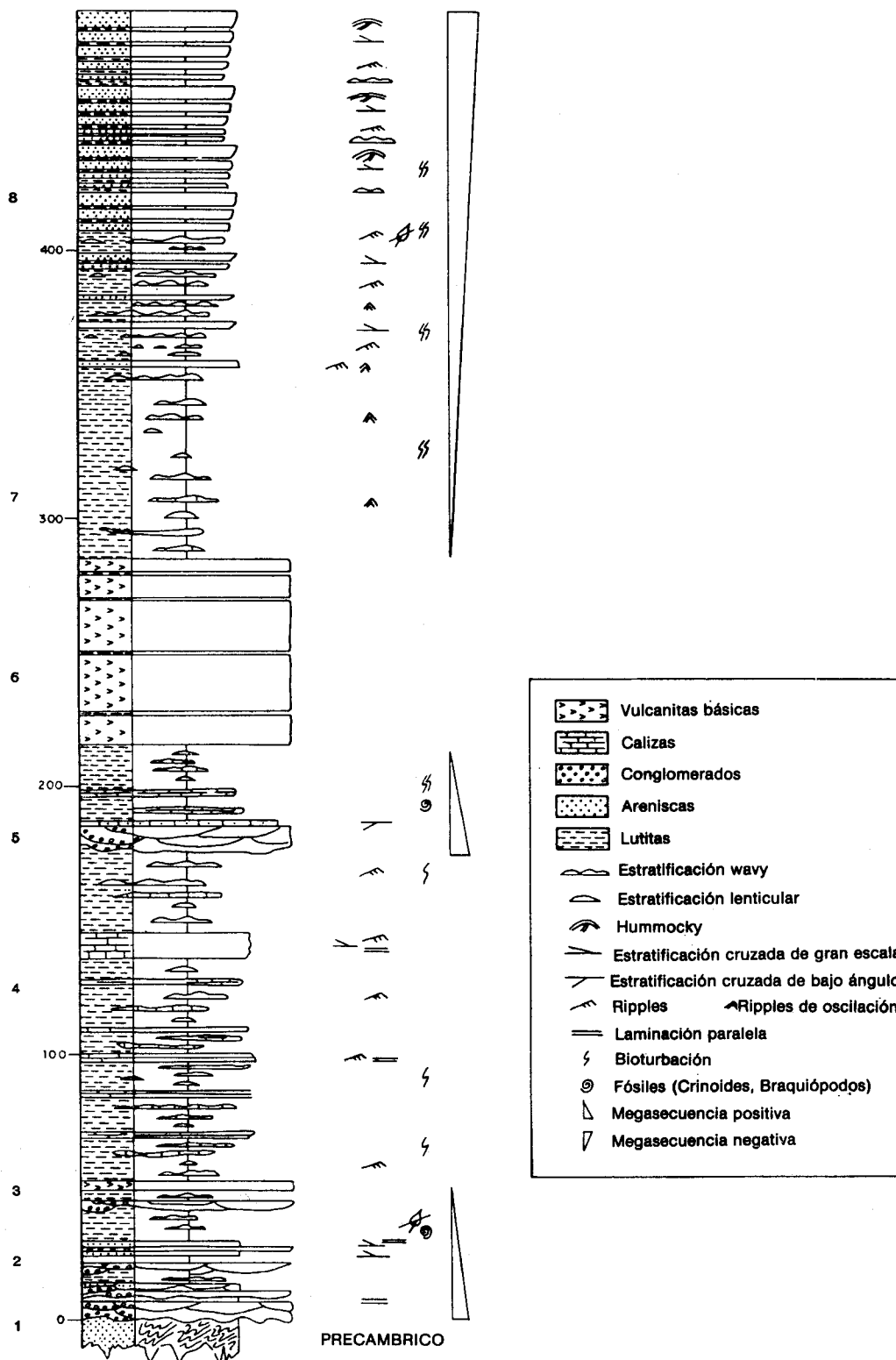


Figura 14.—Columna estratigráfica del Carbonífero Inferior de la banda meridional de la cuenca del Guadiato. Arroyo Fresnedoso, sur de Bélmex.

piroclásticas de idéntica composición. El rasgo más característico de ambos tipos, en muestra de mano, es su estructura vacuolar, que está bien desarrollada en todo el paquete.

Petrográficamente, las rocas presentan una textura microlítica-vacuolar, compuesta de fenocristales de albita, alterados parcialmente a calcita y epidota, en una mesostasis de microlitos de albita esquelética, clorita±calcita±epidota±hidróxidos de hierro y vidrio.

