

**Revista de Xeoloxía Galega  
e do Hercínico Peninsuar**



**Cuadernos do  
LABORATORIO XEOLOXICO DE LAXE  
11**



**1987**

**PUBLICACIÓNS DO SEMINARIO DE ESTUDOS GALEGOS  
Área de Xeoloxía e Minería**



CUADERNOS DO LABORATORIO  
XEOLÓXICO DE LAXE

11



PUBLICACIÓNS DO SEMINARIO DE ESTUDOS GALEGOS  
Área de Xeoloxía e Minería





# **ARXILAS, CAOLINS E METASEDIMENTOS**



**EDICIÓS DO CASTRO**

**Sada - A Coruña**

Cuberta: **KARAWANE**

ISBN: 84-7492-350-6

ISSN: 0213-4497

Depósito Legal: C - 888 - 1987

Gráficas do Castro/Moret. O Castro,

Sada. A Coruña.

1987

Portada: Dolerita; Clinopiroxeno en oscuro con exfoliación densa, Plagioclasa en claro con exfoliación espaciada.  
Hornblenda el tercer cristal.

Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe aparece referenciado en: Zentralblatt für Mineralogie; Index to Scientific & Technical proceedings; ISI/ISTP&B; Indice Español de Ciencia y Tecnología (C.S.I.C.); Notas Biblio-

# INDICE

Pág.

## I. SEDIMENTOLOGIA

<b>ESTUDIO SEDIMENTOLOGICO DEL LITORAL GALLEGO: II. RELACION ENTRE LA DISTRIBUCION GRANULOMETRICA Y EL CONTENIDO EN CARBONATOS BIOGENICOS DE LAS PLAYAS DE LAS RIAS DE PONTEVEDRA Y AROSA</b>	
<b>SEDIMENTOLOGICAL STUDY OF GALICIA COAST: II. RELATION-SHIP BETWEEN THE DISTRIBUTION OF GRAIN SIZE AND THE BIOGENIC CARBONATE CONTENT IN PONTEVEDRA AND AROUSA BEACHES</b>	
Rodríguez, M. D.; Nombela, M. A.; Vilas, F.; Rey, L. ....	11
<b>COMPORTAMIENTO Y EVOLUCION DE CUARCITAS ARENISCOSAS EN ACUMULACIONES DETRITICAS</b>	
<b>BEHAVIOUR AND EVOLUTION OF QUARTZITES IN DETRITAL ACCUMULATIONS</b>	
Copa Novo, J. R.; Asensio Amor, I. ....	21
<b>CONTRIBUCION AL ESTUDIO DE TERRAZAS FLUVIALES EN EL VALLE DEL EO (LUGO)</b>	
<b>CONTRIBUTION TO THE STUDY OF THE FLUVIAL TERRACES OF THE VALLEY EO (LUGO)</b>	
Asensio Amor, I.; Lombardero Rico, J. M. <sup>a</sup> ....	31
<b>CARACTERIZACION ESTRATIGRAFICA Y TECTOSEDIMENTARIA DE LA CUENCA LIGNITIFERA DE MEIRAMA (A CORUÑA)</b>	
<b>TECTOSEDIMENTARY AND STRATIGRAPHIC CONTEX IN MEIRAM'S COAL BASSIN (A CORUÑA, SPAIN)</b>	
García Aguilar, J. M. ....	37
<b>ESTUDIO SEDIMENTOLOGICO DE LA CUENCA TERCIAARIA DE MEIRAMA. UN EJEMPLO DE CUENCA SEDIMENTARIA SOBRE UNA FALLA DE SALTO EN DIRECCION</b>	
<b>SEDIMENTOLOGY OF MEIRAMA TERTIARY BASIN (NW SPAIN, GALICIA). ONE EXAMPLE OF SEDIMENTARY BASIN DEVELOPED OVER A STRIKE SLIP FAULT</b>	
Monge Canuzas, C. ....	51
<b>FACIES Y MODELO LOCAL DE LOS DEPOSITOS ALUVIALES DE LA CUENCA DEL RIO MERO Y PENINSULA DE SADA (A CORUÑA, NW SPaña)</b>	
<b>FACIES AND LOCAL MODEL FOR THE ALUVIAL DEPOSITS IN THE RIO MERO BASIN AND SADA PENINSULA (A CORUÑA, GALICIA, NW SPAIN)</b>	
Escuer Sole, J.; Vidal Romaní, J. R. ....	69
<b>UN PROGRAMA BASIC PARA EL DIBUJO DE COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS</b>	
<b>A BASIC PROGRAM FOR DESIGN OF STRATIGRAPHIC COLUMNS</b>	
Tizado Morales, E. J. ....	85
 II. XEOMORFOLOGIA	
<b>SINTESIS DE PROCESOS GEOMORFOLOGICOS EN EL LIMITE GALAICO-ASTUR</b>	
<b>SYNTHESIS OF GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN THE «GALAICO-ASTUR» BOUNDS</b>	
Asensio Amor, I.; González Martín, J. A. ....	103

