

La cuenca pérmica del río Viar, SO de España: Análisis petrográfico de las areniscas

SONIA SIERRA y CARMEN MORENO

*Departamento de Geología, Universidad de Huelva,
21819 Palos de la Frontera, Huelva, España*

RESUMEN

La cuenca intramontañosa pérmica del río Viar es la más meridional de las cuencas paleozoicas posthercínicas del Macizo Hespérico en su parte española; se localiza justo en el límite entre las Zonas de Ossa-Morena (ZOM) y Surportuguesa (ZSP). Contiene un relleno tipo «molasa» de sedimentos fluviales y lacustres con intercalaciones de coladas de lavas básicas.

Las areniscas se muestran en «capas rojas» de la típica facies pérmica y forman parte de la denominada Secuencia Detrítica Roja (SDR), definida por Simancas (1983) en la cuenca del río Viar. Su estudio petrográfico muestra una composición media de $Q_{14,2}F_{10,6}R_{75,16}$, tratándose pues de litarenitas y grauvacas líticas, con un contenido en matriz entre 7,5-30%. Son areniscas caracterizadas por una gran inmadurez textural y composicional. Se distribuyen en dos poblaciones petrográficas que representan la influencia de dos áreas fuente distintas: población 1 ($Q_{38,08}F_{33,49}L_{28,41}$) asociada a la influencia inmediata de la ZSP y población 2 ($Q_{52,24}F_0L_{47,75}$) en relación con la ZOM.

El análisis textural y composicional de las areniscas de la SDR pone de manifiesto que la extensión y geometría actuales de la cuenca del Viar están condicionadas por la actividad tectónica del límite ZSP-ZOM que, además, no fue un borde de cuenca original. Por el contrario, el límite suroccidental de la cuenca (que la pone en contacto con la ZSP) sí constituyó un borde deposicional durante algún intervalo de los tiempos pérmicos. El área de drenaje fundamental se localizaba en regiones más septentrionales de la ZOM, las cuáles debían configurar relieves abruptos respecto a las cotas topográficas de la ZSP.

Los estudios de procedencia proporcionan dos entornos geotectónicos diferentes (arco magmático y orógeno reciclado) para la cuenca del Viar durante el Pérmico.

Palabras clave: Cuenca del Viar, Pérmico, petrografía de areniscas, petrología sedimentaria.

ABSTRACT

The Río Viar permian intermontane basin is the southernmost post-hercynian palaeozoic basin in the Spanish part of the Iberian Massif, located just on the limit between the Ossa-Morena Zone (OMZ) and the South Portuguese Zone (SPZ) of this massif. It is filled up by molasse-type fluvial and lake sediments, interbedded with basic lava flows.

Sandstones in this basin show a typical permian red bed facies, constituting the so-called Detritic Red Sequence (DRS), as defined by Simancas (1983). They consist in litharenites and lithic graywackes, largely characterized by textural and compositional immaturity, with a mean composition of $Q_{14.2}F_{10.6}R_{75.16}$ and a matrix content ranging from 7,5 to 30%. Two distinct petrographic populations can be distinguished therein, showing the influence of different source areas. Population 1 ($Q_{38.08}F_{33.59}L_{28.41}$) shows the influence of a SPZ source, whereas population 2 ($Q_{52.54}F_{0}L_{47.45}$) is related to OMZ source rocks.

Textural and compositional analysis of sandstones in the SDR shows that the actual extension and shape of the Río Viar Basin are in relation with tectonic activity of the OMZ-SPZ limit, which was not, in addition, an original limit of the basin. In contrast, its southwestern limit, contacting with SPZ materials, was a depositional border, at least during a time interval within the permian period. The main source area was located in northern regions of the OMZ, which should have made abrupt reliefs at that time, in comparison with the topographic height of SPZ materials.

Provenance studies are consistent with two geodynamic depositional environments for the permian Viar basin: magmatic arc and recycled orogen.

Key Words: Viar Basin, Permian, sandstone petrography, sedimentary petrology.

INTRODUCCIÓN

El Pérmico supuso un punto de inflexión para numerosos acontecimientos en la historia geológica de nuestro planeta: fin de la era paleozoica con las últimas manifestaciones tectónicas hercínicas, inicio del rifting y de la fragmentación de la Pangea, modificación profunda de las floras y de las faunas e intensos cambios paleoclimáticos (Broutin *et al.*, 1994).

El Pérmico de la Península Ibérica esta representado por depósitos detrí-

ticos y volcánicos, cuyas características generales recuerdan a las secuencias pérmicas de Europa Occidental. La tectónica de fractura que afectó al Macizo Hercínico durante el Carbonífero Superior (Arthaud & Matte, 1975 y 1977; Capote, 1978; Alvaro, Capote & Vegas, 1979), condicionó la geometría y distribución de las cuencas pérmicas, sus características sedimentológicas y la existencia de un magmatismo siempre presente (Sopeña *et al.*, 1977; Virgili, 1983; Virgili *et al.*, 1983). Constituyen afloramientos de pequeña extensión, con espesores variables de sedimentos fuertemente marcados por una tectónica sinsedimentaria.

En las zonas meridionales de la Meseta Ibérica, los depósitos pérmicos, aunque de escasa potencia, representan un registro continuo desde finales del Estefaniense hasta el Autuniense inferior (Broutin, 1981). Este hecho contrasta con las frecuentes discordancias que se observan en otras áreas de la Península Ibérica (Zona Cantábrica, Pirineos y Rama Meridional de la Cordillera Ibérica). Desde el punto de vista paleobotánico, las asociaciones de fósiles incluyen especies procedentes de Gondwana entre una abundante flora Euroamericana. Esta mezcla floral no se conoce en ningún otro depósito de edad equivalente en Europa Occidental y les otorga a las cuencas del borde SO de la Meseta connotaciones paleogeográficas muy importantes (Broutin, 1978, 1981 y 1983; Quesada & Garrote, 1983; Quesada, Robardet & Gabaldón, 1990). La existencia de especies Euroamericanas y Gondwanenses indica una conexión geográfica con el megacontinente sureño. Esta mezcla floral se produjo en el resto de la Península y Europa posteriormente, durante el Triásico. El retraso en la colonización vegetal del resto de Laurentia se debió, probablemente, a la existencia de altos relieves en la zona norte de Ossa-Morena que actuaron a modo de barrera (Broutin, 1978).

La cuenca del río Viar es la más extensa y potente de las del borde SO de la Meseta y reúne unas condiciones excepcionales para el estudio del relleno que las caracteriza. Su localización en el límite entre las Zonas Surportuguesa y de Ossa-Morena la convierte, además, en testigo de excepción de la evolución de este importante contacto durante el Paleozoico terminal.

En este trabajo se estudia la petrografía de las areniscas de la cuenca del río Viar, a fin de determinar la procedencia de los sedimentos, la influencia de los procesos que condicionaron el depósito, y la posible existencia de una barrera topográfica como parece deducirse de los datos paleobotánicos (Broutin, 1978).

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca del río Viar se sitúa en el extremo oriental de la Zona Surportuguesa (ZSP), al sur de la Zona de Ossa-Morena (ZOM). Es una estrecha depresión de unos 30 Km de longitud y 5-6 Km de anchura, orientada en direc-

ción NNO-SSE (Figs. 1 y 2). Limita al NE mediante contacto mecánico (falla del Viar) con materiales metasedimentarios e ígneos de la ZOM. Su borde SO es un límite deposicional que la pone en contacto con las rocas de la ZSP (unidades devónicas y carboníferas de la Faja Piritica y rocas ígneas tardihercínicas: granito del Berrocal, granodiorita de Los Melonares y diques de diabasas de Castilblanco de los Arroyos). Hacia el SE desaparece bajo los sedimentos terciarios de la Depresión del Guadalquivir. Su geometría, orientación y extensión cartográfica actual están condicionadas principalmente por la actividad tectónica del límite ZSP-ZOM.

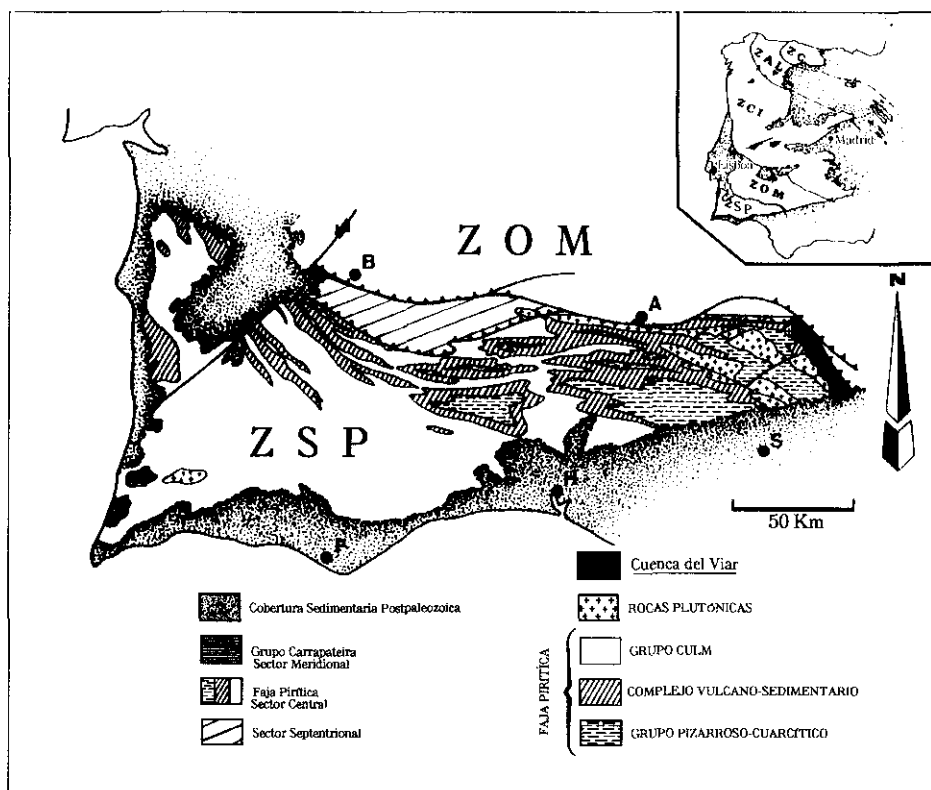


Fig. 1.—Mapa geológico del SO Ibérico. En la esquina superior derecha se incluye un esquema de las divisiones del Macizo Hercínico. LEYENDA: ZC: Zona Cantábrica; ZAL: Zona Asturoccidental Leonesa; ZCI: Zona Centro-Ibérica; ZOM: Zona de Ossa-Morena; ZSP: Zona Surportuguesa. POBLACIONES: A: Aracena; B: Beja; F: Faro; H: Huelva; S: Sevilla.

