

geodinámicas en la isla) hemos utilizado el geobarómetro de Brown (1977, basado en el contenido en NaM4 de los Ca-anfiboles) y el termobarómetro de Plyusnina (1982, Ca-Al en plagioclasa y anfíbol, respectivamente). Con estos métodos, la P estimada para el pico térmico se sitúa en torno a 1-1,5 Kbar, estimándose por tanto una profundidad de 3,5-5 kms. El gradiente geotérmico obtenido (100-150°C/km) es comparable a otros propuestos en zonas con metamorfismo similar.

### Discusión e implicaciones geodinámicas

Después de que el CP registrase la etapa de metamorfismo paroxismal (450-490°C y 1-1,5 Kbar), fue afectado por una intensa retrogradación con suave descompresión (fig. 2). La descompresión se debe a la elevación del CP desde su posición original (presumiblemente el lugar donde se produjo la etapa de metamorfismo paroxismal), hasta su posición actual. Durante la elevación se originó la estructura dómica del Complejo Basal y la neta discordancia erosiva que trunca las series submarinas. A falta de datos estructurales que avalen otras hipótesis, la elevación de la isla y la propia estructura dómica deben ser resultado de la magnitud de la actividad ígnea.

Si nuestros datos barométricos son

aquilatados, el espesor de materiales eliminados durante la elevación es, como mínimo, de 3.000 m. Teniendo en cuenta este espesor y el intervalo de tiempo empleado en la emersión (Mioceno medio-superior a Plioceno, Nuez 1983), se obtienen velocidades de ascenso de la isla bastante moderadas, menores de 1 cm/año, que resultan compatibles con el marco geológico regional.

### Referencias

- Brown, E. H. (1977): *Journal Petrology*, 18, 1, 53-72.  
 Coleman, R. G. (1977): Springer-Verlag, 229 p.  
 Hernández-Pacheco, A. y Fernández Santín, S. (1974): *Proceed. of the Symp. on Andean and Antarctic Volcanology Problems*. Chile. 98-111.  
 Holdaway, M. J. (1971): *Amer. Jour. Sci*, 27, 97-132.  
 Liou, J. G. (1971): *Journal Petrology*, 12, 370-411.  
 Miyashiro, A. (1973): Gerge Allen & Unwin LTD, London, 492 p.  
 Nitsch, K. H. (1971): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30, 240-260.  
 Nuez, J. (1983): *Tesis. Univ. Complutense*, Madrid. 401 p.  
 Plyusnina, L. P. (1982): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 140-146.  
 Staudigel, H. y Schminck, H. U. (1984): *Jour. Geophys. Res.*, 89, 11119-11215.  
 Thompson, A. B. (1971): *Amer. Jour. Sci.*, 269, 267-275.  
 Winkler, H. G. F. (1976): Springer-Verlag, Berlín.

### Comentarios

#### Preguntas de M. Muñoz:

1ª ¿Hay evidencias de relaciones texturales entre fases minerales, o de otro tipo, que justifiquen la atribución de la asociación metamórfica en facies de editas a un episodio retrógrado con respecto a la asociación en facies de esquistos verdes?

2ª Dado que en el texto se afirma que el metamorfismo hidrotermal del complejo basal aumenta en intensidad hacia el complejo plutónico, ¿no debería interpretarse la existencia de ambas facies como la consecuencia de un metamorfismo progado, en profundidad, en vez de retrógrado?

#### Respuesta:

1.ª No se han encontrado relaciones texturales que permitan establecer una cronología relativa de las asociaciones de la facies de las zeolitas y de las facies de los esquistos verdes. La interpretación de las paragénesis de más baja temperatura como retrógradas, se debe a la dificultad que existe para la preservación de tales asociaciones a temperaturas bastante más altas de las que definen su límite superior de estabilidad.

2.ª En efecto, en el Complejo Basal el metamorfismo es progado desde las rocas volcánicas submarinas hasta el Complejo Plutónico. Pero este *gradiente metamórfico de campo* es independiente de la *trayectoria metamórfica* que se registra en cada nivel. Por tanto, los sectores más profundos no tienen porqué haber experimentado un metamorfismo progado en facies de zeolitas.