No quedan restos de antiguos ferromagnesianos, siendo, sin embargo, numerosos los procesos de post-cristalización, marcados por la pseudomorfosis de las plagioclasas en carbonatos, así como por el relleno de fisuras por calcita.

Las vacuolas están rellenas por minerales de baja temperatura, principalmente clorita y calcita y, en menor proporción, hidróxidos de hierro. Estas vacuolas son contemporáneas de un proceso de desgasificación submarino poco profundo.

Algunos de los tramos corresponden a tobas espilíticas, con fragmentos de espilitas, calizas y cuarcitas. Los fragmentos carbonatados contienen fundamentalmente «grainstones» bioclásticos y oolíticos. La presencia de materiales tobáceos apoya que el proceso de formación de los mismos ocurriese en un medio marino poco profundo.

*Punto 7.* Pocos metros por encima de las espilitas aparece una secuencia fundamentalmente lutítica, de unos 80 m. de espesor, en la que se intercalan cuerpos centimétricos de areniscas, con estructura lenticular u ondulada.

La esquistosidad de fractura, muy desarrollada en este tramo, dificulta la observación. No obstante, se puede observar «ripples», de oscilación y de corriente, en los nivelillos arenosos, y la bioturbación de los niveles lutíticos.

*Punto 8.* El tramo lutítico anterior constituye el inicio de una megasecuencia estrato y granocreciente, de unos 300 m. de potencia, construida por numerosas secuencias arenosas más delgadas, también negativas, en

las que se intercalan lutitas extremadamente bioturbadas.

Las estructuras sedimentarias de estas areniscas son bastante abundantes y variadas. Las más significativas son: laminación paralela, «ripples» de corriente y de oscilación, «convolute bedding», «hummocky cross-bedding», granoselección poco marcada, y, localmente, «ripples» de interferencia.

Con excepción de huellas de carga, las estructuras de muro son muy escasas, y muestran gran dispersión de direcciones.

Muchas de las capas arenosas presentan a techo un tapiz milimétrico de una arenisca de grano fino con abundantes briznas de plantas maceradas. Es en esta película donde han aparecido los restos de *Lepidodendron losse- ni* y *Archaeocalamites scrobiculatus*.

La interpretación paleoambiental en este tramo es la que se ha expuesto anteriormente, de una plataforma somera dominada por tormentas. El punto más controvertido en este corte es la ciclicidad que presenta en su mitad superior. En ejemplos similares de otras áreas la ciclicidad se ha interpretado como el resultado de ascensos y descensos repetidos del nivel del mar (MOUNT, 1982), posiblemente ligados, en nuestro caso, a actividad tectónica.

## EL VALLE DE LOS PEDROCHES

V. GABALDON.—Div. de Geología. IGME.

F. PEREZ-LORENTE.—Col. Univ. de la Rioja.

C. QUESADA.—Div. de Geología. IGME.

Constituyen los afloramientos más septentrionales y de mayores dimensiones de toda la región, y poseen la peculiaridad de prolongarse a ambos lados de todos los límites propuestos por diferentes autores, entre las zonas de Ossa-Morena y Centroibérica. Una transversal comprendida entre Villanueva del Duque y Pozoblanco ha sido estudiada con detalle por PEREZ LORENTE (1979) desde el punto de vista sedimentológico y estructural.

La complejidad estructural de la zona, con

superposición de estructuras debidas a tres fases de plegamiento sucesivas, y la falta de niveles guía continuos limitan en gran medida el reconocimiento de estos materiales. En conjunto, la sucesión esquemática de este sector consta de los siguientes términos:

— Una parte inferior de tipo volcánico y vulcanoclástico que presenta numerosos cambios de facies y de espesor. La manifestación ígnea más antigua corresponde a vulcanitas básicas de composición basáltica efusivas en condiciones submarinas, pues son muy comunes las estructuras de «pillow-lavas». Asimismo es frecuente encontrar materiales piroclásticos de idéntica composición intercalados entre las coladas.

Lateralmente estas vulcanitas básicas pasan a «polvos de hematites», que en el sector de Monterrubio de la Serena alcanzan espesores de varios centenares de metros.

Sobre los materiales básicos se sitúan rocas volcánicas ácidas de tipo piroclástico (tobas, tobas soldadas y cenizas). Su espesor es menor que el de las rocas básicas (varias decenas de metros) y pueden incluso faltar.