Fig. 1.—Geological map of the Southwestern Iberian Peninsula. At upper-right corner is a sketch map of the Iberian Massif Zones. GEOLOGICAL ABBREVIATIONS: ZC: Cantabrian Zone; ZAL: Western Asturian-Leonese Zone; ZCI: Central-Iberian Zone; ZOM: Ossa-Morena Zone; ZSP: South-Portuguese Zone. POPULATIONS: A: Aracena; B: Beja; F: Faro; H: Huelva; S: Sevilla.

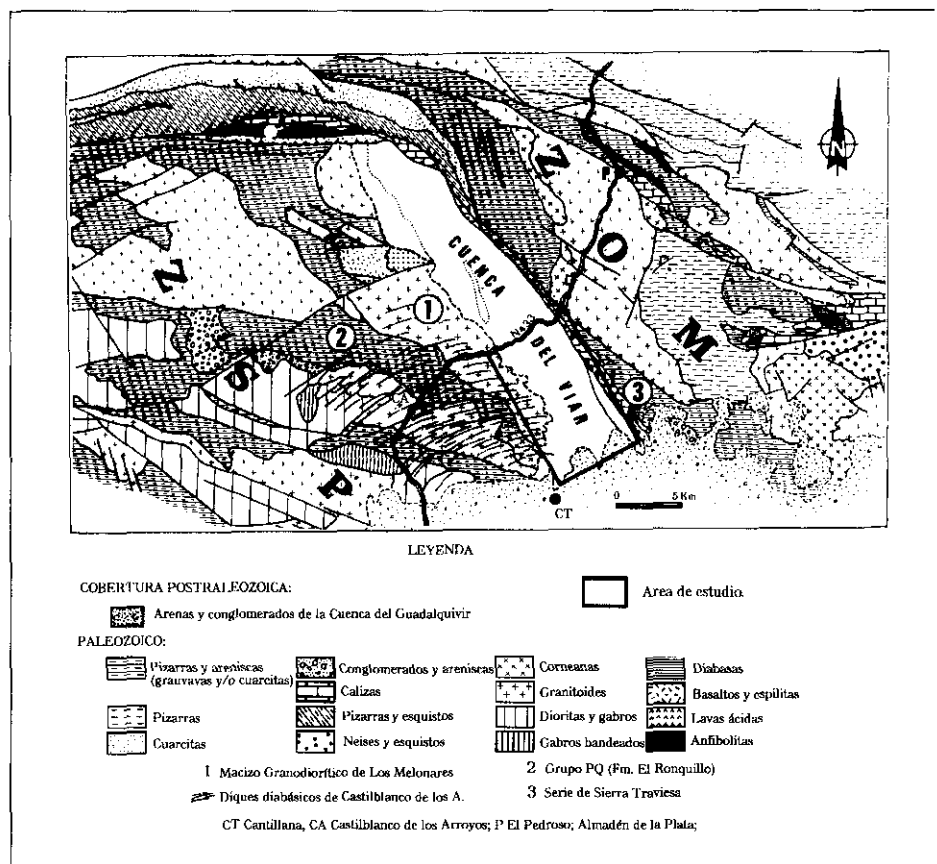


Fig. 2.—Geología del entorno de la Cuenca del Viar. Area de estudio en el recuadro.

Fig. 2.—Detailed geological map showing the round areas of the Viar Basin. Study area is squared.

Las rocas de la cuenca del Viar son detríticas con intercalaciones de basaltos. Contiene abundante flora que data el depósito de Estefaniense superior-Autuniense (Gavala, 1927; Simon, 1951; Sanz & Ledesma, 1975; Brouin, 1981). La columna estratigráfica está formada por las siguientes unidades litológicas (según Simancas, 1983):

- Miembro basáltico y detrítico rojo de Gargantafría (M_1)
- Miembro detrítico-silíceo gris de Los Canchales (M_2)
- Miembro basáltico superior (M_3)
- Miembro detrítica rojo y carbonático inferior (M_4)
- Miembro detrítico rojo y carbonático superior (M_5).

Estos materiales fueron depositados en medios fluviales de tipo «braided»

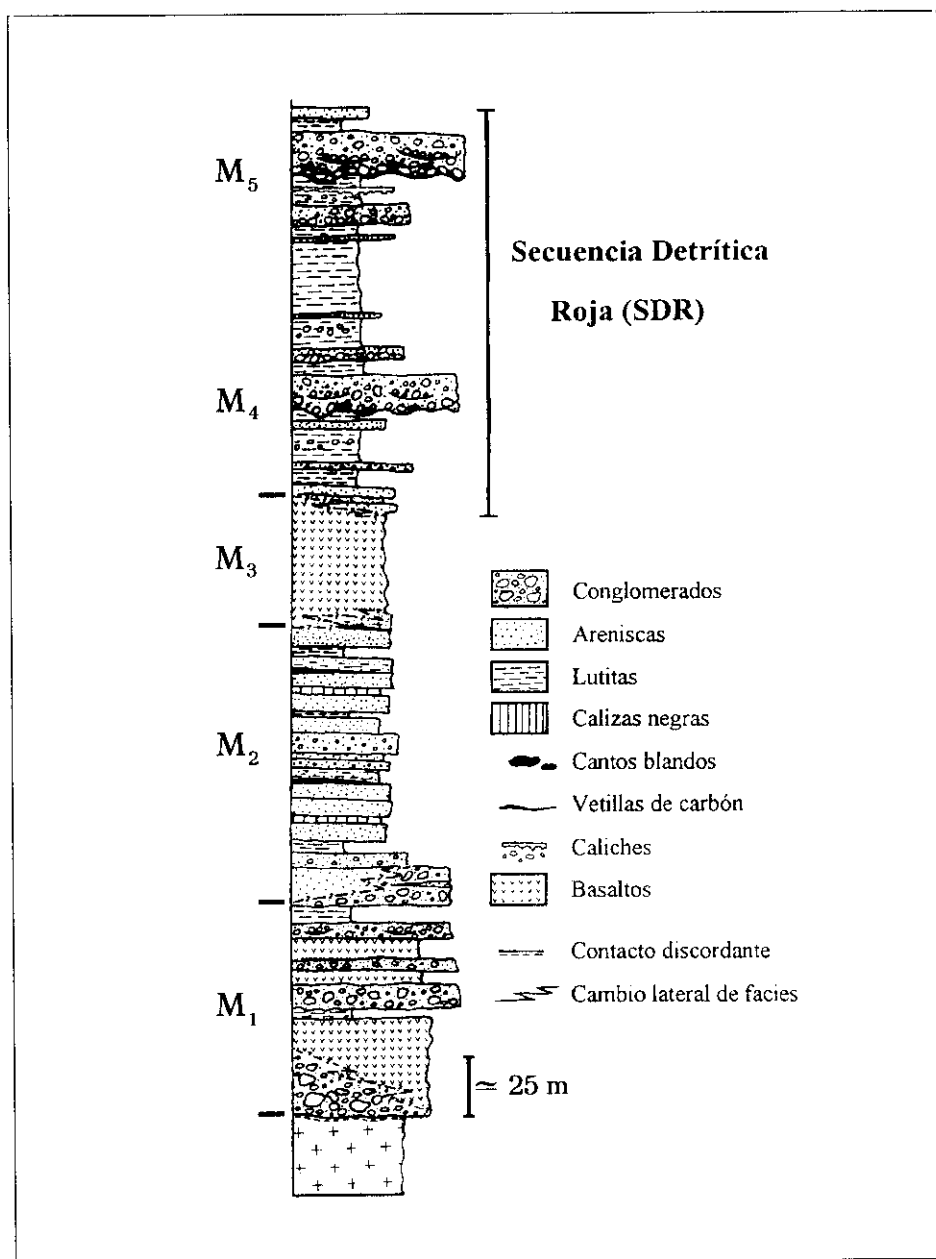


Fig. 3.—Columna estratigráfica general de la Cuenca del Viar.

Fig. 3.—Stratigraphic log of the Viar Basin deposits.

(capas rojas) y lacustres (capas grises); los basaltos son de naturaleza toleítica olivínica (Simancas, Broutin & Gabaldón, 1983). Las unidades superiores (M_4 y M_5) constituyen lo que Simancas (1983) denominó «Secuencia Detrítica Roja» (SDR).

Este estudio se centra en el sector meridional de la cuenca, donde sólo afloran los sedimentos de la SDR. Son capas rojas de origen fluvial constituidas por dos megasecuencias de conglomerados, areniscas y lutitas con carbonatos de origen edáfico (caliches). La figura 3 muestra la columna estratigráfica representativa de la cuenca.

METODOLOGÍA

El muestreo de las areniscas de la SDR del área de estudio se ha realizado según perfiles paralelos a las dos dimensiones extremas de la cuenca, con el fin de detectar tanto la influencia del área fuente, como la del proceso sedimentario (Fig. 4). Se han estudiado 31 muestras de areniscas tomadas de la base de los estratos, teniendo en cuenta que, en esta parte, la concentración de los fragmentos de roca es mayor (Blatt, 1967). Las láminas delgadas utilizadas son de tamaño *standard* (960 mm²).

