

LAS PIZARRAS DE LA FAJA PIRITICA IBERICA (ZONA SUR-PORTUGUESA): GEOLOGIA, MINERALOGIA Y APLICACIONES INDUSTRIALES

J. C. Fernández-Caliani * y E. Galán **

RESUMEN

Se describen las características geoquímicas, mineralógicas y petrográficas de los materiales pizarrosos de un sector de la Faja Pirítica y, en base a estos datos, se discuten sus condiciones de formación y evolución durante el metamorfismo. Finalmente, se analiza la incidencia de la mineralogía y de los factores texturales y microestructurales en la calidad de las pizarras como rocas industriales.

Palabras clave: Pizarras, filosilicatos, rocas industriales, Faja Pirítica Ibérica, Huelva.

ABSTRACT

The geochemical, mineralogical and petrographical features of slates from the Iberian Pyrite Belt (SW Spain) are studied. On the basis of these data, the origin and metamorphic conditions undergone by these materials are discussed. Finally, the influence of mineralogical, textural and microstructural factors on their use as industrial rocks (roofing slates) is estimated.

Key words: Slates, phyllosilicates, industrial rocks, Iberian Pyrite Belt, Huelva.

Introducción

La Faja Pirítica Ibérica es una de las provincias metalogénicas más importantes de Europa, con grandes yacimientos de sulfuros masivos polimetálicos y numerosas mineralizaciones de manganeso. Este cinturón constituye la unidad tectonosedimentaria más septentrional de la zona sur-portuguesa del Macizo Ibérico (Quesada, 1990).

La estratigrafía regional de la Faja Pirítica está, en general, bien establecida, aceptándose la columna-tipo propuesta por Schermerhorn (1971), con tres unidades estratigráficas principales que, de muro a techo, son: a) *Grupo de Pizarras y Cuarcitas* (P-Q); b) *Complejo Volcánico-Sedimentario* (CVS); c) *Grupo Culm*.

El grupo basal (P-Q) consiste en una potente y monótona formación de pizarras con niveles y cantos de cuarcitas impuras. Hacia el techo contiene lentejones de rocas carbonatadas que han sido datadas por

conodontos como Famenienense Superior (Van den Boogaard y Schermerhorn, 1975).

El CVS es una unidad litológicamente heterogénea, presenta un conjunto de rocas volcánicas (lavas, piroclastos, epiclastos) ácidas y básicas, con materiales pizarrosos interestratificados. Esta unidad tiene un espesor variable, con bruscos cambios laterales de facies, y contiene a los yacimientos de sulfuros y de manganeso. Su edad ha sido estimada por Van den Boogaard (1967) y Oliveira (1983) como Tournaisiense-Viseense Inferior.

El Grupo Culm está constituido por una serie basal pizarrosa y una secuencia turbidítica de pizarras y grauvacas que se ha depositado concordantemente sobre el CVS, marcando el final de la sedimentación carbonífera (Viseense Superior).

Estos materiales fueron intensamente deformados durante la orogenia hercínica. Las estructuras resultantes de la tectónica polifásica han sido descritas por diversos autores (Routhier *et al.*, 1980; Ribeiro *et al.*,

* Facultad de Ciencias Experimentales. 21819-La Rábida (Huelva).

** Facultad de Química. Apto. 553. Sevilla-41071

Dpto. Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola. Universidad de Sevilla.

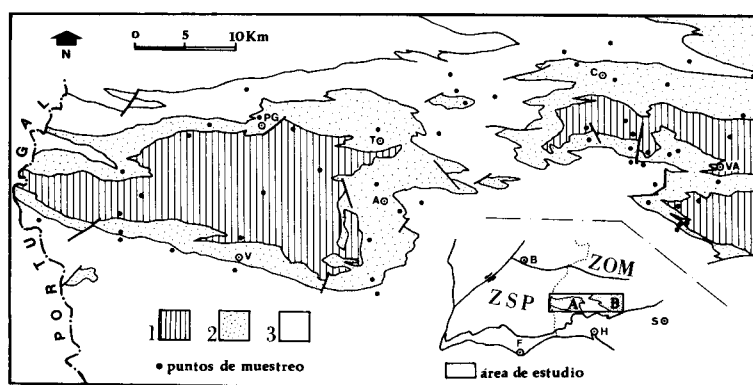


Fig. 1.—Esquema geológico del sector estudiado (A: anticlinal de Puebla de Guzmán; B: anticlinal de Valverde del Camino), según IGME (1982), y localización de los puntos de muestreo. 1. Grupo de Pizarras y Cuarcitas (P-Q). 2. Complejo Volcánico-Sedimentario (CVS). 3. Grupo Culm. ZOM: Zona Ossa Morena. ZSP: Zona Surportuguesa. Poblaciones: A: Alosno, B: Beja, C: Calañas, F: Faro, H: Huelva, PG: Puebla Guzmán, S: Sevilla, T: Tharsis, V: Vva. Castillejos, VA: Valverde del Camino.

1983; Hernández-Enrile, 1983; entre otros). La primera fase principal originó pliegues de dirección WNW-ESE, vergentes al S-SW, con una foliación de plano axial bien desarrollada, y un metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo (Schermerhorn, 1975; Munha, 1983).

Los materiales pelíticos no están suficientemente investigados a pesar de su abundancia y reconocida relación con algunos yacimientos de sulfuros. El presente trabajo es una contribución al conocimiento geológico y mineralógico de las formaciones pizarrosas de la Faja Pirítica, y de sus posibilidades de aplicación en el campo de las rocas industriales.