## Sedimentación marina somera en el carbonífero de la zona sur-portuguesa

C. Moreno. Universidad de Sevilla. Sección de Geología de la Rábida. 21810-Palos de la Frontera (Huelva).

### ABSTRACT

*Sedimentary sequences deposited in shallow marine shelves appear, locally, in the «Culm facies» of the South-Portuguese Zone. These siliciclastic shelves were developed in relation with erosion of volcanic elevations.*

Moreno, C. (1987): Sedimentación marina somera en el carbonífero de la zona sur-portuguesa. *Geogaceta*, 3, 15-17.

**Key words:** *Shallow sedimentation, Culm facies, South-Portuguese Zone.*

### Introducción

Los materiales estudiados se localizan en el extremo occidental del flanco Norte del anticlinorio de Puebla

de Guzmán, cerca de la frontera hispano-lusa (fig. 1). Constituyen pequeños afloramientos, alineados según la dirección E-W, en contacto mecánico con las turbiditas del Culm, s.

str. Su litología es lutítico-areniscosa, y se disponen en secuencias estrato y grano-crecientes de potencia variables.

La serie estratigráfica más completa que ha sido observada está consti-

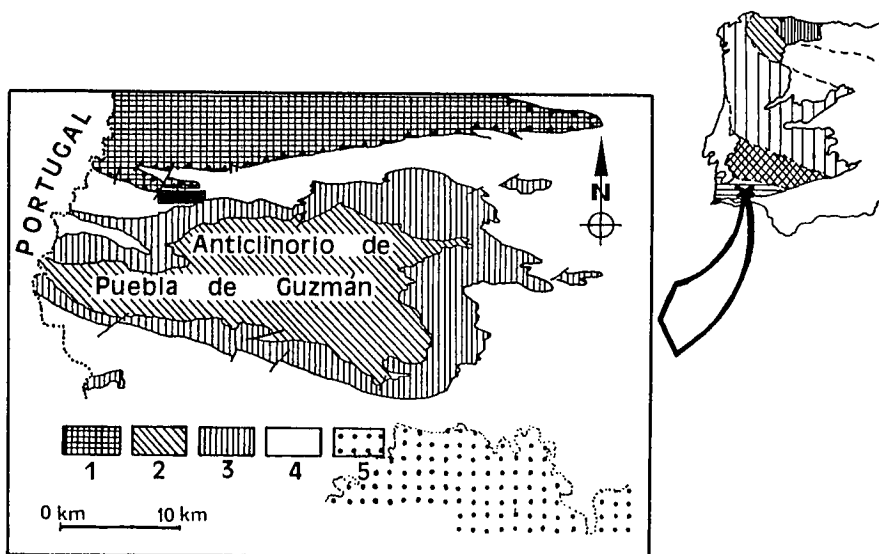


Fig. 1.—Localización del área de estudio. Leyenda: 1) Formaciones alóctonas de procedencia Norte. 2) Formación filítico-cuarzosa. 3) Complejo vulcano-sedimentario. 4) Carbonífero de facies Culm. 5) Cobertera neógena.

tuida por la triple repetición de las secuencias anteriormente citadas, de tal manera que sobre el techo de la primera se dispone la base de la secuencia inmediatamente superior. Las características litológicas y sedimentológicas de unas y otras son semejantes.

La posición de las secuencias que nos ocupan respecto a la serie estratigráfica regional es desconocida, puesto que la actual ubicación de los afloramientos responde a la tectónica de

acortamiento en escamas propia de la Zona Sur-Portuguesa (ZSP).

**Secuencias sedimentarias**

En virtud a la relación arena/lutita, estructuras de ordenamiento interno y geometría de los estratos, se han diferenciado cinco litotipos ordenados en estadios crecientes de energía y de mayor disponibilidad de sedimento arenoso (fig. 2). Existen, además, dos niveles conglomeráticos con potencias de 150 cm. aproximadamente, consti-

tuidos por cantos heterométricos de arenisca silicea flotando en una matriz pizarrosa. Aparecen aleatoriamente intercalados entre los demás materiales, sin relación aparente con ellos, y tan solo en una de las secuencias. Se les ha considerado depósito de debris flow.

La asociación de los cinco litotipos (fig. 2) constituye secuencias sedimentarias características de medios marinos someros (Moreno, 1985), comparables a las facies de nearshore y offshore de la clasificación de Johnson (1978).