El estudio petrográfico se ha desarrollado en dos fases: identificación pormenorizada de los componentes de las areniscas y de sus texturas, y análisis modal de la trama.

Para el *análisis textural* se han realizado medidas del tamaño de grano y selección («*sorting*»), grado de redondeamiento, fábrica (tipo de contactos entre granos e índice de empaquetamiento) y ordenamiento interno (orientaciones y/o paralelismo de granos y microestructuras sedimentarias). Los ábacos utilizados en la cuantificación de los citados parámetros son: *escala de tamaño de grano standard* de Wentworth (1922), *tabla de cuantificación del sorting de Compton* (1962), *tabla de redondeamiento de Powers* (1953), e *índice de empaquetamiento (I_c) de Emery & Griffiths* (1954): $I_c = (Nc \times D)/L$, siendo Nc: número de contactos grano a grano en L; D: diámetro de grano medio y L: longitud total de la transversal de la lámina delgada.

Para el *análisis modal* se han seleccionado 20 muestras de areniscas de grano medio a grueso, con el fin de conjugar la fiabilidad estadística del conteo con una más fácil identificación de los fragmentos de rocas según los conceptos de Dickinson (1985). Se han contado 1200 puntos por lámina, asumiendo un error analítico del 2% y considerando un índice de Chayes superior a 60, para que tan sólo una lámina sea representativa de la composición modal de la arenisca de la cual procede (Roubault, 1963). La red se ha establecido con una separación horizontal de 1/3 mm y vertical de 1 mm. El porcentaje volumétrico de cada categoría de grano se ha determinado con un contador de puntos marca Swift.

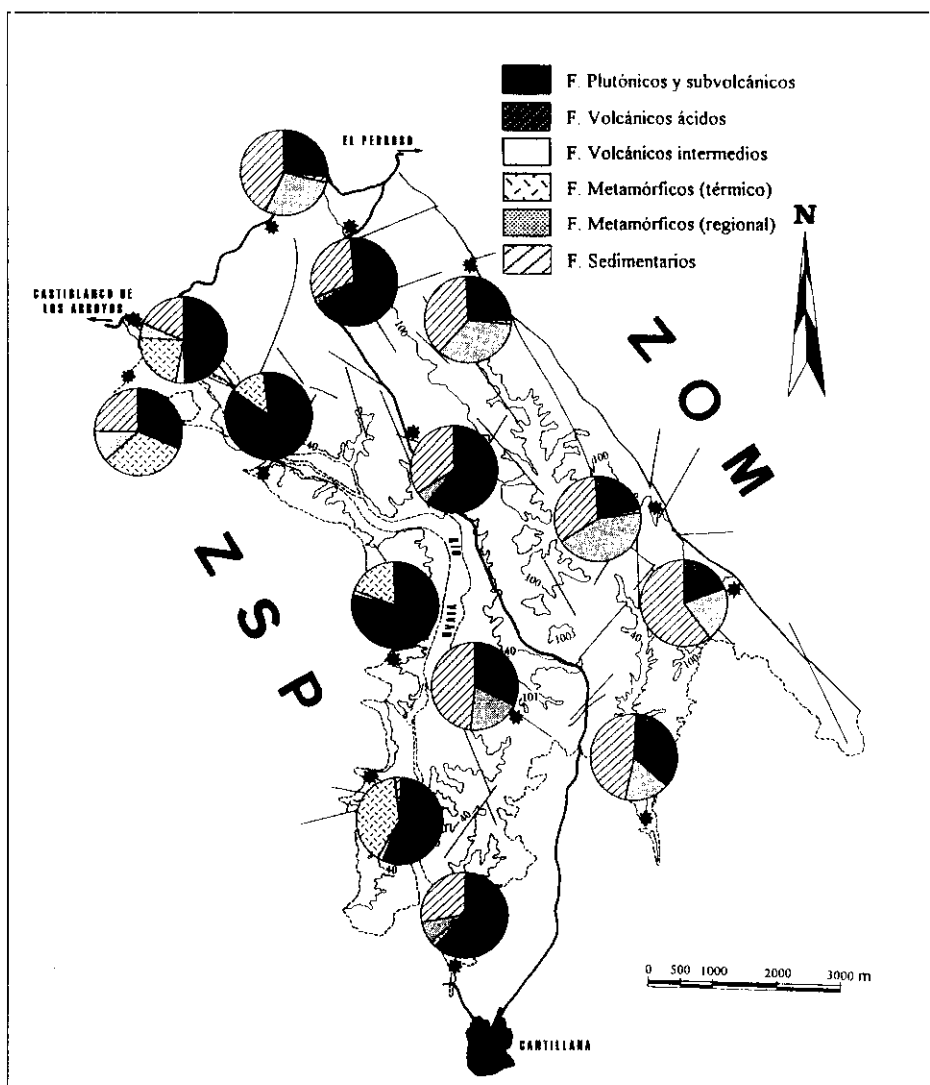


Fig. 4.—Esquema del área de estudio (zona meridional de la cuenca del Viar, enmarcada en figura 2) con diagramas circulares de composición de las areniscas. Las estrellas indican la localización de los puntos de muestreo.

Fig. 4.—Sketch of the study area including circular diagrams of sandstone petrographical composition. Star dots denote location of the samples.

Los puntos se han contado siguiendo un método tipo Gazzi-Dickinson o QFL (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Gazzi *et al.*, 1973; Graham, Ingersoll & Dickinson, 1976; Ingersoll, 1978; Ingersoll & Suczek, 1979). En función de la petrografía de las areniscas del Viar y de sus características texturales, se han modificado algunas de las categorías petrográficas *standard* (Tablas 1 y 2), tal y como es usual en trabajos petrográficos de esta índole (Lash, 1987; Dorsey, 1988; Alonso Zarza & Fort González, 1991; Gómez-Grass, 1993; Critelli & Le Pera, 1994). Minerales pesados, micas y componentes intersticiales son ignorados. La tabla 1 muestra los resultados del conteo de puntos representados en los diagramas de las figuras 4-6. Los diagramas triangulares se han construido considerando los granos totales o parciales en categorías definidas según la finalidad pretendida: diagramas QtFL y QmFLt (Fig. 5) con el fin de apreciar las relaciones entre la totalidad de los granos de la trama, el tamaño de grano de la roca fuente y la posible existencia de poblaciones composicionales; triángulos QmFmEp para visualizar la relación de los componentes monocristalinos más abundantes; y triángulos LmLiLs, QpLvLsm y FLvLsm (Fig. 6) para comparar y analizar la naturaleza y distribución de los granos líticos.

RESULTADOS DEL ESTUDIO PETROGRÁFICO

Las areniscas de la SDR son, atendiendo exclusivamente a la composición de la trama, extra-arenitas no carbonatadas (según la clasificación de Zuffa, 1980). Según la clasificación de Pettijohn, Potter & Siever (1972) son litarenitas y grauvacas líticas, con una proporción media $Q_{14.2}F_{10.6}R_{75.16}$ y un contenido en «matriz» que oscila entre el 7,5% y el 30%. Para Crook (1960), serían areniscas líticas ($L/F > 3$) y feldespatolíticas ($3 > L/F > 1$) con una proporción media $Q_{45.16}F_{16.7}L_{38.08}$.

ANÁLISIS DESCRIPTIVO

COMPONENTES INTERSTICIALES.

Aunque este estudio se centra fundamentalmente en la petrografía de la trama, conviene apuntar que una característica común a la mayoría de las muestras estudiadas es su alto contenido en componentes intersticiales (7,5-30%). Su naturaleza mayoritariamente diagenética queda patente en los rasgos texturales de los mismos, así como en su heterogeneidad composicional-textural y su anómala distribución espacial.

En las areniscas de la SDR el componente intersticial predominante es la pseudomatriz (en el sentido de Dickinson, 1970). Los procesos diagenéticos

POBLACIÓN 1								
SECTOR OCCIDENTAL								
MUESTRAS	VA2	VA3	VB1	VD1	VD2	VE	VF	VG
CATEGORÍAS								
Qm	407	435	479	367	317	408	365	219
Qp	76	116	111	76	120	38	21	101
F	401	326	283	330	374	520	509	472
Lvf	0	0	0	0	0	5	0	5
Lvi	0	5	21	0	0	1	9	15
Ld	0	6	7	27	13	58	76	104
Is	110	122	75	69	87	0	0	6
Lmr	34	40	33	39	49	4	0	1
Lmc	33	42	31	28	47	0	3	113
Lal	135	105	157	251	184	163	209	157
Lnr	4	3	4	13	9	2	6	6
Total	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200

POBLACIÓN 2												
SECTOR CENTRAL								SECTOR ORIENTAL				
MUESTRAS	VH	VI2	VJ1	VJ3	VK	VL	VM	VO3	VO4	VP2	VP3	VQ
CATEGORÍAS												
Qm	382	302	694	556	375	249	503	625	398	318	308	210
Qp	214	129	126	153	429	171	206	376	228	233	205	133
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lvf	103	293	187	243	87	176	48	26	95	124	112	119
Lvi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ld	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Is	156	100	160	97	80	184	124	69	132	125	156	375
Lmr	152	13	23	23	47	93	65	45	146	225	252	120
Lmc	6	0	0	0	0	5	11	5	2	4	1	3
Lal	175	355	5	118	177	316	240	51	179	160	145	210
Lnr	12	9	6	10	5	6	3	1	19	12	21	30
Total	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200	1.200

Tabla 1.—Datos del recálculo del conteo de puntos realizado para el análisis modal de las areniscas de la Secuencia Detrítica Roja. Ver categorías petrográficas en tabla 2.