Materiales estudiados y metodología

El área de estudio comprende los anticlinales de Puebla de Guzmán y Valverde del Camino (fig. 1), en la provincia de Huelva. Para este trabajo se recogieron 65 muestras de pizarras, 15 de las cuales son testigos de sondeos, procedentes de las tres unidades estratigráficas anteriormente definidas.

Las pizarras fueron trituradas hasta un tamaño aproximado de 5 mm y cuarteadas. Posteriormente, una porción representativa fue molida y homogeneizada en un molino de bolas y en un mortero de ágata hasta conseguir un polvo adecuado ($<50 \mu$) para el análisis químico y difractométrico.

El análisis químico de elementos mayoritarios se realizó mediante espectrofotometría de absorción atómica, excepto la sílice y el óxido ferroso que fueron determinados por gravimetría y por valoración con permanganato potásico, respectivamente.

La composición mineralógica de la muestra total se determinó por difracción de rayos-X (método de polvo), en un equipo Philips PW 1130/90, microprocesador PW 1710, empleando radiación $K\alpha$ de Cu, filtro de Ni, y una velocidad de exploración de $2^\circ/\text{minuto}$. Los filosilicatos fueron estudiados sobre agregados orientados, usando una velocidad de exploración de $1^\circ/\text{minuto}$. Sobre los agregados orientados se realizaron tratamientos adicionales (solvatación con dimetilsulfóxido y etilenglicol, calentamiento a 550°C), según las técnicas habituales.

La estimación cuantitativa de las fases minerales se efectuó por el método de los poderes reflectantes, siguiendo las recomendaciones de Pozzuoli *et al.* (1972).

El índice de cristalinidad (IC) de las micas se ha determinado por el método de Kubler (1968) y atendiendo a las recomendaciones del «Working Group on Illite Crystallinity» (Kisch, 1990); el grado de fengitización por la relación de intensidades basales $I(004)/I(002)$, y el grado de paragonitización a partir de la ecuación de Guidotti (1974). El espaciado basal de las micas se ha medido sobre la reflexión (0, 0, 10) y el de las cloritas sobre (001), usando el cuarzo de las muestras como estándar interno. El polipismo se estudió en difractogramas de polvo, según el método de Maxwell y Hower (1967) para las micas, o comprobando las reflexiones características de cada polipito, recogidas por Hayes (1970), en el caso de las cloritas. El parámetro b de ambos filosilicatos se calculó a partir de la posición de la reflexión (060) en los difractogramas de polvo, operando con una velocidad de exploración de $0,5^\circ/\text{minuto}$ en el intervalo $59-63^\circ$ de 2θ , usando un portamuestras de carga lateral y la reflexión (211) del cuarzo como referencia.

La composición química de los filosilicatos se ha deducido a partir de los difractogramas, siguiendo la metodología descrita por Martín-Ramos (1976) para las micas, y por Bailey (1972) y Nieto y Rodríguez-Gallego (1983) para las cloritas.

El estudio petrográfico y microestructural se llevó a cabo por microscopía de luz transmitida y por microscopía electrónica de barrido, en secciones paralelas y perpendiculares a los planos de foliación de las pizarras.

Características petrográficas y geoquímicas

Los materiales pizarrosos están bien representados en el registro sedimentario de la Faja Pirítica, en el sector estudiado. Constituyen la mayor parte de las series detríticas del Grupo P-Q y del Culm, y forman el armazón sedimentario donde se engloban los distintos episodios magmáticos del CVS (fig. 2).

Las pizarras devónicas (Grupo P-Q) son de color verde a gris oscuro y presentan una granulometría variable desde pizarras arcillosas a pizarras limolíticas.

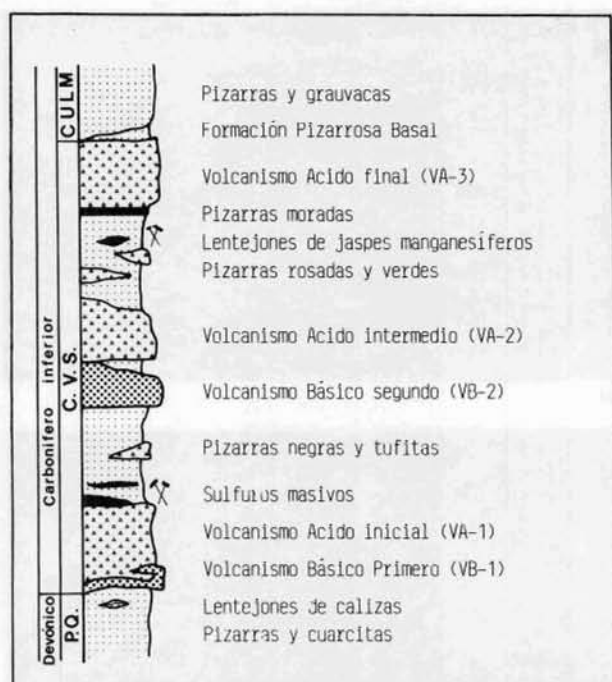


Fig. 2.—Serie estratigráfica simplificada del área de estudio.

Están compuestas, principalmente, por bloques de cristales laminares, micáceos, y niveles o lenticulas más ricas en cuarzo.

Dentro del CVS se han diferenciado por criterios estratigráficos las siguientes formaciones pizarrosas: 1) *pizarras negras*, a techo del volcanismo ácido inicial (VA-1); 2) *pizarras abigarradas*, a techo del volcanismo ácido segundo (VA-2); 3) *pizarras moradas*, a muro del volcanismo ácido final (VA-3).

Las pizarras negras constituyen el nivel portador de grandes yacimientos de sulfuros masivos (Sotiel, Tharsis). Presentan una textura pizarrosa muy bandada, con alternancia de niveles claros ricos en granos detríticos de cuarzo y niveles más oscuros de filosilicatos y materia carbonosa. Ocasionalmente contienen algunos niveles carbonatados.