### III. EDAFOLOGIA E PROCESOS DE ALTERACION

#### CARACTERIZACION DE LAS GOETITAS DE MEDIOS SUPERFICIALES DE GALICIA Y ESTIMACION DE LA SUSTITUCION DE Fe por Al

CHARACTERIZATION OF GOETHITES FROM SURFICIAL ENVIRONMENTS OF GALICIA AND ESTIMATES OF THE SUBSTITUTION OF Fe BY Al.

Barral Silva, M. T.; Guitián Rivera, F. .... 115

#### PROCESOS DE OXIDACION DE PIRITA EN MEDIOS SUPERFICIALES: POTENCIAL ACIDIFICANTE E INTERES PARA LA RECUPERACION DE SUELOS DE MINA

PYRITE OXIDATION PROCESSES IN SURFACE SYSTEMS: ACIDIFYING POTENTIAL AND ITS INTEREST IN MINE SOILS RECLAMATION

Urrutia, M.; Graña, J.; García-Rodeja, R.; Macías, F. .... 131

#### METEORIZACION EN UNA ZONA DE CONTACTO: GRANITO-LAMPROFIDO

WEATHERING IN A GRANITE AND LAMPROPHYRE CONTACT

Taboada, T. M.; Romero, R.; García, C.; Macías, F. .... 147

#### PROCESOS DE ALTERACION Y NEOFORMACION MINERAL EN MEDIOS SERPENTINICOS DE GALICIA

WEATHERING PROCESSES AND MINERAL NEOFORMATION AT SERPENTINITE AREAS FROM GALICIA (SPAIN)

Calvo, R.; Macías, F.; Buurman, P. .... 161

#### UTILIZACION DEL PH DE ABRASION COMO UN INDICE DEL GRADO DE EVOLUCION DE LA ALTERACION Y EDAFOGENESIS EN SUELOS GRANITICOS DE LA PROVINCIA DE A CORUÑA

ABRASION EN PH USE AS AN INDEX OF WEATHERING AND PEDOGENESIS DEGREE IN GRANITIC SOILS OF A CORUÑA (SPAIN)

Romero, R.; Taboada, T. M.; García, G.; Macías, F. .... 171

#### MEDIDAS DE POTENCIAL Y DETERMINACION DE MOVILIDAD IONICA EN ELEMENTOS GALVANICOS CONSTITUIDOS POR MATERIALES SILICATADOS

POTENTIAL MEASURES AND DETERMINATION OF IONIC MOVILITY IN GALVANIC ELEMENTS CONSTITUTED BY SILICATE MATERIALS

Rodríguez Baltar, C. .... 183

### IV. PALEONTOLOGIA

#### LA FAUNA DE ANETOCERAS Y EL LIMITE ZLICHOWIENSE-DALEJIENSE EN EL DOMINIO PALENTINO (NO. DE ESPAÑA)

THE ANETOCERAS FAUNE AND THE ZLICHOVIAN-DALEJIAN BOUNDARY IN THE PALENTINE DOMAIN (NW. SPAIN)

Montesinos, J. R.; Truyols-Massoni, M. .... 191

#### DESCUBRIMIENTO DE GRAPTOLITOS ARENIGIENSES EN LA ESCAMA DE RIOSECO (ZONA CANTABRICA, N. DE ESPAÑA)

DISCOVERY OF ARENIG GRAPTOLITES IN THE RIOSECO THRUST-SHEET (CANTABRIAN ZONE, N. OF SPAIN)