Table 1.—Recalculated modal point-count data for the sandstones of the Red Detrital Sequence, southern half of the Viar Basin. See table 2 for explanation of petrographical categories.

CATEGORÍAS PETROGRÁFICAS	TRIÁNGULOS COMPOSICIONALES				
	QtFL	QmFLt	QmFmEp	FLvLsm	LmLiLs
Cuarzo (cristal único)	Qt	Qm	Qm		
Cuarzo policristalino	Qt	Lt			
Cuarzo en FR plutónico	Qt	Qm			
Cuarzo en FR volcánico ácido	Qt	Qm			
Cuarzo en FR sedimentario	Qt	Qm			
Cuarzo en FR con metamorfismo regional	Qt	Qm			
Cuarzo en FR con metamorfismo térmico	Qt	Qm			
Feldespató-K (cristal único)	F	F	Fm	F	
Feldespató-K en FR plutónico	F	F		F	
Plagiocasa (cristal único)	F	F	Fm	F	
Plagiocasa en FR volcánica ácida	F	F		F	
Plagiocasa en FR volcánica intermedia	F	F		F	
Plagiocasa en FR subvolcánica	F	F		F	
Plagiocasa en FR sedimentaria	F	F		F	
Plagiocasa en FR con metamorfismo térmico	F	F		F	
Epidota (cristal único)			Ep		
Epidota policristalina					
Epidota en FR con metamorfismo térmico					
Micas y Cloristas (cristal único)					
Micas y Cloristas en FR plutónico					
Micas y Cloristas en FR volcánica ácida					
Micas y Cloristas en FR sedimentaria					
Micas y Cloristas en FR con metamorfismo regional					
Micas y Cloristas en FR con metamorfismo térmico					
Mineral denso monocristalino (Epidota)					
Minerales opacos					
FR volcánica félsica (Lv _f)	L	Lt		Lv	Li
FR volcánica intermedia (andesitas) (Lv _i)	L	Lt		Lv	Li
FR plutónica ácida (granodioritas y granófidios asociados)					
FR subvolcánica básica (diabasas) (Ld)	L	Lt			Li
Pizarras	L	Lt		Lsm	Ls
Grauvacas	L	Lt		Lsm	Ls
Cuarzoarenitas	L	Lt		Lsm	Ls
Pizarras crenuladas (Lmr)	L	Lt		Lsm	Lm
Cuarzoesquistos y esquistos micáceos (Lmr)	L	Lt		Lsm	Lm
Cuarcitas (Lmr)	Qt	Lt		Qp	
Corneanas micáceas y cuarzomicáceas (Lmc)	L	Lt		Lsm	Lm
Fragmentos de Qz-ab-Ep y Qz-Ep (Lmc)					
Pizarras mosqueadas (Lmc)	L	Lt		Lsm	Lm
Metarenitas (Lmc)	Qt	Lt		Qp	
Albitas (Lmc)	L	Lt		Lsm	Lm
Fragmentos cuarzocloríticos (Lmc)					
Areniscas con módulos cuarcíticos (Lmc)	L	Lt		Lsm	Lm
Fragmentos Qz-Ti (Lmc)					
Fragmentos de carbonato	L	Lt		Lsm	Ls
Fragmentos alterados (L. al)					
Fragmentos no reconocidos (Lnr)					

Tabla 2.—Categorías petrográficas utilizadas en el análisis modal de las areniscas y tipo de fragmentos asignados a cada una de ellas en los diagramas de composición de las figuras 4, 5 y 6.

Table 2.—Categories used for sandstone modal point-count and assigned framework grains in recalculated plots (figures 4, 5 and 6).

también han dado lugar a diversos tipos de cementos autigénicos (ferruginosos, carbonatados, silíceos y silicatados) que en diferentes combinaciones comparten el resto de los espacios intergranulares. De una manera constante, el cemento ferruginoso está presente en todas las muestras; siempre como un revestimiento pelicular («coating») alrededor de los granos y en muchas ocasiones ocupando huecos. En muchos de los depósitos Permo-Triásicos de las Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana la existencia de revestimiento ferruginoso se produce en una etapa temprana de la diagénesis, siendo el principal causante del color rojo que presentan estos materiales (Marfil, De la Cruz & De la Peña, 1977; De la Peña *et al.*, 1983; De la Cruz *et al.*, 1987; Gómez-Gras, 1993).

El cemento carbonatado se manifiesta por la existencia de grandes cristales poiquilótópicos que a menudo corroen granos de cuarzo (generalmente cuarzo policristalino) y de feldespato. También aparece aisladamente, como precipitado en huecos intersticiales. Por otra parte, el cemento silíceo se presenta como pequeños cristales muy limpios que suelen aumentar de tamaño hacia el centro de los intersticios. Finalmente, el cemento silicatado consiste en un entramado de filosilicatos y zeolitas. En general, mientras el cemento ferruginoso está presente en todas las muestras, los otros, aún compartiendo ocasionalmente los espacios intergranulares de una misma muestra, poseen a escala regional dominios espaciales diferentes. Así, el silíceo es casi exclusivo de las muestras recogidas en las cercanías del límite occidental del área de estudio, mientras que el carbonatado y silicatado predominan en el margen oriental y zona central respectivamente (Fig. 4).

TRAMA

Los componentes de la trama son muy variados composicional y texturalmente. Se han contabilizado un total de 28 categorías petrográficas, divididas en fragmentos mono y poliminerálicos (Tablas 1 y 2).

A) Los fragmentos monominerálicos más representativos son, por orden de abundancia: granos de cuarzo, mono (Qm) y policristalinos (Qp), fragmentos monocristalinos de feldespato y agregados policristalinos de epidota. Como componentes minoritarios aparecen micas (moscovita y biotita), circon, titanita y opacos.

El cuarzo supone el 14,2% del QFR total (definido según Pettijohn *et al.*, 1972) y un 45,16% del QFL total (según un conteo Gazzi-Dickinson). Estos granos de cuarzo aparecen tanto en formas monocristalinas como en fragmentos policristalinos y en general, presentan un revestimiento («coating») ferruginoso. Algunos además presentan sobrecrecimientos diagénéticos de cuarzo.

Los rasgos texturales de los fragmentos de *cuarzo monocristalino* permiten definir cinco categorías, que en orden de abundancia son:

(1) Granos de angulosidad elevada y tamaños comprendidos entre 0,3 y 1 mm (arena media-gruesa). Ocasionalmente alcanzan 4 mm (tamaño grava). Extinción ondulante débil. Proceden de la desintegración de rocas plutónicas.

(2) Granos redondeados con golfos de corrosión, y granos con bordes rectos de geometría hexagonal. Presentan una amplia dispersión de tamaños que oscila desde arena fina a gruesa. Se presentan muy limpios y con extinción neta. Proceden de la disgregación de rocas volcánicas ácidas.

(3) Granos subredondeados con un tamaño inferior al rango de arena media. Su origen es incierto.

(4) Granos de formas elongadas, con tamaños de grano fino a muy fino con extinción ondulante. Manifiestan rasgos propios de un origen metamórfico.

(5) Granos cuyo rasgo diferencial consiste tan sólo en la presencia de inclusiones vermiculares de clorita, que parecen estar en relación con procesos hidrotermales (Blatt, 1967; Folk, 1968).

Los rasgos texturales permiten también diferenciar cuatro tipos de *fragmentos policristalinos de cuarzo* (Qp):

(1) Cuarzo policristalino de origen plutónico.

(2) Fragmentos policristalinos con textura granoblástica.

(3) Fragmentos policristalinos de bordes suturados.

(4) Fragmentos con un posible origen metamórfico.

Muchos de estos fragmentos se presentan corroídos por minerales secundarios, generalmente carbonatos y óxidos de hierro que inician su proceso de corrosión a favor de límites intercristalinos y márgenes de grano.

El componente *feldespato* (F) sólo está presente en 13 de las muestras ubicadas en las cercanías del límite más occidental de la cuenca (Fig. 4). Incluye *plagioclasa* (P) y *feldespato alcalino* (K), y alcanza porcentajes superiores al 20%, ocasionalmente el 64,4%, de los componentes de la trama. Su contenido medio, considerando no solo las 13 muestras en la que aparece sino el total de las muestras estudiadas, supone el 10,6% del QFR y el 16,7% del QFL. Su tamaño de grano está comprendido entre 0,05 y 1,8 mm.

La *plagioclasa* (P), consiste fundamentalmente en oligoclasa-andesina (An_{30-20}). Se presenta en cristales idiomorfos o subidiomorfos, exhibiendo generalmente un maclado complejo según las leyes de la albita, periclina y albita+carlsbad. No se encuentra zonada, o si acaso con una leve zonación oscilatoria. Algunas incluyen prismas aciculares de apatito y suelen estar alteradas a saussurita.

El *feldespato alcalino* (K) aparece como microclina micropertítica y ocasionalmente como ortoclase no maclada. A veces los fragmentos perfiticos muestran una alteración selectiva que obedece al diferente carácter composicional de las lamelas; así las más albiticas se han sericitizado y las más potásicas se han caolinizado. Algunos fragmentos están parcialmente reemplaza-

dos por carbonatos o por cuarzo. Su procedencia parece estar ligada a la disgregación de granitoides y diabasa para la plagioclasa, y tan sólo de granitoides para el caso del feldespato alcalino.

Los agregados policristalinos de *epidota* muestran una distribución equivalente a la de los feldespatos. Su composición es epidota *sensu stricto* (pistachita). Adquieren concentraciones que oscilan entre el 3 y el 5% de la trama, aunque ocasionalmente alcanzan hasta un 10,5%, proporción anormalmente elevada para un componente de este tipo. Son comunes las formas subangulosas a subredondeadas y frecuentemente se presentan en agregados xenomorfos. Muestran tamaños generalmente inferiores a 0,5 mm en las fracciones gruesas y de 0,2 a 0,07 mm en las fracciones medias. Muy probablemente, las epidotas proceden de la disgregación de diabasas, como se observa en los fragmentos líticos de este componente.