Intercalados en la acumulación volcánica existen niveles de pizarras verdes idénticas a las que se sitúan sobre ella. Asimismo, hacia la parte alta de la secuencia vulcanoclástica se intercalan niveles de calizas y de productos de la erosión de los aparatos volcánicos. Tales calizas aparecen siempre como capas clásticas discontinuas, constituidas por elementos calcáreos y detríticos retrabajados. Los clastos carbonatados incluyen facies de tipo arrecifal y otras, de aguas muy someras, con abundantes fragmentos de bioclastos, algas y oolitos.

— La parte superior de la secuencia ha sido considerada como correspondiente a una sedimentación de tipo turbidítico (PEREZ LORENTE, *op. cit.*), característica de un sistema deposicional de abanicos submarinos profundos.

Sin embargo, trabajos sedimentológicos en curso han puesto de manifiesto la existencia de evidencias claras de que la sedimentación ocurrió en áreas marinas someras (véase

la descripción de litofacies que sigue). Este hecho, unido a la falta de algunos elementos característicos de abanicos profundos (fundamentalmente ausencia de ciclicidad, inexistencia de «slumpings») permiten cuestionar razonablemente la interpretación anteriormente expuesta.

Si bien por el momento no se dispone de un modelo evolutivo coherente para este sector, a causa fundamentalmente de la complejidad estructural que ha impedido el levantamiento de una columna litológica completa, las evidencias disponibles permiten considerar que, en conjunto, la sedimentación tuvo lugar en una plataforma somera, generalmente por encima del nivel máximo del oleaje, en la que el mecanismo principal de aporte de los sedimentos serían las tormentas (gran abundancia de estructuras «hummocky»). Por tanto, se trataría de ambientes bastante parecidos a los representados en la banda meridional de la cuenca del Guadiato.

Son cinco las asociaciones de facies principales de este sector (fig. 15).

#### 1. Facies canalizadas

Las facies canalizadas del Carbonífero en Los Pedroches, forman parte del tramo del Tiradero (PEREZ LORENTE, 1979). Están constituidas fundamentalmente por areniscas de grano medio-grueso y microconglomerados polimícticos en los que dominan los cantos de cuarzo, cuarcita, cuarcita negra, y en menor proporción de rocas metamórficas, con textura «clast-support», en una matriz arenosa. Localmente incluyen cantos blandos. El espesor de los bancos varía de 0,5 a 1,5 m., en general con bases marcadamente erosivas y organizadas en secuencias granodecrecientes, típicas de relleno de canal. Respecto a la estructura interna, suelen ser masivos, o con estratificación cruzada de gran escala, ocasionalmente con «ripples» a techo.

En la zona del Tiradero, aparecen algunos canales cuyo relleno es arenoso y con gran cantidad de cantos blandos con una estructura caótica, que se interpretan como de re-