Gutiérrez Marco, J. C.; Rodríguez, L. .... 209



DESCUBRIMIENTO DE GRAPTOLITOS ARENIGIENSES EN LA ESCAMA DE RIOSECO (ZONA CANTABRICA; N. DE ESPAÑA): DISCUSION	
DISCOVERY OF ARENIG GRAPTOLITES IN THE RIOSECO THRUST-SHEET (CANTABRIAN ZONE, N. SPAIN): A DISCUSSION	
Aramburu, C. ....	221
DESCUBRIMIENTO DE GRAPTOLITOS ARENIGIENSES EN LA ESCAMA DE RIOSECO (ZONA CANTABRICA, N. DE ESPAÑA): REPLICA A LA DISCUSION	
DISCOVERY OF ARENIG GRAPTOLITES IN THE RIOSECO THRUST-SHEET (CANTABRIAN ZONE, N. SPAIN): A REPLY	
Gutiérrez Marco, J. C.; Rodríguez, L. ....	225
ANALISIS POLINICO DE UN DEPOSITO PERIGLACIAR EN MOUCIDE (LUGO)	
POLYNIC ANALYSIS OF A PERIGLACIAR DEPOSIT IN MOUCIDE (LUGO)	
Aira Rodríguez, M. J.; Saa Otero, M. P.; Díaz-Fierros Viqueira, F. ....	229
V. PETROLOXIA	
REVISION SOBRE LAS CARACTERISTICAS Y CLASIFICACION DE LOS GRANTOIDES HERCINICOS DE LA ZONA NORTE DE GALICIA Y DEL OESTE DE ASTURIAS	
A REVISION OF THE CHARACTERISTICS AND CLASSIFICATION OF THE HERCYNIAN GRANITIDS OF NORTHERN GALICIA AND WESTERN ASTURIAS (NW SPAIN)	
Bellido, F.; González-Lodeiro, F.; Klein, E.; Martínez-Catalán, J. R.; de Pablo Maciá, J. G. ....	241
LA EVOLUCION METAMORFICA DE LA UNIDAD DE SANTIAGO, NW DE ESPAÑA	
THE METAMORPHIC EVOLUTION OF THE SANTIAGO UNIT, NW SPAIN	
Díaz García, F. ....	261
LOS METASEDIMENTOS DE LA REGION DE SOMOSIERRA (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)	
SOMOSIERRA REGION METASEDIMENTS (SPANISH CENTRAL SYSTEM)	
González Casado, J. M. ....	275
VI. TECTONICA	
CUANTIFICACION DE LA DEFORMACION ASOCIADA A LA FALLA DE BERZOSA (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)	
STRAIN QUANTIFICATION RELATED TO THE BERZOSA/FAULT (SPANISH CENTRAL SYSTEM)	
González Casado, J. M.; De Vicente Muñoz, G. ....	289
LA ESTRUCTURA HERCINIANA DEL SECTOR ORIENTAL DEL SINCLINAL DE VERIN. LOS CALGAMIENTOS DE VERIN Y PRADOCABALOS	
HERCYNIAN STRUCTURE OF THE EASTERN PART OF THE SINCLINAL DE VERIN AREA. VERIN AND PRADOCABALOS TRUST	
Farias, P. ....	295
ANALISIS POBLACIONAL DE LA FRACTURACION TARDIHERCINICA EN EL SECTOR CENTRAL, DEL SISTEMA CENTRAL IBERICO	
POPULATION ANALYSIS OF THE LATE HERCYNIAN FAULTING IN SPANISH CENTRAL SYSTEM	
Capote R.; González Casado, J. M.; De Vicente, G. ....	305