Entre las *micas* se han identificado fragmentos de biotita y moscovita en proporciones superiores al 2%. Su morfología tabular a menudo está modificada al ser plegadas y comprimidas entre los granos más rígidos por procesos de compactación mecánica. De esta forma pierden su individualidad y entran a formar parte de la pseudomatriz. Presentan tamaños comprendidos entre 0,07 mm y 0,5 mm, aunque los más abundantes se centran entre 0,18 y 0,3 mm. A diferencia de las epidotas, estos minerales suelen ser mayores que los granos detríticos circundantes debido a su peculiar comportamiento hidráulico (Williams *et al.*, 1982).

La *biotita* constituye el componente mayoritario de los granos de mica y ocasionalmente se presenta en agregados xenomorfos. Se suele encontrar degradada, bien oxidada o bien cloritizada; por el contrario la *moscovita* no presenta signos de alteración importantes. El componente micáceo procede de la disgregación de rocas ígneas y en algunos casos metamórficas.

Además de los granos monominerálicos citados, se han encontrado como componentes muy minoritarios: *clorita*, *circón*, *esfena* y *opacos*.

B) Los fragmentos poliminerálicos conservan rasgos composicionales y texturales significativos con respecto al carácter de la roca madre; por este motivo, el análisis detallado de los mismos se hace imprescindible en los estudios de procedencia. En la trama de las areniscas de la SDR, el predominio de líticos corresponde a fragmentos de rocas ígneas (volcánicas, plutónicas y subvolcánicas), seguidos, en orden de abundancia, por fragmentos de rocas sedimentarias, fragmentos afectados por metamorfismo regional y/o térmico y fragmentos ferruginosos cuya naturaleza original es difícil de precisar.

Entre los *detritus de rocas volcánicas*, los *fragmentos félsicos* son los más abundantes, sobre todo en las muestras de los sectores central y oriental de la cuenca, donde llegan a alcanzar el 45,48% del total de la trama. Se presentan en granos de geometrías subangulosas a subredondeadas, aunque los fragmentos de mayores dimensiones suelen ser redondeados. Presentan tamaños de grano comprendidos entre 0,2-1,8 mm. Su textura se caracteriza por la

presencia de fenocristales de cuarzo idiomorfo, a veces fracturados, plagioclasa y biotita en una matriz afanítica o fanerítica de grano muy fino. Ocasionalmente se observan restos de textura perlítica. La textura de la matriz está en general modificada por procesos de desvitrificación. La alteración de los fragmentos es selectiva: los fenocristales están sericitizados y la matriz cloritizada. Reflejan texturas porfídicas y microporfídicas con fenocristales de cuarzo idiomorfo, a veces muy fracturados, y generalmente sobrecrecidos. Ocasionalmente, aparecen fenocristales de oxibiotitas y plagioclasas muy alteradas.

Los fragmentos de *andesitas* presentan formas subredondeadas a redondeadas y tamaños groseros (0,6-5,25 mm). Consisten en fragmentos de rocas con textura microlítica fluidal, consistente en microlitos de plagioclasa, biotitas pseudomorfizadas por moscovita y ferromagnesianos cloritizados y oxidados en una matriz rica en plagioclasa y minerales secundarios.

La presencia de *fragmentos de carácter plutónico, granodioritas y granófi-dos*, está restringida a las 13 muestras ubicadas en el sector más occidental del área de estudio (Fig. 4). Considerando la globalidad de las muestras suponen el 7,6% del total de los fragmentos. Aparecen como clastos de geometrías angulosas a muy angulosas y tamaños groseros (0,25-3,12 mm). Derivan de rocas con textura hipidiomórfica inequigranular de cristales gruesos de cuarzo, plagioclasa, feldespato perfitico y biotita como componentes mayoritarios. En muchas ocasiones, los cristales de cuarzo y feldespato perfitico manifiestan texturas micrográficas características de intrusiones poco profundas.

También se han identificado fragmentos de rocas *subvolcánicas básicas, diabasas*, con una distribución similar a la de los fragmentos plutónicos y menores proporciones globales que éstos (3,2% de los R), aunque localmente pueden llegar a ser significativas (10,5-19,7%). Muestran formas angulosas a subredondeadas de tamaños gruesos (> 0,6 mm). Se caracterizan por la presencia de texturas intergranular y subofítica, y a veces pilotaxítica, de cristales entrecruzados de plagioclasas, que engloban, en ocasiones, prismas aciculares de apatito. Suelen estar afectados por procesos hidrotermales tardíos que provocaron la aparición de diversos minerales secundarios, tales como epidota, esfena, sericita, clorita, leucoxeno y óxidos de hierro que frecuentemente llegan a teñirlos por completo.

Los *detritus de naturaleza sedimentaria* consisten en granos de pizarra, grauvaca, cuarzoarenita y limolita.

Los fragmentos *pizarrosos* representan el 7,7% del total de fragmentos líticos. Aparecen exhibiendo formas redondeadas a subredondeadas con dimensiones muy variables (0,07-4,62 mm). Se trata de granos micáceos, generalmente sericíticos y cloríticos, con extinción en masa. Derivan de rocas previamente compactadas, en las que no hay evidencias de una deformación tectónica anterior, y cuyo carácter dúctil y extremada inestabilidad mecánica les otorga la mayor responsabilidad en la formación de pseudomatriz.

También integradas en la trama aparecen, de forma constante y en similares proporciones (6,9% de los fragmentos de roca totales), *grauvacas líticas* próximas a *cuarzovacas*. Los fragmentos tienen formas subangulosas a subredondeadas y dimensiones variables de 0,12 a 9 mm, aunque generalmente superiores a 0,5 mm.

Los fragmentos *cuarzoareníticos* se concentran en proporciones de 4,7% del R total. Manifiestan geometrías subangulosas a subredondeadas y tamaños comprendidos entre 0,25 mm y 4 mm (arena media-grava). Presentan una mayor concentración de minerales pesados que las *grauvacas*. Entre ellos se encuentran circón, turmalina, rutilo y multitud de opacos, que junto con los granos de cuarzo, micas y fragmentos de cuarcitas y/o chert se hallan inmersos en una escasa matriz cuya composición incluye clorita, micas y óxidos de hierro.

Entre los *fragmentos metamórficos*, los que muestran evidencias de haber sufrido un *metamorfismo regional* de bajo grado (pizarras crenuladas, *cuarzo-esquistos*, *esquistos micáceos* y *cuarcitas*) constituyen el 9,9% del conjunto de los fragmentos de roca. De esta proporción, el 8,6% se concentran en las muestras recogidas en los sectores central y oriental, mientras que el 1,4% restante se halla diseminado en las muestras del sector occidental del área de estudio (Fig. 4).

Las *pizarras crenuladas* suponen el 5,3% del R total. Se disponen en fragmentos redondeados y relativamente grosceros que suelen sobrepasar los 0,12 mm, llegando incluso a los 10 mm. Son fragmentos micáceos que derivan de rocas cuya fábrica planar ha sufrido un proceso de microplegamiento previo a su depósito.

Los *cuarzo-esquistos* y *esquistos micáceos* representan el 3,7% del R total. Estos fragmentos tienen formas subangulosas a subredondeadas y dimensiones entre 0,17 y 9 mm. Su composición mineralógica varía desde *cuarzo-clorita-sericita* a *cuarzo-moscovita*.

Los fragmentos de *cuarcita* presentan concentraciones mínimas (0,9% del R total). Son granos angulosos cuyo tamaño varía entre 0,5-1,3 mm. Sus rasgos texturales ya fueron descritos cuando se hizo referencia a los tipos de fragmentos policristalinos de cuarzo.

Los fragmentos de rocas que han sufrido un *metamorfismo térmico* previo muestran una gran variedad de tipos. Constituyen el 4,34% de los fragmentos de roca totales (R). Tienen una distribución espacial inversa a los fragmentos de rocas con metamorfismo regional, es decir, se concentran (3,54% del R total) en las muestras del sector occidental, siendo muy escasos (0,8%) en los sectores central y oriental del área de estudio (Fig. 4). Entre los fragmentos con metamorfismo térmico dominan las *corneanas micáceas* y *cuarzomicáceas* que, en conjunto, suponen un 2%. Consisten en fragmentos subredondeados a redondeados, con tamaño de grano 0,15-7 mm. El rango de arena media es el más frecuente. Mineralógicamente están constituidos por

cuarzo, micas, opacos y accesorios (circón y rutilo). El cuarzo y las micas presentan textura granoblástica.

En proporciones mínimas (< 1% del R total) aparecen granos de *cuarzo-feldespatos*(Ab)-*epidota*, *cuarzo-epidota*, *pizarras mosqueadas*, *metarenitas*, *albititas* y *fragmentos cuarzo-cloríticos*. Todos ellos presentan geometrías variadas que oscilan desde formas angulosas a subredondeadas y tamaños de 0,5 a 2 mm de diámetro mayor.

ANÁLISIS TEXTURAL

El tamaño de grano de las areniscas de la SDR en el área estudiada está comprendido entre 0,25 y 0,75 mm. Teniendo en cuenta la población total de granos, el grado de redondeamiento es subanguloso a subredondeado, predominando las formas angulosas en las muestras del sector occidental. Si se toma el cuarzo como patrón, el redondeamiento es menor: desde muy anguloso a anguloso. Generalmente son areniscas heterométricas, con una selección de mala a moderada en las muestras del sector occidental, y de moderada a buena en los sectores central y oriental de la cuenca.

Los contactos entre los granos de la trama son predominantemente de tipo recto, seguidos en abundancia por contactos cóncavo-convexos. A veces aparecen granos flotantes en un cemento carbonatado; ésto es consecuencia de la actuación del cemento sobre los componentes de la trama, provocando su corrosión y reemplazamiento por carbonato.