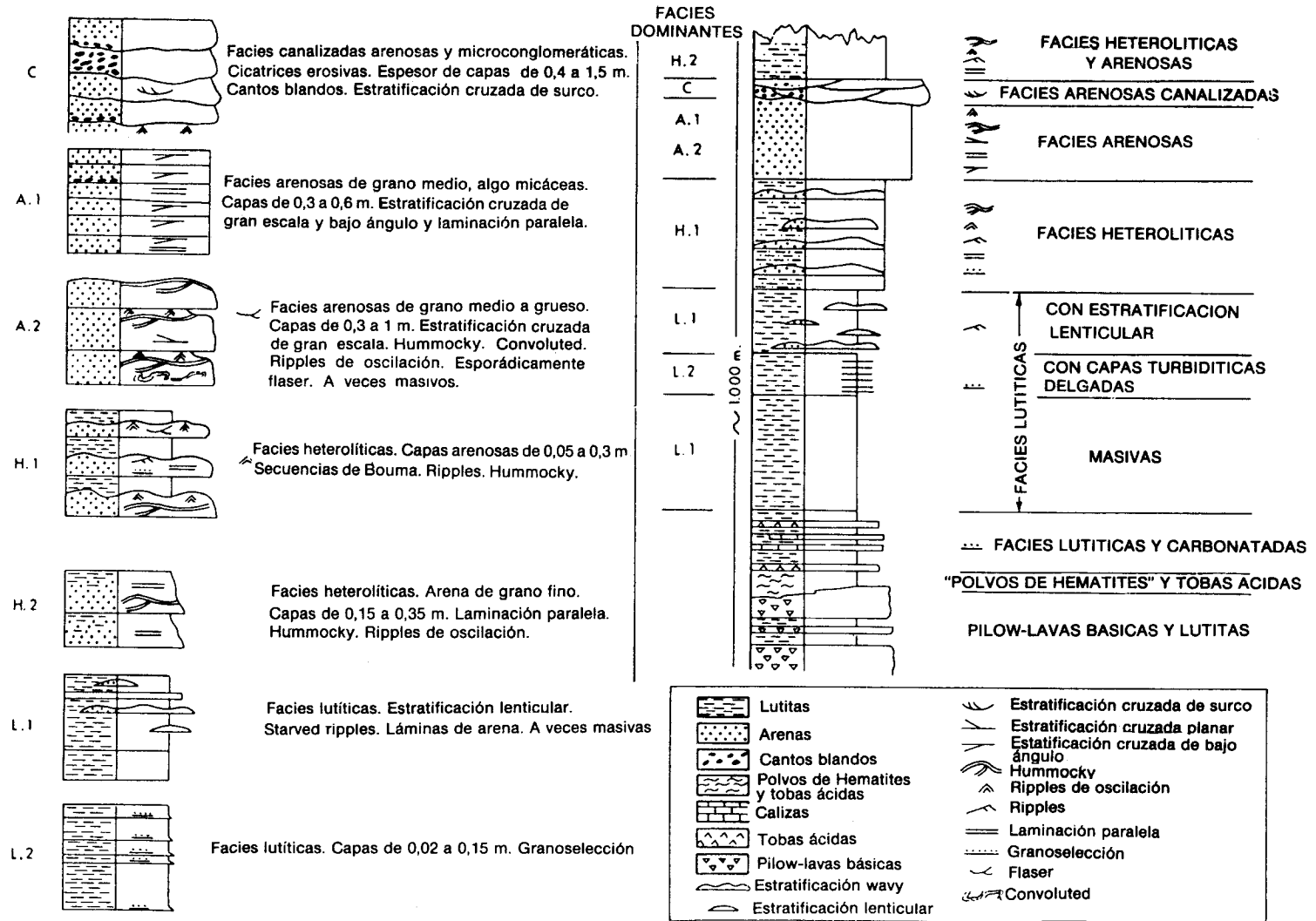


Figura 15.—Asociaciones de facies y esquema de columna estratigráfica del Carbonífero de Los Pedroches.

lleno de canal en régimen de transporte en masa, probablemente debido a actividad de tormentas. En conjunto, el sistema de canales del Tiradero responde a una geometría de tipo *braided*.

## 2. Facies no canalizadas

Dejando aparte las rocas volcánicas ácidas y básicas, las facies no canalizadas las hemos agrupado en cuatro grupos: arenosas, heterolíticas, limolítico-arcillosas y carbonatadas.

### 2.1. Facies arenosas:

Forman la mayor parte del tramo del Tiradero (PEREZ LORENTE, 1979). En general, son de grano medio o medio a fino, estratificadas en capas que varían de pocos centímetros a un metro, y con un apreciable contenido en micas; a veces con cantos blandos, y en general nada o muy poco bioturbadas. La estructura interna más abundante, cuando no son masivas, es laminación paralela o cruzada de gran escala y bajo ángulo, localmente con *megaripples* de oscilación a techo. Los niveles más delgados, centimétricos, están formados por «ripples» de oscilación y esporádicamente con estratificación «flaser».

No se aprecian ciclos en cuanto a espesor de estratos o granulometría. Únicamente a techo de las facies canalizadas del Tiradero, hay una serie granodecreciente con arenas de grano fino a la base y lutitas hacia el techo. Las arenas presentan una estructura interna análoga a la definida por CAMPBELL (1966) como «truncated wave ripple laminae», y más tarde denominada «hummocky», y que se atribuyen a capas sedimentadas durante tormentas.

### 2.2. Facies heterolíticas:

Constituyen una alternancia centimétrica, a veces decimétrica, de areniscas de grano medio o fino, y lutitas. Las lutitas están algo bioturbadas, si bien la esquistosidad hace di-

fícil la observación de estructuras sedimentarias.

Las areniscas, en general, aparecen como estratificación «wavy», y pueden diferenciarse dos subfacies, una constituida por «ripples» de oscilación y estratificación «flaser» y otra, con granoselección como estructura más dominante, si bien en muchas ocasiones tienen granoselección y «ripples» a techo, formando secuencias de Bouma incompletas.