## VII. MINERALOXENESE

### YACIMIENTOS DE WOLFRAMIO DEL OESTE DE ESPAÑA: ENSAYO DE CARACTERIZACION Y CLASIFICACION ECONOMICA

#### TUNGSTEIN DEPOSITS IN THE WEST OF SPAIN

Gonzalo Corral, F. J.; Gracia Plaza, A. S. .... 315

### ESTUDIO GEOLOGICO Y METALOGENICO DE LOS YACIMIENTOS ESTANNO-WOLFRAMIFEROS DE SAUCELE (SALAMANCA)

#### GEOLOGICAL AND METALLOGENETIC STUDY OF TIN-TUNGSTEIN DEPOSITS OF SAUCELE. SALAMANCA

Franco Herrero, A. .... 333

### PROSPECCION DE ORO EN UNA ZONA DEL COMPLEJO ESQUISTOGRAUVAQUICO. GUIJUELO (SALAMANCA)

#### GOLD EXPLORATION IN A ZONE OF THE «COMPLEJO ESQUISTOGRAUVAQUICO». GUIJUELO (SALAMANCA)

Franco Herrero, A.; García Sánchez, A.; Gonzalo, F.; Gracia, A. .... 339

### CARACTERES GEOQUIMICOS Y MINERALOGICOS DEL YACIMIENTO DE Sn Y Au de MONTEJO (SALAMANCA)

#### GEOCHEMISTRY AND MINERALOGY OF TIN-GOLD DEPOSIT AT THE MONTEJO MINE (SALAMANCA)

Franco Herrera, A.; García Sánchez, A.; Gonzalo, F.; Gracia, A. .... 349

## VIII. MINERALOTECNIA

### APLICACION DE LA VOLATIZACION DEL ESTAÑO AL TRATAMIENTO DE MIXTOS Sn-W.

#### APPLICATION OF IN VOLATIZATION TO MIXED TAILINGS OF Sn-W.

Bodega Barahona, F.; Ares Fernández, J. .... 359

### DETERMINACION PRACTICA DE UMBRALES DE ANOMALIA EN PROSPECCION SOBRE REDES DE DRENAJE

#### PRACTICAL DETERMINATION OF ANOMALIES THRESHOLDS IN DRAINAGE NET PROSPECTIONS

Fernández Turiel, J. L.; Durán Barrachina, M. E. .... 365

# **I. SEDIMENTOLOXIA**





## **Estudio sedimentológico del litoral gallego: II. Relación entre la distribución granulométrica y el contenido en carbonatos biogénicos de las playas de las rías de Pontevedra y Arosa**

## **Sedimentological study of Galicia coast: II. Relation-ship between the distribution of grain size and the biogenic carbonate content in Pontevedra and Arousa beaches.**

RODRIGUEZ, M. D.; NOMBELA, M. A.; VILAS, F. y REY, L.

Dentro del estudio de los diferentes medios de depósitos sedimentarios de las Rías Gallegas, se presenta una distribución del contenido en carbonatos biogénicos así como las variaciones granulométricas del sector intermareal de las playas de Pontevedra y Arosa.

Los puntos de muestreo fueron seleccionados en función del grado de exposición y condiciones de alta energía (zonas abiertas), y de baja energía (zonas interiores). Se levantaron perfiles topográficos en un total de 15 playas; en cada perfil se tomaron, como promedio, 3 muestras comprendidas entre los niveles de pleamar y bajamar, considerando puntos equivalentes para cada una de las playas.

Los resultados obtenidos muestran en general una homogeneidad en cuanto a tamaño de grano, del orden de 2 a 0.25 mm, es decir, fracción media-gruesa. Es constante la presencia de los valores más finos hacia la parte alta de cada perfil. El contenido en carbonatos oscila entre un 20 y un 40 % para aquellas estaciones de muestreo situadas en zonas abiertas, mientras que en aquellas otras situadas hacia el interior su contenido no sobrepasa, en general, el 5 %. Estos valores pueden ser interpretados como resultado de la ubicación geográfica y su dinámica, actuando como indicador que puede ser extensible al resto del litoral gallego.

**Palabras clave:** sedimentos, tamaño de grano, Rías, carbonatos, playas, Galicia.



A distribution of the biogenic carbonatic content and grain size for the intertidal zone of the beaches of the Ria de Pontevedra and Ria de Arosa is presented in this paper.

Sampling stations were chosen to reflect the different exposures and energy: high energy (open zones) and low energy (inner zones). Morphology of 15 beaches was determined by topographic profiling, with an average of 3 samples between high-water mark and low-water mark in each profile. This way, equivalent points in the different beaches can be compared.

The results show a general grain-size homogeneity with a predominance of the medium-coarse fraction, about 2-0.25 mm. A finer grain size is usually found in the upper part of each profile.

The carbonatic content range is 20-40 % in open zones, whereas the content is less than 5 % in beaches towards the inner zones. These values are significant with respect to the geographical position of the beaches in each ria and the different dynamics. They are, then, an index that could be applied to the study of the whole Galician coast.