El alto porcentaje de contactos rectos y cóncavo-convexos constituye otro indicador, junto con el flujo pseudoplástico de los fragmentos lábiles, de la compactación sufrida en una etapa bastante temprana de la diagénesis. Esta compactación supuso una pérdida considerable de porosidad primaria y en consecuencia un *empaquetamiento cerrado*. El índice de empaquetamiento medio es 19,02.

La fábrica de las areniscas está estructurada por el paralelismo entre los ejes mayores de granos alargados, laminaciones debidas a cambios en el tamaño de grano y granuloclasificación normal.

En general, los rasgos texturales descritos y la abundancia y diversidad de los fragmentos lábiles, configuran unas areniscas caracterizadas por una gran *inmadurez textural y composicional*.

ANÁLISIS MODAL

Las tablas 1 y 2 y figuras 5 y 6 muestran los resultados del conteo de puntos. Los diagramas QtFL, QmFLt, FLvLsm muestran los puntos agrupados en dos nubes que definen poblaciones composicionales diferentes: *población 1*

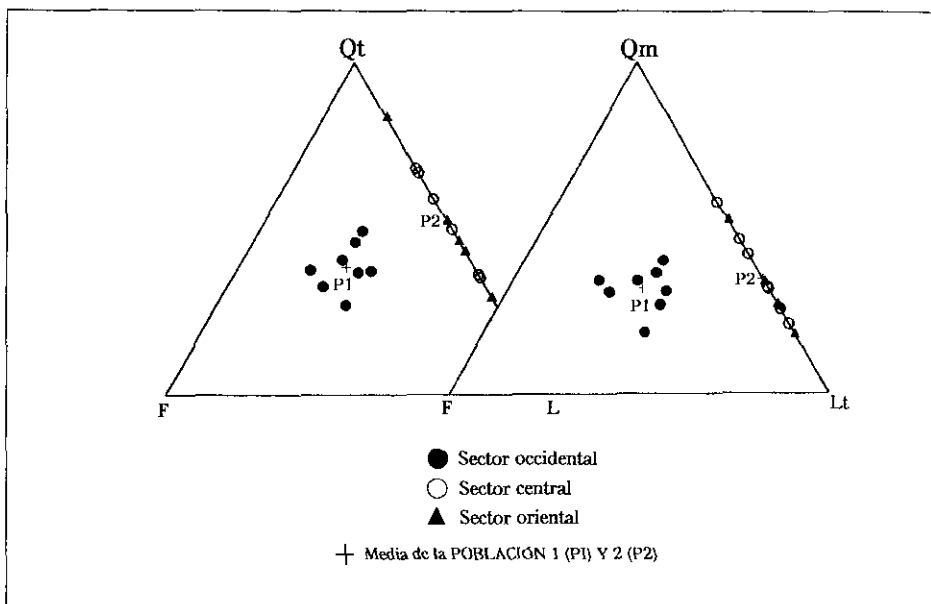


Fig. 5.—Diagramas triangulares de composición de las areniscas de la Secuencia Detrítica Roja, considerando las categorías de clasificación *standard*, QtFL y QmFLt (leyenda de categorías petrográficas en tabla 2).

Fig. 5.—QtFL and QmFLt triangular diagrams of the composition of studied sandstones. See table 2 for explanation of petrographical categories

y *población 2*. Desde el punto de vista textural ambas poblaciones también poseen rasgos específicos.

La *población 1* está constituida por las muestras del sector occidental del área de estudio (Figs. 4-6). Su composición media es litofeldespática ($Q_{38.08}F_{33.49}L_{28.41}$) y sus rasgos diferenciales se basan en el predominio de Qm frente a Qp, en una gran abundancia de feldespatos (>18%) y en la peculiar concentración de epidota, que suele tomar valores entre el 3 y el 10% de la trama. La totalidad de los fragmentos de roca ígneos y la mayoría de metamórficos térmicos son específicos de esta población. Por el contrario, el contenido en fragmentos sedimentarios y de metamorfismo regional es mucho menor que en la población 2.

Este grupo queda además definido por la existencia de cemento silíceo entre los componentes intersticiales y por la angulosidad elevada y selección baja/moderada como rasgos texturales de la trama. También las muestras que lo integran tienden a disminuir la concentración de los fragmentos plutónicos en favor de los fragmentos subvolcánicos en dirección sur (Fig. 4 y Tabla 1).

La *población 2* integra las muestras de los sectores central y oriental (Figs.

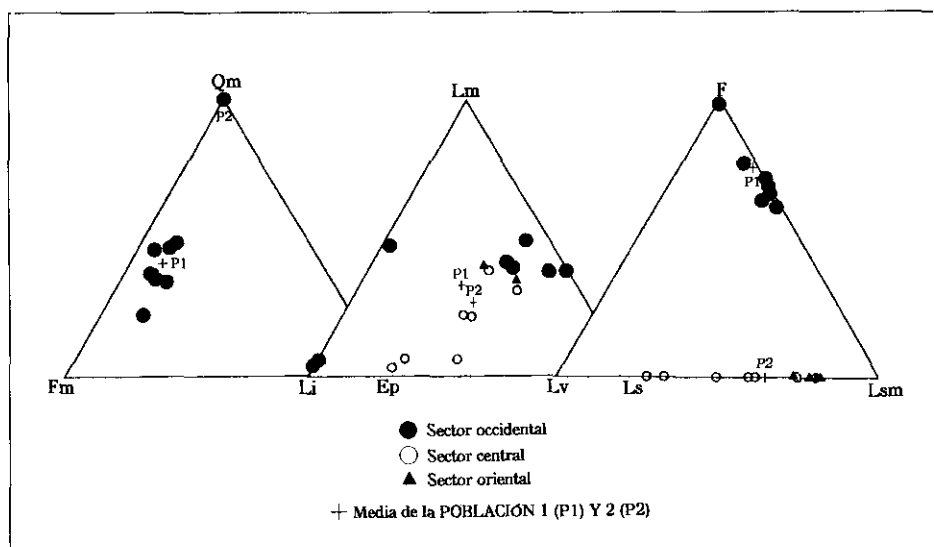


Fig. 6.—Diagramas triangulares de composición considerando los fragmentos monominerálicos principales (QmFmEp) y los distintos tipos de fragmentos líticos (LmLiLs y FLvLsm). Las categorías petrográficas se indican en la tabla 2.

Fig. 6.—Monomineralogical triangular diagram (QmFmEp) and triangular diagrams of lithic fragments (LmLiLs/FLvLsm). See table 2 for explanation of petrographical categories.

4-6). Su composición media es lítica ($Q_{52,24}F_{0}L_{47,75}$). Se define por el predominio de Qp frente a Qm, la ausencia de feldespatos y epidotas entre los granos monominerálicos, y de fragmentos plutónicos y subvolcánicos. Predominan los fragmentos sedimentarios, volcánicos ácidos y metamórficos (en su mayoría de carácter regional). Los granos líticos volcánicos, junto con los escasos fragmentos carbonatados, son exclusivos del patrón composicional de las muestras de esta población.

Los cementos silicatado y carbonatado son característicos de la población 2. Texturalmente se caracteriza por la geometría subangulosa a subredondeada de los granos y una selección de moderada a buena.

El resto de los rasgos composicionales (minerales pesados, composición de la pseudomatriz, cemento ferruginoso) y texturales (abundancia de pseudomatriz, tipo de contactos entre granos y ordenamiento interno) son similares en ambas poblaciones.

La distribución espacial de las poblaciones 1 y 2 pone de manifiesto la existencia de dos franjas paralelas al máximo alargamiento de la cuenca. La población 1 se localiza en el margen occidental y la población 2 comprende los sectores central y oriental. No se observa ninguna tendencia de variación en la dirección general de las paleocorrientes (hacia el N, Simancas, 1983).

EVALUACIÓN DE LOS FACTORES QUE CONTROLARON LA COMPOSICIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE LAS ARENISCAS DE LA SECUENCIA DETRÍTICA ROJA

La composición final de las areniscas es el resultado de la actuación combinada de cuatro factores: procedencia (litología, relieve y clima del área fuente), rigor del transporte, naturaleza del ambiente de depósito y finalmente, alteración diagenética (Suttner, 1974; Mack, 1978; Basü, 1985; McBride, 1985; Suttner & Dutta, 1986). Una vez obtenidos los datos petrográficos, es posible evaluar cómo estos factores han influido, y cuáles de forma más decisiva, en el carácter final de las areniscas de la SDR de la cuenca pérmica del río Viar.

Así, la abundancia local de feldespatos (tanto plagioclasa como feldespato potásico), el alto contenido en óxidos de hierro, y la diversidad de fragmentos químicamente inestables (fundamentalmente: biotita y fragmentos de diabasa y pizarra entre otros) que componen estas areniscas, sugieren condiciones paleambientales áridas o semiáridas. A su vez, la inmadurez textural que las caracteriza y la naturaleza mecánicamente inestable de muchos fragmentos líticos (fundamentalmente fragmentos plutónicos y esquistosos como granodiorita y pizarras-esquistos, respectivamente) apuntan hacia un proceso de transporte y sedimentación rápido, donde los detritus debieron recorrer distancias cortas (Cameron & Blatt, 1971; Suttner, Basü & Mack, 1981).

Las modificaciones postsedimentarias señalan el efecto de la compactación mecánica (alta producción de pseudomatriz) como proceso dominante sobre aquéllos de naturaleza química (cementaciones, escasas disoluciones, corrosiones y sobrecrecimientos). Sin embargo, esta «diagénesis burial» no ha enmascarado el carácter que los componentes detríticos adquirieron durante su historia deposicional.