Los materiales pizarrosos del VA-2 son más heterogéneos y, en conjunto, se pueden agrupar en dos formaciones diferentes: a) *Formación manganesífera* (Straus, 1970), constituida por pizarras de composición cuarzo-moscovítica, con lentejones de jaspes mineralizados por óxidos de manganeso, y b) *Formación coronada* (Fernández Caliani y González Regalado, 1991), representada por pizarras cloríticas con bancos de rocas carbonatadas; en estas pizarras se han encontrado foraminíferos bentónicos de aguas someras (Fernández-Caliani y González-Regalado,

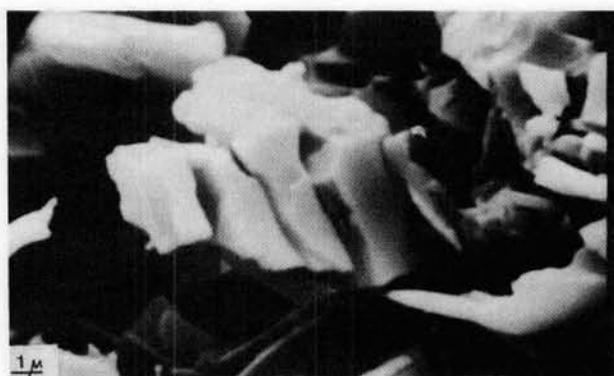


Fig. 3.—Fenocristal subidiomorfo de cuarzo con texturas de corrosión en los bordes (SEM).

1990) y algunos vestigios volcanogénicos como relictos de vidrio y fenocristales de cuarzo (fig. 3).

Las pizarras moradas constituyen un nivel de reducida potencia (10-12 m) y gran extensión lateral. Se caracterizan por una granulometría muy fina (5-20 μ) y por un contenido relativamente alto en hematites (5-10 %).

Las pizarras del Grupo Culm son de color gris oscuro y presentan superficies de foliación muy lisas y brillantes, formadas por láminas bien ensambladas de filosilicatos. Su composición es cuarzo-moscovítica, a veces rica en cristaloblastos de clorita.

Todos los tipos de pizarras muestran un espectro geoquímico relativamente homogéneo en cuanto a elementos mayoritarios (tabla 1). Las pizarras devónicas y del Culm se caracterizan por un elevado contenido en alúmina ($Al_2O_3 \approx 20\%$). Las pizarras del CVS son subaluminicas ($<15\% Al_2O_3$), excepto las pizarras verdes de la Formación Coronada, y se distinguen por el estado de oxidación del hierro (las pizarras moradas son férricas y las pizarras negras son ferrosas) y por el contenido en MnO (pizarras manganesíferas), factores que influyen en la coloración junto con la materia carbonosa (fig. 4).

Mineralogía

Los minerales fundamentales de las pizarras son: cuarzo, filosilicatos y, en menor proporción, feldspatos (plagioclase albítica). Las diferencias composicionales sólo obedecen a variaciones cuantitativas de estos grupos de minerales esenciales y a la presencia de algunos accesorios característicos como la hematites de las pizarras moradas, los carbonatos de las pizarras verdes de Coronada y la materia carbonosa de las pizarras negras. Otros minerales subordinados comunes son: turmalina, zircón, rutilo, cloritoide y epidota.