**Key words:** sediments, grain size, carbonates, beaches, Rías, Galicia (Spain).

RODRIGUEZ, M. D. (Universidad de Santiago. Departamento de Edafología y Química Agrícola. (Santiago); NOMBELA, M. A. (Universidad de Santiago, Departamento de Edafología y Química Agrícola. Vigo); VILAS F. (Universidad de Santiago. Departamento de Edafología y Química Agrícola. Vigo); REY, L. (Universidad de Santiago. Departamento de Edafología y Química Agrícola. Vigo)

## INTRODUCCION

Las rías de Pontevedra y de Arousa son dos grandes entrantes en una costa fundamentalmente granítica y metamórfica (Fig. 1). En este trabajo se han estudiado las playas que aparecen en las márgenes de ambas teniendo en cuenta tres aspectos: morfología general de cada una, granulometría de los sedimentos y, contenido en carbonatos. El primero, morfología, informa sobre el grado de desarrollo, completo o incompleto, con respecto a un sistema playa-duna típico. La distribución granulométrica permite conocer los mecanismos de transporte y la influencia de los diferentes agentes que controlan la sedimentación en las playas. Por último, el contenido en carbonatos biogénicos, que forman la fracción bioclástica de las arenas estudiadas, es un indicador sensible ante diferentes aspectos geográficos

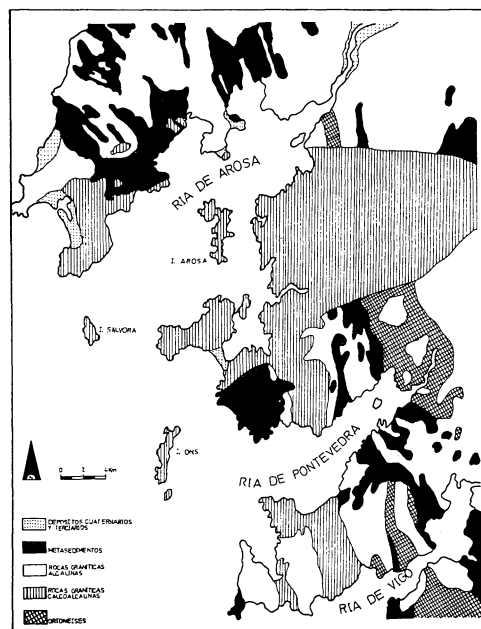


Fig. 1. Mapa geológico de la zona.

y dinámicos que actúan en el sector litoral (FLOR, G. 1980).

Los macizos rocosos que bordean estas rías están formados por diferentes materiales que pueden agruparse en (ARPS, C. E. S. y KLUYVER, H. M. 1969):

- Pre-hercínicos: esquistos, para y ortogneises y anfibolitas.
- Hercínicos: granitos (intrusivos y de anatexia), migmatitas, pegmatitas y aplitas.
- Hercínicos post-tectónicos: granitos, porfiritas, doleritas, pegmatitas y aplitas.

El borde N de la ría de Arousa está formado por metasedimentos, alternados con rocas graníticas alcalinas y calcoalcalinas, y algunos depósitos Cuaternarios y Terciarios; en el borde S predominan las rocas graníticas alcalinas y calcoalcalinas (DEN TEX, E. 1979). En ambos bordes de la ría de Pontevedra predominan los metasedimentos, alternados también con rocas graníticas alcalinas y calcoalcalinas, mientras que hacia la parte interior de la misma aparecen ortogneises (DEN TEX, E. 1979).

Los fondos de ambas rías presentan un recubrimiento sedimentario reciente. En el caso de la ría de Arousa, el estudio de los sedimentos ha revelado que, en gran parte, son relictos y no están en equilibrio con los aportes fluviales actuales hacia la ría, sino que aparecen relacionados con etapas anteriores del Cuaternario (KOLDIJK, W. S. 1968).