La evaluación de los factores que controlaron la composición y distribución final de las areniscas de la SDR de la cuenca del Viar, permite concluir que ni el clima, ni el medio de transporte y sedimentación ni, finalmente, los procesos diagenéticos, constituyeron agentes importantes en la redistribución y modificación composicional de estas areniscas. Sus características reflejan, por tanto, los rasgos litológicos, topográficos y tectónicos del área o áreas fuentes que aportaron sus detritus a la cuenca. De esta manera, el *factor procedencia* no sólo ha jugado un papel de primer orden en la composición final de estas rocas, sino también en la distribución de sus componentes según dos grupos bien diferenciados que hemos definido como población 1 y población 2.

ÁREA FUENTE Y CONTEXTO GEOTECTÓNICO. ALGUNAS CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

La distribución espacial de las poblaciones 1 y 2 delimita los sectores de influencia de dos áreas fuente distintas, que en función de su desigual extensión areal, jugaron un papel de distinta relevancia durante el relleno de la cuenca.

1) ARENISCAS DEL SECTOR OCCIDENTAL. (POBLACIÓN 1)

La distribución de estas areniscas se restringe a una estrecha franja adosada al límite actual de la cuenca con la Zona Surportuguesa (ZSP) que esta representada por rocas sedimentarias devono-carboníferas y cuerpos intrusivos tardihercínicos. Concretamente, este límite recorre en dirección SE gran parte del macizo granodiorítico de Los Melonares, los diques de diabasas de Castilblanco de los Arroyos y rocas metamórficas y sedimentarias del Grupo Pizarroso-Cuarcítico (PQ) (Formación del Ronquillo, Simancas, 1983), para desaparecer finalmente bajo los materiales miocenos de la Depresión del Guadalquivir (Fig. 2).

La composición mineral, textural y modal de las areniscas de este sector, indican una fuente ígnea y metamórfica de carácter térmico, así como aportes minoritarios de rocas sedimentarias, volcánicas y metamórficas de carácter regional. Estas rocas madre se ubican en los materiales de la ZSP anteriormente citados. La correspondencia composicional y modal con ellos es tal, que las variaciones en las proporciones relativas de los componentes detríticos, coinciden con las variaciones espaciales en composición y abundancia de las litologías adyacentes. De tal manera que, es posible incluso agrupar gran parte de los componentes de la trama de las areniscas en relación con las rocas que constituyeron sus áreas fuente:

- El cuarzo monocristalino, los feldespatos, las micas y los fragmentos de granitoides proceden de la disgregación de la *granodiorita de Los Melonares*.

- Las *diabasas de Castilblanco de los Arroyos* proporcionaron los cristales de plagioclasa y los fragmentos de diabasas. Posiblemente también sea este el origen de la anómala concentración de epidotas.

- El *Grupo Pizarroso-Cuarcítico* debió de aportar los fragmentos metamórficos, tanto de carácter térmico como regional, y los escasos fragmentos sedimentarios y volcánicos intermedios que integran la composición de estas areniscas. Todos ellos muestran un grado de redondeamiento algo mayor que los anteriores y por tanto, más acorde con un área fuente algo más distal (Fig. 2).

La presencia de ciertos rasgos texturales, como el tamaño de grano grosero, la elevada angulosidad y la selección mala/moderada de los componentes detríticos, corroboran el carácter extremadamente local de las areniscas de este sector, aportadas a la cuenca por corrientes laterales de corto recorrido. Estos hechos permiten suponer que el contacto cartográfico «Cuenca del Viar-ZSP» constituyó un límite deposicional real de la cuenca durante el Pérmico.

2) ARENISCAS DEL SECTOR CENTRAL Y ORIENTAL. (POBLACIÓN 2)

Las areniscas de estos sectores ocupan tres cuartas partes de la superficie de la cuenca. Composicionalmente no parecen tener sus equivalentes petrográficos en los materiales inmediatamente adyacentes al límite oriental

(ZOM), conocidos como «Serie de Sierra Traviesa» (Fig. 2). Sus rasgos indican una fuente de rocas sedimentarias, volcánicas y metamórficas, posiblemente localizada a latitudes más septentrionales de la ZOM. Estas rocas madre suministraron la mayoría de los detritus de la SDR; de tal manera, que el área de drenaje de la cuenca del Viar se estableció mayoritariamente en la Zona de Ossa-Morena, la cuál debió configurar relieves abruptos respecto a la topografía de la ZSP durante el pérmico. Estos relieves de Ossa-Morena fueron especialmente importantes, no sólo porque constituyeron el área fuente de los sedimentos de la cuenca, sino también porque probablemente representaron la barrera topográfica deducida por Broutin (1978), que a modo de cadena montañosa retrasó la migración de la flora africana hacia el norte.

La cuenca debió extenderse hacia el noreste más allá de su límite cartográfico actual. Este contacto cuenca-ZOM se configuró por procesos tectónicos post-hercínicos que originaron el escarpe topográfico hoy existente y, probablemente, la erosión de una extensión desconocida de materiales de la propia cuenca.

Comparando la composición modal de las areniscas de la SDR del área estudiada con los diagramas de procedencia de Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson (1985), obtenemos dos entornos geotectónicos diferentes (uno para cada población). En los diagramas QmFLt y QtFL la población 1 se sitúa en el campo correspondiente a un arco magmático erosionado. Los estudios de procedencia de las areniscas del Culm de la ZSP indican un entorno geotectónico similar (Moreno & Sáez, 1989). Esta coincidencia entre las procedencias del área fuente (ZSP) y cuenca receptora (población 1) no es casual. La población 2 corresponde a un orógeno reciclado, donde las rocas estratificadas fueron deformadas, levantadas y erosionadas en tres posibles marcos tectónicos: complejos de subducción, orógenos de colisión y cuencas de antepaís. Este carácter reciclado de las areniscas ha sido también constatado en muchos de los depósitos pérmicos de España (Marfil & Buendía, 1980; Arribas, Marfil & De la Peña, 1985; De la Cruz *et al.*, 1987; Rosell *et al.*, 1988). En resumen, tenemos dos entornos geotectónicos diferentes para una sola cuenca receptora. Este hecho se explica si tenemos en cuenta que ni la dinámica sedimentaria, ni los procesos diagenéticos fueron capaces de imprimir un carácter propio a los detritus disponibles. De tal manera, que éstos reflejan en sus petrofacies y distribución, no sólo los rasgos litológicos y topográficos de sus respectivas áreas fuente, sino también sus posibles contextos geotectónicos.

CONCLUSIONES

Del análisis petrográfico de las areniscas de la Secuencia Detrítica Roja de la mitad sur de la cuenca del río Viar se obtienen las siguientes conclusiones:

1.—Las areniscas de la SDR son arenitas y grauvacas líticas. Su composición media es $Q_{14.2}F_{10.6}R_{75.16}$ con gran complejidad composicional y abundan-

tes fragmentos lábiles. Su contenido en matriz oscila entre el 7,5 y el 30%. Presentan tamaño de grano muy variable, angulosidad elevada, selección pobre y empaquetamiento cerrado de origen burial. Estos rasgos configuran unas areniscas altamente inmaduras tanto composicional como texturalmente.

2.—La distribución espacial de las areniscas permite diferenciar dos poblaciones composicionales: población 1 ($Q_{38.08}F_{33.49}L_{28.41}$) y población 2 ($Q_{52.24}F_{0}L_{47.75}$), que definen dos zonas paralelas al máximo alargamiento de la cuenca. La población 1 se ubica en el sector occidental y presenta gran afinidad composicional con la ZSP. La población 2 ocupa los sectores central y oriental y esta relacionada con la ZOM.

3.—La evaluación de los factores que controlaron la composición y distribución de las areniscas de la SDR, permite concluir que ni el clima, ni el medio de transporte y sedimentación ni, finalmente, los procesos diagenéticos, constituyeron agentes importantes en la redistribución y modificación composicional de estas areniscas. La geología del área fuente fue un factor de primer orden en la composición y distribución de las areniscas de la SDR.

4.—La principal área fuente de los detritus fue la ZOM. La ZSP constituyó una cuenca de drenaje secundaria mediante corrientes laterales de corto recorrido.

5.—Los datos expuestos confirman la existencia de una barrera paleofitogeográfica localizada en la parte septentrional de la ZOM, tal y como había sugerido Broutin en 1978.

6.—Las dimensiones originales de la cuenca del río Viar eran mayores que en la actualidad. La cuenca se extendía hacia el NE más allá de su límite oriental actual (cuenca-ZOM). Este borde cartográfico, al contrario que el occidental (cuenca-ZSP), no fue nunca un contacto deposicional real de la cuenca, sino que se generó por procesos tectónicos posteriores.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la ayuda que, de manera continuada, hemos recibido de R. Sáez y E. Pascual; sus sugerencias y sus puntos de vista diferentes al nuestro han sido de gran valor. J.J. López Gómez y otro revisor de firma irreconocible sugirieron modificaciones que mejoraron el manuscrito original. Este trabajo ha sido subencionado por la Junta de Andalucía: PAI-GRUPO 4112 y por la Universidad de Huelva: PPI.