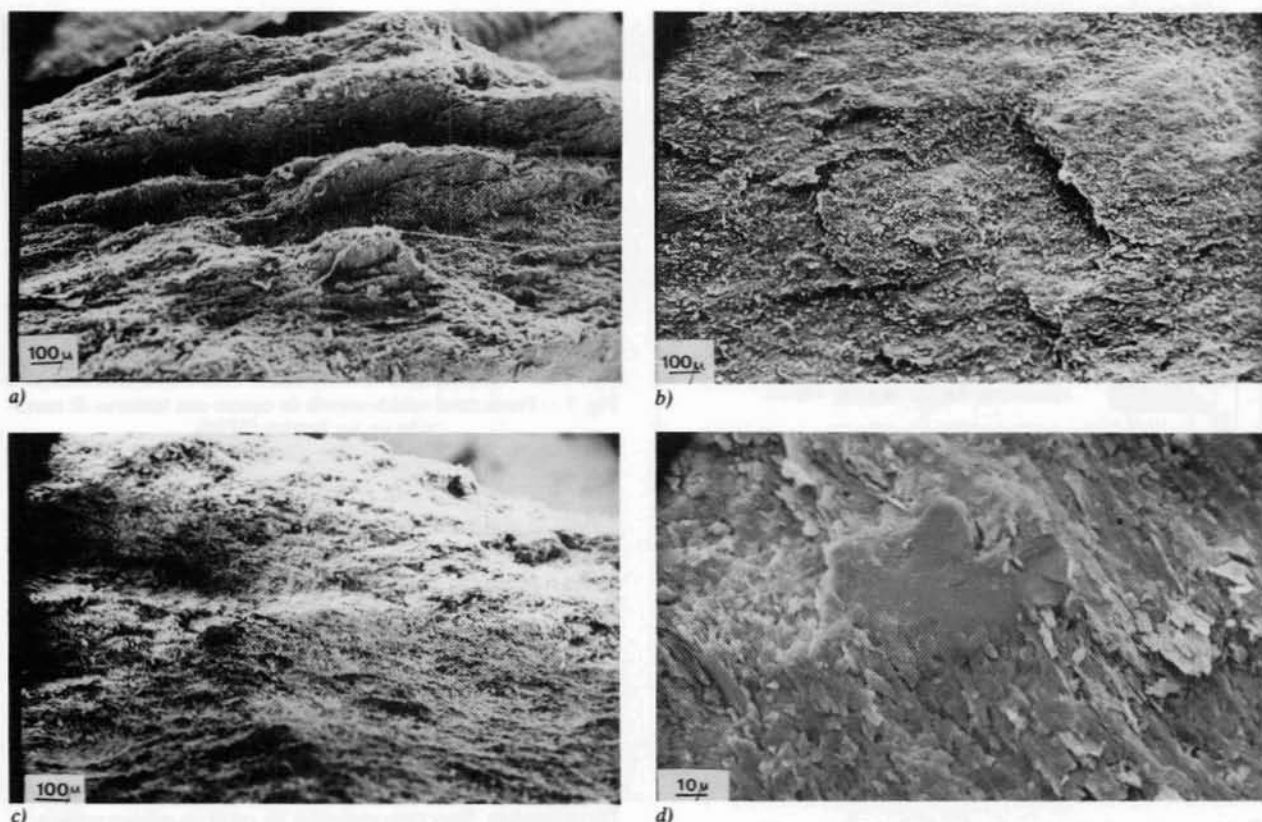


Lámina 1.—Comparación al SEM de aspectos texturales en pizarras de diferente calidad. a) Pizarra de buena calidad en corte perpendicular a la foliación. Se observan bloques de láminas bien diferenciados que favorecen el laminamiento. b) Superficie de foliación de una pizarra de buena calidad. c) Aspecto de una superficie perpendicular a los planos de foliación en una pizarra de mala calidad. No está diferenciada en bloques de láminas. d) Superficie de foliación fracturada y rugosa de una pizarra de mala calidad.

Los filosilicatos son los componentes mayoritarios, dado el carácter pelítico de estas rocas (tabla 1). La mica es el filosilicato más abundante, especialmente en las pizarras del Grupo P-Q y de la facies Culm, donde el cuarzo está menos representado. La clorita es relativamente abundante excepto en las pizarras moradas. Además, algunas pizarras contienen caolinita y pirofilita en bajas proporciones. Esta última aparece exclusivamente en las pizarras devónicas.

Las pizarras devónicas y del Culm presentan unas características mineralógicas semejantes, e incluso en los filosilicatos se observa una cierta analogía cristaloquímica (tablas 2 y 3). Las micas están bien cristalizadas, con bordes muy recortados (fig. 5), y son polimorfos 2M de composición moscovítica. Los índices de fengitización y paragonitización son bajos. La clorita es de tipo clinocloro ferroso y muestra una composición química similar en ambos grupos de pizarras, con un grado de sustitución de Si por Al tetraédrico y una cristalinidad superiores a las cloritas del CVS. Las pizarras devónicas afectadas por removilización de sulfuros y alteración hidrotermal con-

tienen clorita ferrífera, igual que los niveles cloríticos asociados a las mineralizaciones de sulfuros masivos estudiados por Soler (1974) en la Faja Pirítica.

Las pizarras del CVS ofrecen mayores posibilidades para establecer una diferenciación mineralógica más significativa. Las pizarras negras o carbonosas son ricas en cuarzo y aumentan su proporción de silicatos laminares cuando constituyen la roca encajante de las mineralizaciones de sulfuros masivos, pero las características cristaloquímicas de las micas y cloritas no varían por este hecho. En cambio, las micas de las pizarras moradas o hematíticas poseen unos rasgos singulares como un marcado carácter fengítico y una elevada cristalinidad, y las micas de las pizarras manganosíferas se aproximan más a términos paragoníticos. En cuanto a las pizarras verdes de la Formación Coronada, tienen abundante clorita y agregados policristalinos de calcita; la clorita es un politipo IIb de composición chamosítica con un parámetro F/FM (relación Fe/Fe+Mg) mayor que en el resto de las pizarras.

Tabla 1.—Análisis químico y mineralógico de las pizarras.

Unidad-Formación		COMPOSICION QUIMICA									MINERALOGIA	
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Esenciales	Accesorios
C.V.S.	CULM	$\bar{x}$ = 62,96 σ = 3,35 n = 5	18,13	2,78	4,32	0,13	0,14	1,95	0,80	2,86	Q-Ms-Cl	Ab-K
	Pizarras moradas	$\bar{x}$ = 71,94 σ = 4,63 n = 6	13,45	4,88	1,07	0,08	0,11	0,91	0,55	3,64	Q-Ph	Ab-Cl-He
	Coronada	$\bar{x}$ = 63,59 σ = 3,39 n = 7	20,49	0,84	5,22	n.d.	2,54	2,04	0,07	1,84	Q-Ms-Cl	Ab-Ca
	Manganesífera	$\bar{x}$ = 68,50 σ = 2,67 n = 5	14,71	3,86	2,48	0,17	0,14	1,71	0,25	2,52	Q-Ms-Cl	Ab-K-Psi
	Pizarras negras	$\bar{x}$ = 76,47 σ = 1,41 n = 4	11,70	0,26	3,48	0,05	0,19	1,53	0,24	2,24	Q-Ms	Cl-A b - C a - Pi-C
	P - Q	$\bar{x}$ = 61,78 σ = 0,56 n = 5	19,75	2,66	3,65	0,06	0,14	1,55	0,38	3,86	Q-Ms	Cl-Ab-K-Py- Ctd

Q = cuarzo; Ms = moscovita; Cl = clorita; Ph = fengita; Ab = albita; K = caolinita; Ca = calcita; Py = pirofilita; Ctd = cloritoide; Pi = pirita; He = hematites; Psi = psilomelana-pirolusita; C = material carbonoso.