Los materiales del litotipo I reflejan condiciones tranquilas de depósito. Son producto de la suspensión y/o de débiles corrientes densas de grano fino, semejantes a las descritas por Stow y Shanmugam (1980).

Los litotipos II, III y IV reflejan condiciones energéticas fluctuantes (responsables del depósito de la arenisca y de la pizarra), aunque de manera ascendente a lo largo de la secuencia.

Los materiales del litotipo V culminan el aumento energético progresivo de cada una de las secuencias, aunque en su ordenamiento interno se siguen reflejando alti-bajos energéticos.

A los niveles conglomeráticos se les ha considerado casuales.

La presencia de estructuras diagnóstico de corrientes inducidas por mareas, como son los ripples de crestas truncadas, así como las estratificaciones cruzadas y ripples adjudicables a la acción del oleaje, implica la bimodalidad de las corrientes originadoras (así como su bidireccionalidad), aunque el predominio de una u otra es por ahora desconocido.

La existencia de cambios bruscos de facies con ruptura neta entre los límites de las secuencias sugiere, también, cambios energéticos bruscos, concebidos como el resultado de oscilaciones del nivel del mar y/o de la cantidad de sedimento disponible. Dichas secuencias regresivas se originarían en un medio marino somero, cuyos ambientes evolucionan progresivamente desde el offshore en la base, hasta el nearshore en el techo.

Secuencias areniscosas estrato y grano-crecientes, comparables a las que nos ocupan, han sido descritas en materiales carboníferos de regiones tectónicamente análogas a la ZSP, como son el Sur de Irlanda y el SW de Inglaterra (Elliot, 1975; Graham, 1975; de Raaf et al, 1977, etc.).

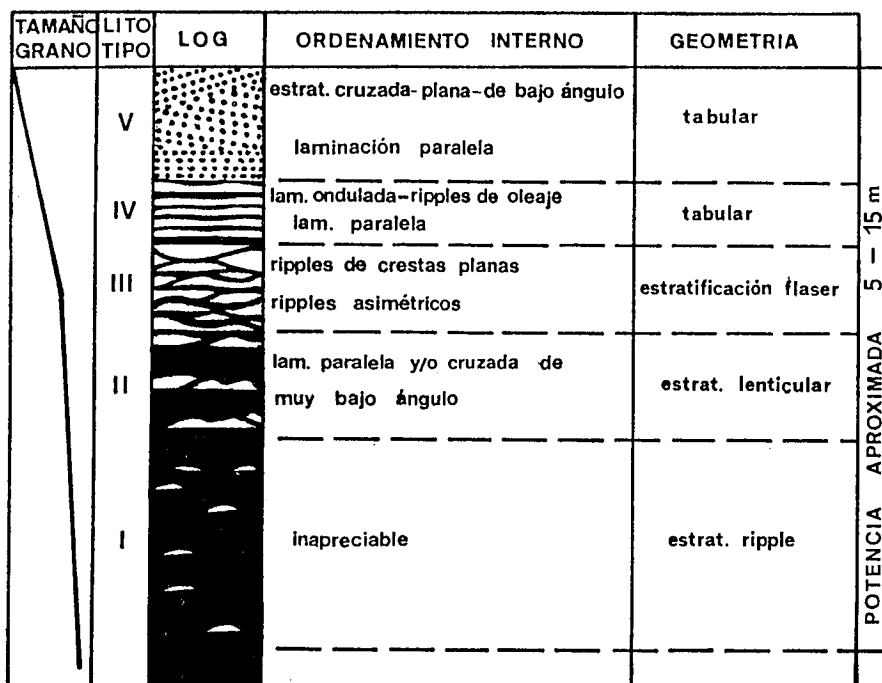


Fig. 2.—Esquema representativo de las secuencias lutítico (negro)-areniscosas (blanco).

### Petrografía de las areniscas

En relación a la petrografía de las areniscas, el dato más significativo es el carácter volcánico de todos sus elementos, matriz y trama, siendo su composición similar a la de las vulcanitas de la Faja Pirítica. Desde el punto de vista composicional, éstas rocas son epiclastitas y su origen netamente sedimentario sólo es deducible mediante la observación macroscópica de los afloramientos.