Estas facies heterolíticas las interpretamos como sedimentadas en la zona de tránsito entre el «shoreface» y el «offshore», atribuyendo el mecanismo fundamental de aporte de sedimento arenoso a corrientes provocadas por tormentas y retrabajadas por oleaje. Las lutitas serían el sedimento autóctono de decantación durante las épocas en que no había actividad de tormentas.

### 2.3. Facies limolítico-arcillosas:

En general son masivas y la esquistosidad hace difícil, cuando no imposible, la observación de estructuras sedimentarias. No obstante, se pueden diferenciar tres subfacies: Lutitas masivas, poco o nada bioturbadas y de tonos verdosos o gris oscuro; lutitas con estratificación lenticular, de arenas muy finas, formando «ripples» aislados («starved ripples»), a veces apilados, o niveles horizontales milimétricos y discontinuos; la última subfacies está constituida por capas que varían entre 1 y 15 cm. de lutitas con granoselección. En conjunto las facies limolítico-arcillosas son un paso gradual en vertical de las facies heterolíticas. Consideramos que estas facies se han sedimentado «offshore», en donde las capas con granoselección corresponderían a facies muy distales de capas de tormenta.

### 2.4. Facies carbonatadas:

Aparecen únicamente hacia la base de la serie, interestratificadas con lutitas masivas y con rocas volcánicas. Son «grainstones» de

intraclastos y fragmentos de fósiles, con granoselección muy marcada. En la base, por su tamaño de grano, son conglomeráticas y hacia el techo tienen laminación paralela y «ripples». Constituyen capas «turbidíticas» que atribuimos a la destrucción de barras bioclásticas por la actividad de tormentas.

La ordenación en vertical de dichas facies, aún no se conoce de manera precisa. No obstante, de manera esquemática, se puede avanzar la siguiente columna, de techo a muro (fig. 15).

- Facies heterolíticas.
- Facies arenosas canalizadas.
- Facies arenosas no canalizadas.

Arenisca del Tiradero  
(PEREZ LORENTE, 1979)

- Facies heterolíticas.
- Facies limolítico-arcillosas.
- Facies limolítico-arcillosas con granoselección (turbidíticas).
- Facies lutítico-arcillosas masivas.
- Facies carbonatadas.
- Vulcanitas ácidas y polvos de hematites.

El espesor mínimo de esta serie es del orden de 700 m. en el sector del Tiradero.

Los únicos restos fósiles encontrados en los materiales terrígenos, corresponden a briznas inclasificables de plantas muy maceradas y escasos crinoides. Sin embargo, las calizas contienen gran cantidad de fragmentos fósiles (algas, equinodermos, briozoos, foraminíferos) que permiten atribuir a dichos niveles una edad Viseense Medio-Superior (ARMENGOT y MARTINEZ, 1972; CROUSILLES et al., 1976; PEREZ LORENTE, 1979).

### Parada 1

Vulcanitas básicas de la base de la secuencia en el sector del río Guadalbarbo. Se trata de coladas de rocas espilitizadas en las que es frecuente observar estructuras de «pillow-lavas». El número de coladas no se conoce, estando separadas por intercalaciones lutíticas.

En las rocas espilitizadas la composición es de albita y clinopiroxenos como fundamentales, y epidota, calcita, clorita, serpentina, como secundarios.

En las rocas no alteradas la plagioclasa tiene una composición que varía entre  $An_{32}$ - $An_{55}$ .

### Parada 2

Pequeño corte que muestra, de muro a techo:

- Polvos de hematites.
- Lutitas verdosas.
- Niveles carbonatados.

Los polvos de hematites se han interpretado como el equivalente lateral de las vulcanitas básicas, y están compuestas de óxidos de hierro, sericita, cuarzo y clorita.

Los niveles carbonatados presentan granoselección, incluyendo clastos de tamaño grava en la base, y de arena fina en el techo. Las facies representadas en los clastos corresponden a «grainstones» bioclásticos y oolíticos, facies arrecifales de algas, y facies de micritas con fósiles. Se interpretan como capas de tormenta originadas por la destrucción de una plataforma carbonatada.

### Parada 3

Vulcanitas ácidas. Se disponen sobre los tramos anteriores y consisten en cineritas, tobas cristalinas y tobas soldadas, cuyas potencias cambian notablemente de unos sectores a otros, pudiendo incluso estar ausentes.