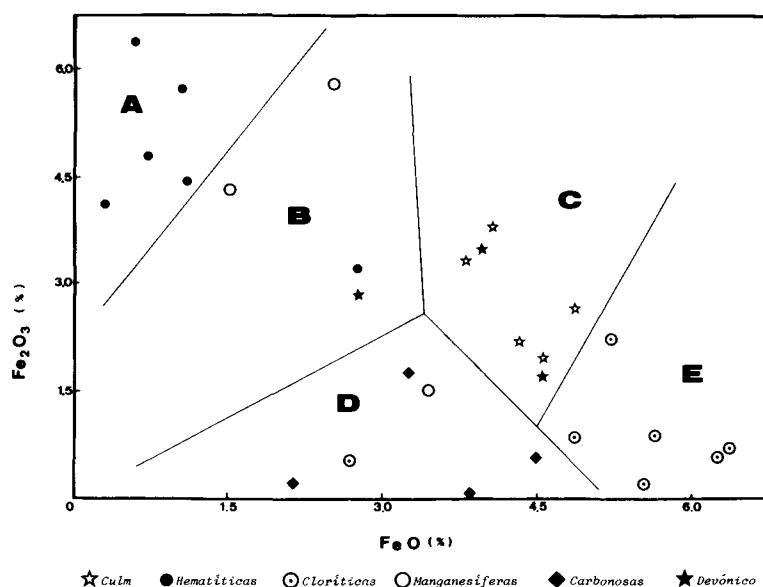


Fig. 4.—Influencia del estado de oxidación del hierro en la coloración de las pizarras (A: moradas; B: rosadas; C: grises; D: negras; E: verdes).

Tabla 2.—Parámetros cristaloquímicos y composición química de las micas, deducida por DRX, de acuerdo con la metodología de los autores reseñados.

Unidad-Formación		(0, 0,10)	(004)/ (002)	bo	I. K.	Si*	Al ^{IV} *	Al ^{VI} *	Fe*	Mg*	Na/ Na+K*
P - Q n=16	$\bar{x}$	1,999	0,71	9,003	2,6	13,2	2,8	7,1	0,5	0,4	0,1
	σ	0,002	0,04	0,007	0,3	0,7	0,7	0,3	0,1	0,2	0,1
C.V.S.	Pizarras negras n=6	$\bar{x}$	1,997	0,63	9,007	2,2	13,4	2,6	7,0	0,5	0,2
		σ	0,003	0,04	0,008	0,1	0,9	0,9	0,3	0,2	0,1
	Manganesífera n=10	$\bar{x}$	1,997	0,68	9,005	2,4	13,8	2,2	7,0	0,5	0,3
		σ	0,003	0,07	0,010	0,2	0,3	0,3	0,4	0,2	0,1
	Coronada n=7	$\bar{x}$	1,998	0,62	8,997	2,5	12,0	4,0	7,4	0,4	0,0
		σ	0,002	0,12	0,007	0,1	0,0	0,0	0,3	0,1	0,0
	Pizarras moradas n=13	$\bar{x}$	1,994	0,48	9,031	2,2	13,0	3,0	6,0	1,0	0,1
		σ	0,002	0,03	0,016	0,2	0,7	0,6	0,3	0,3	0,1
CULM n=13	$\bar{x}$	1,999	0,66	9,001	2,5	13,4	2,6	7,2	0,4	0,4	0,2
	σ	0,002	0,03	0,005	0,2	0,8	0,8	0,2	0,1	0,1	0,1

* Ernst (1963); * Martín Ramos (1976); * Guidotti (1974). I. K. ,Índice de Kubler.

Tabla 3.—Parámetros cristaloquímicos y composición química de las cloritas, deducida por DRX, de acuerdo con la metodología de los autores reseñados.

Unidad-Formación		(001)	bo	I.C.	Si*	Al ^{IV} *	Al ^{VI} *	Fe*	Mg*	F/FM
P - Q n=12	$\bar{x}$	14,004	9,269	3,4	2,2	1,8	1,5	2,0	2,5	0,45
	σ	0,067	0,045	0,8	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,04
C.V.S.	Manganesífera n=10	$\bar{x}$	14,135	9,262	2,5	2,6	1,4	1,3	1,9	0,40
		σ	0,122	0,048	0,3	0,3	0,3	0,2	0,6	0,05
	Coronada n=7	$\bar{x}$	14,112	9,320	2,3	2,3	1,7	1,2	3,1	0,64
		σ	0,076	0,010	0,1	0,3	0,3	0,2	0,2	0,02
CULM n=13	$\bar{x}$	13,993	9,251	3,2	2,1	1,9	1,4	2,1	2,5	0,46
	σ	0,083	0,043	0,7	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,03

* Albee (1962); Nieto y Rodríguez-Gallego (1983); * Brindley (1961). I.C. ,Índice de cristalinidad.

Consideraciones genéticas

El origen sedimentario de los materiales pizarrosos del Grupo P-Q y Grupo Culm está reiteradamente confirmado por criterios estratigráficos y paleogeográficos (Routhier *et al.*, 1980). Asimismo, la composición química y mineralógica observada en las pizarras de ambas unidades no difiere notablemente de las composiciones medias calculadas para pizarras sedimentarias (Pettijohn, 1975). Desde el punto de vista tectonosedimentario, la sucesión pizarroso-cuarcítica del Devónico Superior representa a las series preorogénicas, con características de depósito de plataforma somera, mientras que las turbiditas del Culm

constituyen los depósitos sinorogénicos de relleno de cuenca (Quesada, 1990).