### Implicaciones regionales

Contrastando con las hipótesis que proponen un surco profundo para la cuenca carbonífera de la ZSP, y en particular de la Faja Pirítica, la presencia de secuencias sedimentarias depositadas en medios marinos someros demuestra la existencia de una plataforma siliciclástica originada alrededor de relieves volcánicos de los cuales se nutre. Como se dijo anteriormente, su actual ubicación res-

ponde a la tectónica de acortamiento en escamas propia de la ZSP; en función de la dirección de movimiento aceptada para los cabalgamientos de la región (Ribeiro et al, 1983), las secuencias estudiadas se depositaron al Norte de su situación actual.

### Referencias

- De Raaf, J. F. M.; Boersma, J. R. and Gelder, A. (1977): *Sedimentology*, 24, 451-483.  
 Elliot, T. (1975): *Proc. Yorks Geol. Soc.*, 40, 505-536.  
 Graham, J. R. (1975): *Sed. Geol.*, 13, 267-290.  
 Johnson, H. D. (1978), En: *Sedimentary environments and facies*. Ed. H. G. Reading.  
 Moreno, C. (1985): *I. A. S. Lérida*.  
 Ribeiro, A.; Oliveira, J. T. y Silva, J. B. (1983), En: *Libro de homenaje jubilar a J. M. Ríos*. Ed. Inst. Geol. Min. Esp.  
 Stow, D. A. and Shanmugam, G. (1980): *Sed. Geol.*, 25, 23-42.

Recibido el 12 de septiembre de 1987

Aceptado el 2 de octubre de 1987

*Pregunta de F. Simancas.*—Un aspecto importante que no ha sido comentado es que el Carbonífero de la Zona Sudportuguesa llegaría a alcanzar grandes potencias, quizás unos 4.000 m (conservadas parcialmente en Portugal y estimadas a partir de criterios metamórficos en la parte española). Además, es clara una migración general, de norte a sur, de la sedimentación carbonífera. En suma, mi opinión es que este trabajo, excelente en el detalle, no puede tomarse como representativo de la sedimentación carbonífera en la Zona Sudportuguesa.

*Respuesta de C. Moreno.*—En el trabajo expuesto he hecho especial énfasis en el desconocimiento de la localización estratigráfica de las secuencias estudiadas, así como de su ubicación tectónica. Estas secuencias se depositaron al Norte de su situación actual y, por lo tanto, pueden pertenecer, incluso, al Complejo Vulcano sedimentario. Lo que sí demuestran es la existencia de sedimentación marina somera de edad carbonífera (hasta ahora, prácticamente, ignorada) en la Zona Sudportuguesa.

## Tectónica de bloques en el SE de España: aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intracontinental

- R. Vegas. Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.  
 L. M. Barranco. Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense. IGME. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.  
 J. T. Vázquez. Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense. IGME. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

### ABSTRACT

*The fracture pattern in Southeastern Spain can be explained in terms of block tectonics. A detailed analysis of satellite images leads to define the main fracture zones and domains as well as the internal crustal blocks. The kinematic model derived from this analysis can account for the seismic pattern, the neotectonics and the geodynamics of the complex Africa-Eurasia plate boundary.*

Vegas, A.; Barranco, L. M., y Vázquez, J. T. (1987): Tectónica de bloques en el SE de España: aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intracontinental. *Geogaceta*, 3, 17-19.

**Key words:** *Block tectonics, teledetection, kinematic model, SE Spain.*

### Introducción

Mientras los límites de placas en dominios oceánicos aparecen bien delimitados por la distribución de la sismicidad, los límites de placas intracontinentales se caracterizan por corresponder a una zona imprecisa de deformación y sismicidad de unos

200-600 km de anchura. Estas bandas anchas de deformación se sitúan entre las grandes placas asísmicas y, en el interior de ellas ha de abandonarse el concepto de rigidez por el de deformación distribuida (McKenzie y Jackson, 1983). Este tipo de deformación es absorbido por el movimiento de fallas jerarquizadas que

toman una parte de la deformación compartimiento la corteza superior en bloques de mayor rigidez. Los bloques —y las fracturas que los delimitan— experimentan rotaciones diferenciales como consecuencia del campo de esfuerzos aplicado en los bordes de la zona de deformación, es decir; del movimiento relativo de las