Mineralógicamente están constituidas de cuarzo, moscovita, biotita, plagioclasa ( $An_0$ - $An_{21}$ ), opacos, calcita, rutilo, titanita, circón, turmalina y fragmentos de vidrio.

### Parada 4

Facies canalizadas y arenosas no canalizadas. Corresponde esta parada al tramo del Tiradero. Se observa un sistema de canales

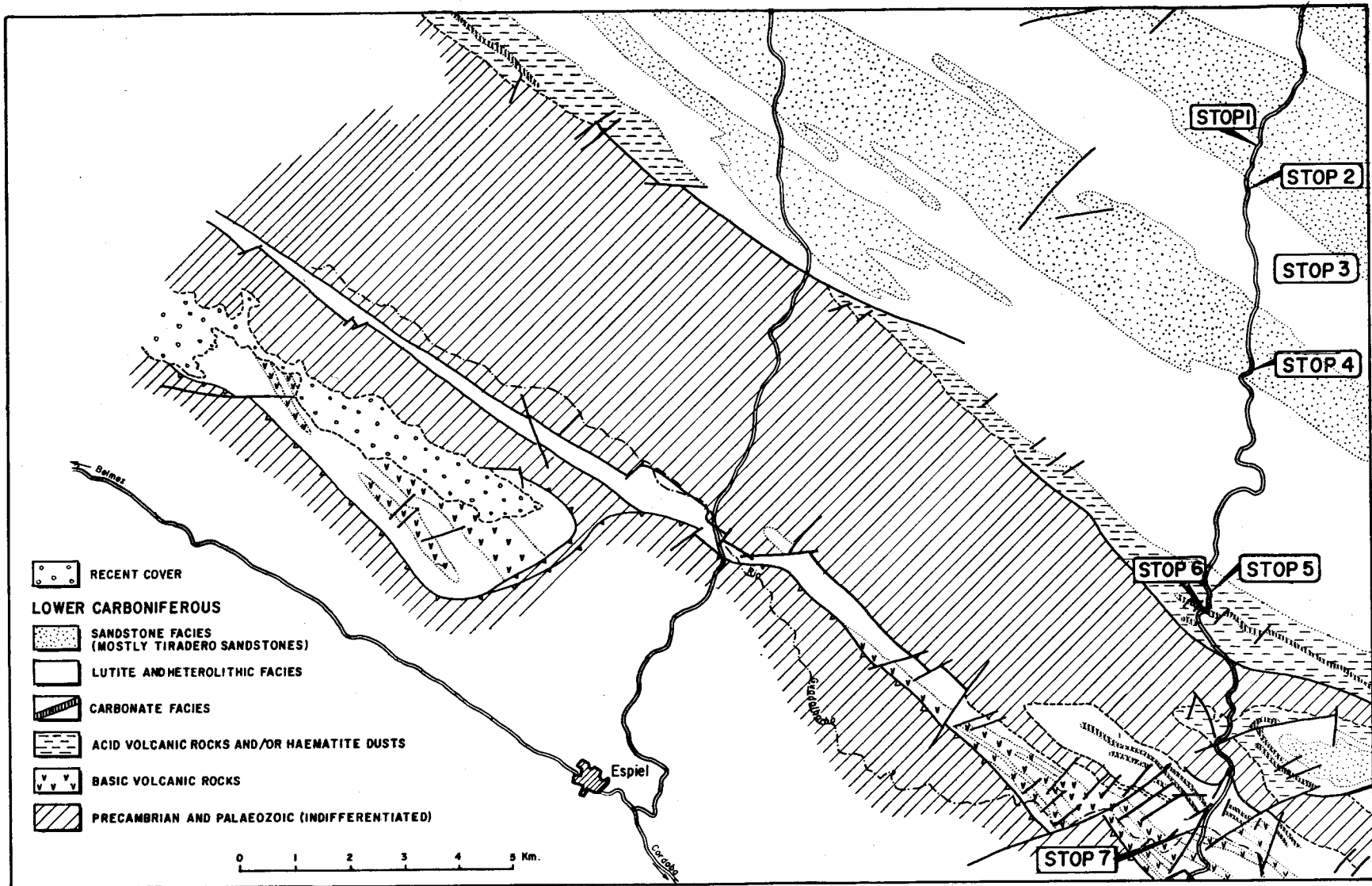


Figura 16.—Esquema cartográfico simplificado del *culm* de Los Pedroches (ligeramente modificado de PEREZ LORENTE, 1979).