El estudio de la secuencia volcanosedimentaria indica que, durante el Carbonífero Inferior, se sucedieron varios episodios volcánicos en asociación bimodal, separados por períodos de relativa calma con sedimentación de arcillas y cenizas volcánicas.

Las pizarras negras suprayacentes al VA-1 presentan unos rasgos predominantemente sedimentarios, con granos bien clasificados de cuarzo y algunos niveles carbonatados. Estos materiales, caracterizados por un contenido relativamente alto en hierro ferroso y en material carbonoso, se debieron depositar en un ambiente marino, restringido y reductor, alejado de las manifestaciones volcánicas.

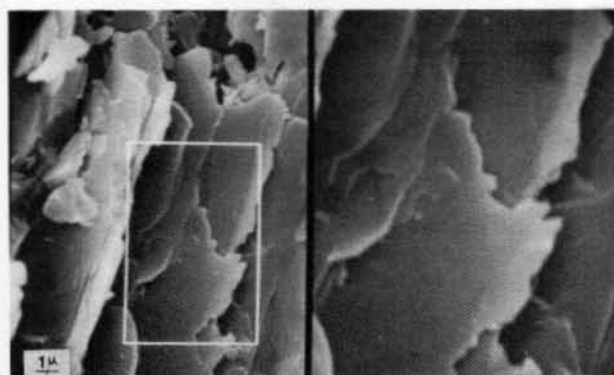


Fig. 5.—Detalle morfológico de cristales laminares de moscovita (SEM).

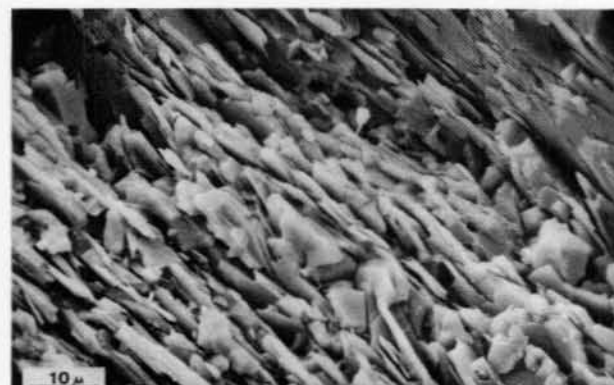


Fig. 6.—Textura pizarrosa bien desarrollada por un elevado grado de orientación de los filosilicatos (SEM).

Durante el Viseense Inferior, este medio se hace menos reductor y tiene lugar una etapa de sedimentación marina, detrítica fina, que permite el desarrollo de foraminíferos propios de plataformas marinas abiertas y someras (Fernández-Caliani y González-Regalado, 1990). Además, la existencia de vestigios volcanogénicos conduce a pensar en una fuente de alimentación mixta (sedimentaria y volcánica) que se manifiesta también por la heterogeneidad química de los materiales pizarrosos que conforman el techo del VA-2. El depósito de los sedimentos cineríticos, probablemente, se desarrolló a partir de flujos piroclásticos procedentes de focos distales.

Sobre la formación pizarroso-cinerítica del VA-2, y antes de producirse el último episodio volcánico (VA-3), acontece un depósito extensivo de cenizas y polvo hematítico, rico en sílice, que origina un nivel muy continuo de pizarras moradas.

Estos materiales pelíticos han estado sometidos, al menos, a dos fases principales de deformación durante la orogenia hercínica. La primera fase (D-1) desarrolló una foliación pizarrosa muy penetrativa, definida por la orientación preferencial de cristales la-

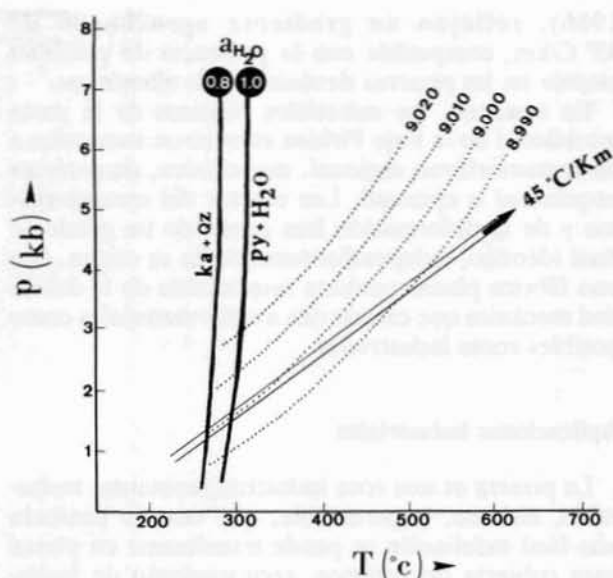


Fig. 7.—Diagrama de curvas de estabilidad de micas dioctaédricas en función del parámetro bo (Guidotti y Sassi, 1986) e isogras de formación de pirofilita según la actividad del agua (Frey, 1987). El gradiente geotérmico estimado es de 45 °C/km.

minares, debido a la cristalización y recrystalización de filosilicatos orientados (fig. 6). La segunda fase (D-2) produce el microplegamiento de la foliación pizarrosa dando lugar a una fábrica más heterogénea o foliación de crenulación, originada por disolución bajo presión diferencial de minerales. Esto se pone de manifiesto por la presencia de microestructuras significativas como bandeados de origen tectónico y desplazamientos aparentes de venas y laminaciones según los planos de crenulación.

La recrystalización metamórfica está asociada a la primera fase de deformación (sin-D1 y post-D1) y se caracteriza por una paragénesis monótona y sencilla: cuarzo + mica blanca + clorita + albita. De acuerdo con los índices de cristalinidad de las micas, el metamorfismo es de grado bajo (zona inferior de los esquistos verdes) a muy bajo (facies prehnita-pumpellyita), apreciándose un cierto decrecimiento en la intensidad de Este (anticlinal de Valverde del Camino) a Oeste (anticlinal de Puebla de Guzmán, Fernández-Caliani *et al.*, 1991).