Desde el punto de vista climático (PEREZ ALBERTI, A. 1982) la zona estudiada presenta un clima oceánico húmedo con tendencia a la aridez estival, con transición a oceánico hiper-húmedo en la banda N de la ría de Arousa. Las precipitaciones medias anuales son 1.000-1.500 mm, y la oscilación térmica de unos 10°C. Los vientos dominantes en invierno son de SO, acompañados frecuentemente de lluvias intensas, mientras que durante el verano son más importantes los vientos de componente N. Este

esquema de vientos tiene una gran influencia sobre la circulación de las aguas en la ría de Arousa (OTTO, L. 1975), en gran parte dependiente también de las mareas y de la desviación que en las corrientes de origen mareal tiene la aceleración de Coriolis. Sin embargo, en las zonas someras, las corrientes paralelas a la costa parecen tener poca importancia, según indica la escasa mezcla de sedimentos entre playas relativamente cercanas, al menos en la ría de Arousa (ARPS, C. E. S. y KLUYVER, H. M. 1969; DE JONG, J. D. y POORTMAN, H. H. 1970).

Esta porción de costa está sometida a un régimen mesomareal (rango comprendido entre 2-4 m, según la clasificación de DAVIES, J. L. 1964), cuya acción se combina con una intensidad de oleaje que se amortigua progresivamente hacia el interior de las rías.

La erosión de las márgenes, bajo las condiciones descritas, proporciona la fracción siliciclástica a los sedimentos de las playas, junto con los aportes fluviales actuales y relictos. La fracción bioclástica, por su parte, está formada por restos de diferentes organismos, fundamentalmente moluscos, presentes en la ría y en los fondos prelitorales.

## METODOLOGIA

Se han escogido para este estudio 15 playas de ambas rías, que por su extensión y posición pueden considerarse representativas del grado de exposición y de las condiciones energéticas de cada zona (fig. 2), evitando aquellas playas que por su reducido tamaño muestran una dependencia más acusada de la composición de las márgenes.

1) Zona abierta y de alta energía: Montalvo, Lanzada, Ribeira y Corrubedo.

2) Zona media de las rías: Sanxenxo, Mexilloeira y Gorna.

3) Zona interior (de baja energía): Areas, Tanxil, Mañons, Barraña, Caramiñal, Cabío, P. Sinas y Cta. Sinas.



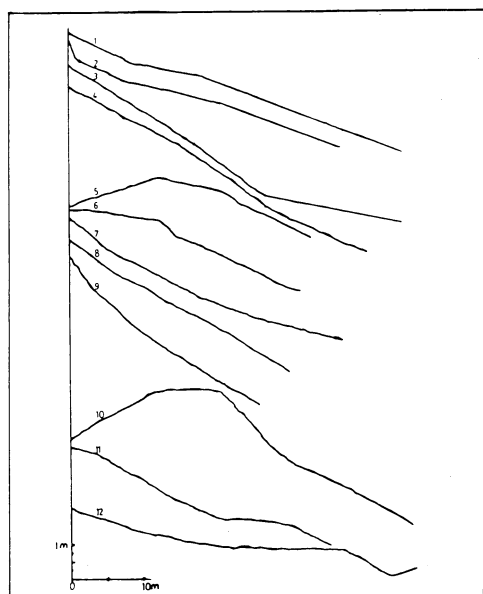


Fig. 3. Perfiles de playas (Febrero 1986).

- 1) Playa de Sanxenxo.
- 2) Playa de Montalvo.
- 3) Playa de A Lanzada.
- 4) Playa de Mexilloeira.
- 5) Playa de Mañóns.
- 6) Playa de Barraña.
- 7) Playa de P. do Caramiñal.
- 8) Playa de Cabío.
- 9) Playa de Gorna.
- 10) Playa de Ribeira.
- 11) Playa de Corrubedo.
- 12) Playa de Ares.

contención o paseos marítimos (Cabío, Sanxenxo...). Un caso especial es el de las playas en las que la parte alta presenta una zona arenosa colonizada por comunidades vegetales que normalmente aparecen sobre dunas, pero que aquí se asientan sobre sedimentos gruesos, transportados por fenómenos de «derrame» (Mexilloeira). Aunque posteriormente el viento re TRABAJA parcialmente estas zonas, el aporte fundamental hacia ellas no es de origen eólico, sino que son olas excepcionalmente altas las que durante los temporales acarrear arena y la depositan en la parte alta del perfil. Unas veces los «derrames» dan lugar a mantos que se distribuyen homogéneamente, mientras

que en otros casos se producen abanicos de derrame o «washover fans», hacia la parte trasera de la playa, similares a los descritos en otros puntos de la costa gallega (VILAS, F. y SOMOZA, L. 1983).