REFERENCIAS

- ARRIBAS, J., MARFIL, R. y DE LA PEÑA, J. A. (1985): «Provenance of Triassic Feldspathic Sandstone in the Iberian Range (Spain): Significance of Quartz Types», *Jour. Sed. Petrol.*, 55(6), 864-868.
- ALONSO ZARZA, A. M. y FORT GONZÁLEZ, R. (1991): «Caracterización mineralógica de

- las arenas Miocenas del margen NE de la cuenca de Madrid: Aplicación a los estudios de procedencia», *Estudios geol.*, 47, 157-168.
- ÁLVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979): «Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Libro Homenaje al Prof. L. Solé Sabaris», *Acta Geol. Hispánica*, 14, 172-177.
- ARTAUD, F. y MATTE, Ph. (1975), «Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la formation», *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- (1977): «Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals», *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 1305-1320.
- BASČ, A. (1985): «Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas», en G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of arenites*, NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, 148, 1-18.
- BLATT, H. (1967): «Provenance determinations and recycling of sediments», *Jour. Sed. Petrol.*, 37, 1031-1044.
- BROUTIN, J. (1978): «Dadoxylon (Cordaioxylon) sp. Grand-Eury, 1877. Note préliminaire sur les bois fossiles du Permien du rio Viar (Province de Séville, Espagne)», *C. R. 103eme. Congr. Nat. Soc. Sav. Nancy, Sci. fasc. III*, pp. 47-52.
- (1981): *Étude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du Sud-Est de la Zone d'Ossa-Morena (environs de Guadalcanal, Espagne du Sud). Implications paléogéographiques et stratigraphiques*, Th. Doct. Université Paris, 234 pp.
- (1983): «El Pérmico del borde suroeste de la Meseta. En: Carbonífero y Pérmico de España» (Martínez, C., Coord), *X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*, ICC, Madrid, pp. 441-450.
- CABANIS, B.; CHATEAUNEUF, J. J. y DEROIN, J. P. (1994): «Évolution biostratigraphique, magmatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe): implications paléogéographiques au Permien inférieur», *Bull. Soc. géol. France*, 165 (2), 163-179.
- CAMERON K. L. y BLATT, H. (1971): «Durabilities of sand-sized schist and volcanic rock fragments during fluvial transport, Elk Creek, Black Hills, South Dakota», *Jour. Sed. Petrol.*, 41, 565-576.
- CAPOTE, R. (1978): *Tectónica española*. Seminario sobre criterios sísmicos de proyecto en instalaciones nucleares y Obras Públicas. Madrid.
- COMPTON, R. R. (1962): *Manual of Field Geology*, Wiley, Nueva York, 378 pp.
- CRITELLI, S. y LE PERA, E. (1994): «Detrital modes and provenance of Miocene sandstone and modern sands of the southern Apennines thrust-top basins (Italy)», *Jour. Sed. Petrol.*, 64 (4), 824-835.
- CROOK, K. A. W. (1960): «Classification of arenites», *Amer. Jour. Sci.*, 258, 419-428.
- DE LA CRUZ, B., MARFIL, R., DE LA PEÑA, J. A. y ARRIBAS, J. (1987): «Procedencia y evolución diagenética de las areniscas Permo-Triásicas de la Cordillera Ibérica (Sierra de Albarracín-Boniches-Talayuelas), provincias de Teruel y Cuenca», *Cuad. de Geol. Ibérica*, 11, 493-514.
- DE LA PEÑA, J. A., ARRIBA, J., DE LA CRUZ, B., y MARFIL, R. (1983): «Diagenetic model of Permo-Triassic continental and transitional sandstones (Red bed) in the Iberian Range, Spain», *4th I.A.S. Regional Meeting. Split Yugoslavia*, pp. 137-139.

- DICKINSON, W. R. (1970): «Interpreting detrital modes of graywacke and arkose», *Jour. Sed. Petrol.*, 40, 695-707.
- (1985): «Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones», en G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of arenites*, NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, Holland, 148, 333-361.
- y SUCZER, C. A. (1979): «Plate tectonics and sandstone compositions», *Amer. Assoc. Petrol. Bull.*, 63, 2164-2182.
- DORSEY, R. (1986): «Provenance evolution and unroofing history of modern arc-continent collision: Evidence from petrography of plio-pleistocene sandstones, eastern Taiwan», *Jour. Sed. petrol.*, 58(2), 208-218.
- EMERY, J. R. y GRIFFITHS, J. C. (1954): «Reconnaissance investigation into relationships between behavior and petrographic properties of some Mississippian sediments. Pennsylvania State Univ.», *Min. Ind. Expt. Sta. Bull.*, 62, 67-80.
- FOLK, R. (1968): *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill's (ed.), Austin, 110 pp.
- GAVALA, J. (1927): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000, IGME, Memoria correspondiente a la Hoja de Cantillana*, t. IX, 3.ª ser., pp. 1-79.
- GAZZI, P. (1966): «Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro», *Mineralogica e Petrografica Acta*, 12, 69-97.
- ZUFFA, G. G., GANDOLFI, G. y PAGANELLI, L. (1973): «Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie delle apiagge adriatiche fra le foci dell'Isone e del Foglia: inquadramento regionale», *Memorie delle Società Geologica Italiana*, 12, 1-37.
- GÓMEZ-GRAS, D. (1993): «El Permotrias de la Cordillera Costero Catalana: Facies y Petrología Sedimentaria (parte I)», *Bol. Geol. Min.*, 104-2, 115-161.
- GRAHAM S. A., INGERSOLL, R. V. y DICKINSON, W. R. (1976): «Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior basin», *Jour. Sed. Petrol.*, 46, 620-632.
- INGERSOLL, R. V. (1978): «Petrofacies and petrologic evolution of the Late Cretaceous fore-arc basin, northern and central California», *Jour. Geol.*, 86, 335-352.
- y SCUZEK, C. A. (1979): «Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218», *Jour. Sed. Petrol.*, 49, 1217-1228.
- LASH, G. G. (1987): «Longitudinal petrographic variations in a Middle Ordovician trench deposit, Central Appalachian orogen», *Sedimentology*, 34, 227-235.
- MACK, G. H. (1978): «The survivability of labile light-mineral grains in fluvial, aeolian and littoral marine environments: the permian Cutler and Cedar Mesa Formations, Moab, Utah», *Sedimentology*, 25, 587-604.
- MCBRIDE, E. F. (1985): «Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone», en G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of arenites*, NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, Holland, 148, 94-114.
- MARFIL, R., DE LA CRUZ, B. y DE LA PEÑA, J. A. (1977): «Procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica», *Cuad. Geol. Ibérica*, 14, 411-422.
- y BUENDÍA, F. (1980): «La evolución diagenética de los sedimentos detríticos del Pérmico y Triásico del sondeo de Sigüenza (Guadalajara)», *Rev. Inst. Incest. Geol.*, 34, 59-74.
- MORENO, C. y SÁEZ, R. (1989): «Petrología y procedencia de las areniscas del Culm de la parte occidental de la Faja Pirítica española (Zona Surportuguesa)», *Bol. Geol. Min.*, C-I, 134-147.
- PETTUJOHN, F. J., POTTER, P. E. y SIEVER, R. (1972): *Sand and Sandstones*, Springer-Verlag, Nueva York, 618 pp.

- POWERS, M. C. (1953): «A new roundness scale for sedimentary particles», *Jour. Sed. Petrol.*, 23, 117-119.
- QUESADA, C. y GARROTE, A. (1983): «Carboniferous geology of the Sierra Morena. Guidebook of field trip D», *10th Int. Carboniferous Congr.*, Madrid, 1-104 pp.
- ROBARDET, M. y GABALDÓN, V. (1990): «Synorogenic Phase (Upper Devonian-Carboniferous-Lower Permian)», en R. D. Dallmeyer y E. Martínez (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 273-278 pp.
- ROSELL, J., ARRIBAS, J., ELIZAGA, E. y GÓMEZ, D. (1988): «Caracterización sedimentológica y petrográfica de la serie roja permo-triásica de la isla de Menorca», *Bol. Geol. Min.*, XCIX-I, 71-82.
- ROUBAULT, M. (1963): *Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant*, Lamarre-Poinant, París, 315 pp.
- SANZ, T. y LEDESMA, F. (1975): *Mapa Geológico Nacional, E. 1:50.000, MAGNA, Hoja núm. 941 (Ventas Quemadas)*, Servicio de publicaciones del Ministerio de industria y Energía, Madrid, 25 pp.
- SIMANCAS, J. F. (1983): *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa*, Tesis Doct. Univ. Granada, 438 pp.
- BROUTIN, J. y GABALDÓN, V. (1983): «The Autunian of the Viar Area», en Field trip «D», Carboniferous Geology of the Sierra Morena, *X Internacional Carboniferous Congress*, Madrid, 86-104.
- SIMON, W. (1951): «Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien)», *Abhandl. Senckenbergiana Naturf., Ges.*, 485, 31-52.
- SOPEÑA, A., VIRGILI, C., HERNANDO, S. y RAMOS, A. (1977): «Pérmico continental en España», *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 11-34.
- SUTTNER, L. J. (1974): «Sedimentary petrographic provinces: an evaluation», en C. A. Ross (ed.), *Paleogeographic Provinces and Provinciality*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub., 21, 75-84.
- BASU, A. y MACK, G. H. (1981): «Climate and the origin of quartz arenites», *Jour. Sed. Petrol.*, 51, 1235-1246.
- y DUTTA, P. K. (1986): «Alluvial sandstone composition and paleoclimate, II. Framework mineralogy», *Jour. Sed. Petrol.*, 56, 329-345.
- VIRGILI, C. (1983): *Carbonífero y Pérmico de España*, en Martínez, C. (Coord.), *X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*, Madrid, 484-490.
- SOPEÑA, A., RAMOS, A., ARCHE, A. y HERNANDO, S. (1983): «El relleno post-hercínico y el comienzo de la sedimentación Mesozoica», en *Geología de España*, J. A. Comba (coord. gen.) Instituto Geológico y Minero de España, Libro Jubilar J., M., Ríos, Barcelona, II, 25-36.
- WENTWORTH, C. K. (1922): «A scale of grade and class terms for clastic sediments», *Jour. Geology*, 30, 377-392.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J., y GILBERT, C. M. (1982): *Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections*, Freeman and Company, Nueva York, 2.^a ed., 626 pp.
- ZUFFA, G. G. (1980): «Hybrid arenites: their composition and classification», *Jour. Sed. Petrol.*, 50, 21-29.

Manuscrito recibido: 29 de junio 1995

Manuscrito aceptado: 21 enero 1996