«braided» arenosos y microconglomeráticos. El tramo canalizado se sitúa sobre facies arenosas de grano medio-fino, con «ripples» de oscilación y «hummockies».

El espesor del tramo es de unos 15 m. Las capas, marcadamente erosivas, tienen un espesor de 0,5 a 1,5 m., masivas o con estratificación cruzada de gran escala. El relleno de los canales es arenoso o microconglomerático y con «lags» de cantos blandos. Se observa un episodio de transporte en masa, de aspecto caótico, con gran cantidad de cantos blandos en una matriz arenosa.

Hacia el techo la serie pasa a facies arenosas masivas y a lutitas. En las arenas pueden observarse «ripples» de oscilación y «hummockies», estos últimos en arenas de grano fino.

Corresponde este afloramiento a las facies más someras del Carbonífero de la parte sur del Valle de Los Pedroches.

#### Parada 5

Facies limolítico-arcillosas. En esta parada se observan dos subfacies, una de lutitas con granoselección en capas delgadas, y otra, en tránsito gradual desde la anterior, de lutitas con estratificación lenticular. Hacia el muro, en esta zona, se pasa a facies heterolíticas en las que en las arenas se observan «ripples».

Corresponde a sedimentos de «off-shore».

#### Parada 6

Corresponde este afloramiento a una alternancia centimétrica de arenas de grano fino a medio y lutitas. En las arenas se observan «ripples» de oscilación y estratificación «flaser». Las lutitas son masivas, con escasa bioturbación y esporádicamente briznas de plantas.

Se interpreta esta serie como depositada en el tránsito «shoreface-off-shore», dado el contexto en que se encuentra, si bien aisladamente podría corresponder con la zona mixta de una llanura mareal.

#### Parada 7

Facies arenosas. Se observan en este afloramiento areniscas masivas en capas de hasta 0,5 m., con morfología de «megaripples» simétricos en el techo. Alternan con niveles centimétricos de areniscas formadas por «ripples» de oscilación y estratificación «flaser». Son frecuentes las huellas de carga en las bases de las capas arenosas más potentes. No se aprecia tendencia alguna en cuanto a espesor de estratos, sino solamente ciclos positivos de arena de grano medio masivas, y de grano más fino, con «ripples» a techo.

Estas facies se interpretan como sedimentadas en una plataforma somera, probablemente por actividad de tormentas, que daría lugar a los tramos más potentes, masivos, y con retrabajamiento por el oleaje en épocas de calma.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALMARZA, J.; BURGOS, J. C.; CRESPO, J. L., & MATAS, J. (1973).—«Estudio de una serie detrítica en la cuenca carbonífera de Peñarroya-Belmez». *Trab. Pract. Sedim. Univ. Granada*. Inédito.
- ARMENGOT, J., & MARTINEZ, C. (1972).—«El Carbonífero al sur del batolito de Los Pedroches». *Rev. Esp. Micropal.*, núm. extraord., pp. 211-213.
- BAEZA ROJANO, L. J.; RUIZ GARCIA, C., & RUIZ MONTES, M. (1978).—«Presencia de formaciones volcanosedimentarias y mineralizaciones de hierro asociadas en el eje magmático La Coronada-Villaviciosa (Córdoba)». *Bol. Geol. Min.*, t. 89-V, pp. 431-437.
- BAEZA ROJANO, L. J.; RUIZ GARCIA, C.; RUIZ MONTES, M., & SANCHEZ, A. (1981).—«Mineralización exhalativo-sedimentaria de sulfuros polimetálicos en la Sierra Morena cordobesa (España)». *Bol. Geol. Min.*, t. 92-III, pp. 203-216.
- CAMPBELL, C. V. (1966).—«Truncated wave-ripple laminae». *Jour. Sed. Petrologie*, v. 36, pp. 825-828.
- CARBONELL, A. (1917).—«Cuenca carbonífera de los Hatillos. Hullas de Valdeinfierno». *Rev. Minera*, t. 35.
- CROUSILLES, M.; DIXSAUT, C.; LYS, M., & TAMAIN, G. (1976).—«Sur les calcaires du Carbonifère inférieur du Nord de Cordoue (Espagne) et leur âge Viséen supérieur d'après leur microfaune». *Ann. Soc. Géol. Nord*, vol. 46, núm. 4, pp. 399-406.
- CHACON, J.; DELGADO QUESADA, M., & GARROTE, A. (1974).—«Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)». *Bol. Geol. Min.*, t. 85-VI, pp. 713-717.