Los valores medios ($x = 9,003 \pm 0,003$) del parámetro bo de las micas, de acuerdo con Guidotti y Sassi (1986), corresponden a facies de presiones bajas a intermedias. Estos valores proyectados en el diagrama de curvas de estabilidad de las micas dioctaédricas (fig. 7) y teniendo en cuenta la temperatura de transformación metamórfica ($T = 250-300^\circ \text{C}$), deducida por el coeficiente medio de correlación Al/Fe de la capa octaédrica de las cloritas (Noack *et al.*,

1986), reflejan un gradiente aproximado de 45° C/km, compatible con la presencia de pirofilita estable en las pizarras devónicas más aluminicas.

En resumen, los materiales pelíticos de la parte meridional de la Faja Pirítica estuvieron sometidos a un metamorfismo regional, monofásico, de carácter anquizonal a epizonal. Los efectos del metamorfismo y de la deformación han generado un producto final idéntico, independientemente de su origen, con una fábrica planar perfecta responsable de la debilidad mecánica que caracteriza a estos materiales como posibles rocas industriales.

Aplicaciones industriales

La pizarra es una roca industrial resistente, inalterable, aislante, impermeable, que cuando presenta una fácil exfoliación se puede transformar en placas para cubierta de edificios, recubrimiento de fachadas, pavimentación, etc., tratándose de uno de los materiales de construcción más lujosos y cotizados.

España es actualmente el primer productor y exportador mundial de pizarras de techar, con un volumen anual de elaboración de 442.000 Tm en 1989, cuyo valor se aproximó a 21.000 millones de ptas., según datos de la Federación Nacional de Asociaciones para el Desarrollo de la Piedra Natural y Afines. Los principales centros de producción se localizan en el Macizo Ibérico, especialmente en el NO peninsular. Sin embargo, en la Zona Surportuguesa, a pesar de la abundancia de formaciones pizarrosas, no se había realizado ninguna investigación sobre las posibilidades de aplicación de estos materiales hasta el año 1988, que comenzó un programa de exploración por iniciativa empresarial (Alvarez, 1990).

La calidad de las pizarras se ha evaluado, en este trabajo, por la mayor o menor facilidad de lajarse y la densidad de diaclasado. Las muestras estudiadas para este propósito proceden de afloramientos que reúnen unas condiciones favorable como su posición estructural (flanco inverso de pliegues tumbados), un escaso estado de fracturación y la ausencia de metamorfismo de contacto sobreimpuesto al metamorfismo regional de bajo grado. Así pues, en este caso, las diferencias de calidad se deben esencialmente a factores mineralógicos, texturales y microestructurales.

Los filosilicatos se encuentran en una proporción superior al 50 % en las muestras de calidad buena o excelente, que podrían destinarse a la elaboración de placas para cubiertas. Las muestras de mala calidad contienen más cuarzo que minerales laminares y sólo serían aconsejables como losas gruesas para suelos, según la clasificación de pizarras industriales de Le Corré (1970).

Al microscopio electrónico también se ha podido establecer una correlación razonable entre la calidad de las pizarras y la composición mineralógica: se observa que las mejores superficies de foliación están a favor de lechos ricos en moscovita.

El estado de oxidación de las cloritas, además de influir en la coloración de las pizarras, incide en la calidad del material (estética y acabado) y en las posibilidades futuras de alteración, ya que las cloritas ricas en hierro se alteran con más facilidad, descomponiéndose y dejando la superficie de foliación desgarrada e impregnada de óxidos.

En algunos tipos de pizarras, como las carbonosas, es frecuente la presencia de minerales opacos oxidables (pirita) capaces de producir manchas ferruginosas por la alteración, y en las pizarras verdes son comunes los carbonatos, que es otro factor negativo por las manchas blanquecinas que suelen dejar al disolverse por meteorización.

No obstante, dada la gran homogeneidad mineralógica de las pizarras, las causas de la diferente calidad hay que buscarlas esencialmente en las diferencias texturales y microestructurales.

Las pizarras de mejor calidad se reconocen principalmente por las siguientes características:

- Granulometría muy uniforme, predominando los filosilicatos bien cristalizados con un elevado grado de orientación preferente y definiendo una foliación pizarrosa muy penetrativa.

- Ausencia de manifestaciones de tipo estructural que evidencian el efecto de fases de deformación posteriores, tal como una foliación de crenulación.

- Alternancia de bandas composicionales paralelas a la foliación principal.

- Escasa microfracturación que, cuando existe, se desarrolla en planos paralelos a las superficies de foliación.

Las microfotografías de la lámina I ilustran algunos aspectos texturales, según la calidad de las pizarras, en cortes paralelos y perpendiculares a la foliación.

Como conclusión, las pizarras aluminicas (especialmente las pizarras cloríticas de la Fm. Coronada y las pizarras del Culm) son las que tienen mayores posibilidades de aplicación industrial, siempre que concurren favorablemente los factores texturales y estructurales antes mencionados.