- DELGADO QUESADA, M. (1971).—«Esquema geológico de la hoja núm. 878 de Azuaga (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, t. 82-III-IV, pp. 277-286.
- DELGADO QUESADA, M.; LIÑAN, E.; PASCUAL, E., & PEREZ LORENTE, F. (1977).—«Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central». *Studia Geologica*, vol. 12, pp. 75-90.
- DELGADO QUESADA, M.; GARROTE, A., & SANCHEZ CARRETERO, R.—«El magmatismo de la alineación La Coronada-Villaviciosa de Córdoba en su mitad oriental (Zona Ossa-Morena)». *V Reun. Grupo Ossa-Morena, 1983*. (Este volumen.)
- ELLIOT, T. (1974).—«Interdistributary bay sequences and their genesis». *Sedimentology*, vol. 21, pp. 611-622.
- ELLIOT, T. (1975).—«The sedimentary history of a delta lobe from a Yoredale (Carboniferous) cyclothem». *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, vol. 40, pp. 505-536.
- GABALDON, V.; GARROTE, A., & QUESADA, C. (1983). «Las cuencas de Valdeinfierno y Benajárfate (Tournaisense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarraña (Zona de Ossa-Morena)». *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 69, fasc. 2, pp. 209-218.
- GABALDON, V.; GARROTE, A., & QUESADA, C.—«El Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena». *X I.C.C.* (en prensa).
- GARROTE, A. (1976).—«Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarraña (provincia de Córdoba). Sierra Morena Central». *Mem. e Not. Colmbra* núm. 82, pp. 17-39.
- GARROTE, A. & BROUTIN, J. (1979).—«Le bassin Tournaisien de Benajárfate (province de Cordoue, Espagne). Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques». *C.R. 104 Cong. Nat. Soc. Sav., Bordeaux*, fasc. 1, pp. 175-184.
- GARROTE, A.; DELGADO QUESADA, M., & CONTRERAS, M. C.—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2.ª serie (MAGNA). Hoja núm. 900: La Cardenosa». *I.G.M.E.* (en prensa).
- GARROTE, A. & SANCHEZ CARRETERO, R. (1983).—«Materiales volcanoclásticos en el Carbonífero inferior, al S-SW de Villaviciosa de Córdoba (Zona de Ossa-Morena)». *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 69, fasc. 2, pp. 249-257.
- I.G.M.E. (1971).—«Mapa Geológico de España, escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja núm. 69: Pozoblanco». *Serv. Publ. IGME*.
- JONGMANS, W. J. (1949).—«Note préliminaire sur la flore du Val d'Infierno». *Not. y Com. IGME*, vol. 19, pp. 189-193.
- JONGMANS, W. J., & MELENDEZ, B. (1950).—«El hollero inferior de Valdeinfierno». *Estudios Geológicos*, t. 5, núm. 9-10, pp. 191-210.
- MALLADA, L. (1898-1927).—«Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo III: Sistemas Devoniano y Carbonífero». *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 415 pp.
- MELENDEZ, B., & MINGARRO, F. (1962).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, primera serie. Hoja núm. 899: Guadalcanal». *IGME*.
- MOUNT, F. J. (1982).—«Storm-surge-ebb origin of hummocky cross-stratified units of the Andrews Mountain Member, Campito Formation (Lower Cambrian) White Inyo Mountains, eastern California». *Jour. Sed. Petrol.*, 52-3, 941-958.
- PASCUAL, E., & PEREZ LORENTE, F. (1975).—«El magmatismo ácido superficial al Sur de Villanueva del Rey-Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena, Córdoba)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 6, pp. 15-30.
- PEREZ LORENTE, F. (1979).—«Geología de la Zona Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba)». *Tesis Doct. Univ. Granada* núm. 281, pp. 1-340.
- QUESADA, C., & GARROTE, A. (1983).—«Carboniferous geology of the Sierra Morena. Guidebook of Field Trip D». *X I.C.C.*, Madrid, septiembre 1983.
- RAAF, J. F. M.; BOERSMA, J. R., & GELDER, A. (1977). «Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland», *Sedimentology*, vol. 24, páginas 451-483.
- ROUTHIER, P. (1963).—«Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche». *Masson et Cie*. Paris.
- WAGNER, R. H. (1978).—«The Valdeinfierno sequence (prov. Córdoba): its tectonic, sedimentary and floral significance». *Ann. Soc. Géol. Nord.*, vol. 98, pp. 59-66.