Referencias

- Albee, A. L. (1962). Relationships between the mineral chemical composition and physical properties of the chlorites series. *Amer. Miner.*, 47: 851-870.
- Alvarez, C. J. (1990). Investigación de pizarras ornamentales en la provincia de Huelva. En *Futuro de la Minería*

- Onubense*. Cons. Fomento y Trabajo, Junta de Andalucía, 72-76.
- Bailey, S. W. (1972). Determination of chlorite compositions by X-ray spacings and intensities. *Clays Clay Miner.*, 20, 381-388.
- Brindley, G. W. (1961). Chlorite minerals. In: The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals (G. Brown ed.) *Miner. Soc. London*, 6: 242-296.
- Ernst, W. G. (1963). Significance of phengite micas from low-grade schists. *Amer. Miner.*, 48: 1357-1373.
- Fernández-Caliani, J. C. y González-Regalado, M. L. (1990). Presencia de foraminíferos en las pizarras carboníferas de Sotiel Coronada (Huelva). Nuevos datos sobre el Complejo Volcánico-Sedimentario de la Faja Píritica del SO de España. *Bol. Geol. Min.*, 101: 3-8.
- Fernández-Caliani, J. C., y González-Regalado, M. L. (1991). Las pizarras verdes de Sotiel Coronada, Faja Píritica Ibérica: características geoquímicas, mineralógicas y bioestratigráficas. *XI Reun. Geol. Oeste Peninsular*. Libro de Resúmenes, pag. 19. Fernández-Caliani, J. C.; Mesa, J. M., y Galán, E. (1991). Características del metamorfismo de grado bajo a muy bajo en la parte meridional de la Faja Píritica Ibérica. *XI Reun. Geol. Oeste Peninsular*. Libro de resúmenes, 19-20.
- Frey, M. (1987). Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: *Low Temperature Metamorphism* (M. Frey ed.). Blackie, 9-58.
- Guidotti, C. V. (1974). Transition from staurolite to sillimanite zone, Rangeley quadrangle, Maine. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 475-490.
- Guidotti, C. V., y Sassi, F. P. (1986). Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite data from low-grade metapelites. *Neues Jb. Min. Abh.*, 153: 363-380.
- Hayes, J. B. (1970). Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. *Clays Clay Miner.*, 18: 285-306.
- Hernández-Enrile, J. L. (1983). La tectónica superpuesta en la región oriental de la Banda Piritosa Ibérica. *Congr. Intern. Carbonífero*, 3: 505-517.
- IGME (1982). Síntesis Geológica de la Faja Píritica del SO de España. *Col. Mem.*, 106 págs.
- Kisch, H. J., (1990). Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings and inter-laboratory samples. *IGCP Project (VLGM-Working Group on Illite Crystallinity)*. Internal Report, 9 pp.
- Kübler, B. (1968). Évaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat de progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre Rech. Pau (SNPA)* 2: 385-397.
- Le Corré, C. (1970). Bases méthodologiques pour la recherche ardoisière dans le Massif Armoricain. *Bull. Soc. Geol. Min. Bretagne*, 2: 73-78.
- Martín-Ramos, J. D. (1976). *Las Micas de las Cordilleras Béticas. Zonas Internas*. Tesis Doct. Univ. Granada, 244 págs.
- Maxwell, D. T., y Hower, J. (1967). High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. *Amer. Miner.*, 52: 843-857.
- Munhá, J. (1983). Low-grade regional metamorphism in the Iberian Pyrite Belt. *Com. Serv. Geol. Port.*, 69: 3-35.
- Nieto, F., y Rodríguez-Gallego, M. (1983). Metodología para el estudio de la clorita en rocas metamórficas. *Soc. Ital. Min. Petrol.*, 38: 1429-1436.
- Noack, Y., Giroir, G., y Girard, J. P. (1986). Chlorites as indicators paleoenvironments. In *Geoch. Earth Surface and Proc. of Min. Formation*. Granada, 16-22.
- Oliveira, J. T. (1983). The marine Carboniferous of South Portugal. A stratigraphic and sedimentological approach. *Mem. Serv. Geol. Port.*, 29: 3-37.
- Pettijohn, F. J. (1975). *Sedimentary Rocks*. 3th. Ed. Harper & Row. New York, 628 págs.
- Pozzuoli, A.; Mattias, P., y Galán, Ed. (1972). Mineralogía di sedimenti abruzzesci. *Period. Mineral.*, 41: 612-655.
- Quesada, C. (1990). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- Ribeiro, A.; Oliveira, J. T., y Silva, J. B. (1983). La estructura de la Zona Sur-Portuguesa. En: *Libro Homenaje Jubilar a J. M. Ríos*. IGME, 1: 504-513.
- Routhier, P.; Aye, F.; Boyer, C.; Lécolle, M.; Molière, P.; Picot, P., y Roger, G. (1980). La Ceinture Sud-Ibérique a Amas Sulfurés dans sa Partie Espagnole Médiane. *Mem. B.R.G.M.*, 94, 265 págs.
- Schermerhorn, L. J. G. (1971). An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min.*, 82: 239-268.
- (1975). Pumpellyite facies metamorphism in the Spanish Pyrite Belt. *Petrologie*, 1: 71-86.
- Soler, E. (1974). Les chloritites liées aux minéralisations pyrito-cuprifères de la province de Huelva (SW de l'Espagne). *Sci. de la Terre*, Nancy, 19: 180-185.
- Strauss, G. K. (1970). Sobre la geología de la provincia piritífera del SO de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal). *Men. IGME*, 77:266 págs.
- Van den Boogaard, M. (1967). *Geology of the Pomarao Region (Southern Portugal)*. Thesis Univ. Amsterdam, 133 págs.
- Van den Boogaard, M., y Schermerhorn, L. J. G. (1975). Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 2. A Fammenian conodont fauna at Cabezas del Pasto. Part 3. Carboniferous conodonts at Sotiel Coronada. *Scripta Geol.*, 28: 1-43.

Recibido el 29 de mayo de 1991
Aceptado el 15 de noviembre de 1991