En cuanto a la morfología del sector intermareal, es decir de la playa propiamente dicha, hay que tener en cuenta que los perfiles se realizaron en fechas posteriores a un importante temporal, por lo que esta parte de las playas presenta las características propias de una zona expuesta a un oleaje particularmente intenso, con una amplia zona de batida o «swash». La importancia de la batida en esta época viene también reflejada por la existencia de sistemas de cúspides de playa o «beach-cusps» por encima del nivel de cúspides de marea alta normal, en varias de las playas estudiadas (Mexilloeira, Lanzada).

En la mayor parte de las playas, el espaldón de playa o «backshore» es muy reducido o inexistente. En este último caso se observa, así mismo, una erosión más o menos importante al pie de las dunas (Montalvo). Es muy rara la aparición de bermas propiamente dichas —es decir, de áreas planas y horizontales o ligeramente inclinadas hacia tierra— en el espaldón de la playa, aunque en algunos casos la parte alta de la playa muestra una pendiente escasa (Areas). En general se observa un perfil de tipo cóncavo, más o menos acentuado, normalmente con una fuerte pendiente, que en el nivel de bajar suele presentar un escalón de zambullida o «plunge step», formado en el punto definitivo de ruptura de las olas. Muy ocasionalmente se observa un perfil convexo, en los casos en que existen barras casi adosadas a la playa, asociadas en su frente a surcos prácticamente rellenos (Areas).

Las playas suelen presentar un perfil cóncavo durante los periodos en los que están sometidas a erosión, normalmente en invierno. En el caso estudiado, la mayoría de las playas se encontraban en esta situación, salvo escasas excepciones. Sin embargo hay que señalar que la fuerte pendiente ob-

servada no suele ser característica del perfil de invierno, que por lo general presenta una zona intermareal tendida, sobre todo hacia la parte baja (DAVIS, R. A. 1978). Probablemente esta diferencia se deba a que el momento de realización de los perfiles no corresponde a la época de oleaje de invierno normal en esta costa, sino a alturas de olas mayores. Las olas de temporal, al romper en la parte baja del perfil ponen en movimiento una gran cantidad de sedimento, que aunque es parcialmente distribuido conforme la ola bate hacia la parte alta es en su mayoría arrastrado en el retroceso o «backwash». El transporte de material hacia la parte alta da origen a la formación de cúspides de playa. Este proceso se traduce en un estrechamiento de la playa, al erosionarse en su parte inferior y en una fuerte pendiente de la zona de batida. El sedimento erosionado durante los temporales se acumula en la zona submareal formando barras, que migran normalmente durante los periodos de buen tiempo, reconstruyendo el perfil de la playa (DAVIS, R. A. 1978). Aunque la zona submareal no se incluye en los perfiles realizados se ha observado la presencia de este tipo de barras en la parte sumergida de algunas playas (Barraña).

## ESTUDIO GRANULOMETRICO

1) Los resultados obtenidos muestran, en general, un tamaño de grano comprendido entre 2 mm y 0.5 mm, es decir, medio-grueso. Muestreos realizados por otros autores en épocas de verano, no coincidiendo con temporales, indican que la presencia de arenas medio-gruesas en estas playas es constante a lo largo de todo el año (ARPS, C. E. S. y KLUYVER, H. M. 1969; DE JONG, J. D. y POORTMAN, H. H. 1970).

Dentro de cada perfil es constante la presencia de tamaños de grano más finos hacia la parte más alta (c).

En los puntos de muestreo pertenecien-

tes a la parte más baja de cada perfil, dentro de la zona de batida o «swash», se observa un predominio de la arena (2-0.5 mm), mientras que en las partes más altas (b) y (c) disminuye claramente el tamaño de grano hacia valores más finos (1-0.25 mm).

*Zona interior.* Dado que la zona de batida de granulometría depende directamente de la energía del oleaje, y, dado que las muestras fueron recogidas en momentos de temporal, el porcentaje de arena gruesa aumenta claramente hacia la boca de las rías, es decir, hacia las zonas más expuestas. Esta secuencia se puede apreciar a lo largo de la serie Tanxil, Mañóns, Barraña, Caramiñal y Cabío, situadas en el borde N de la ría de Arosa (figs. 4 y 5).

Tanto la P. de las Sinas como la de la Cta. Sinas pueden considerarse dentro de

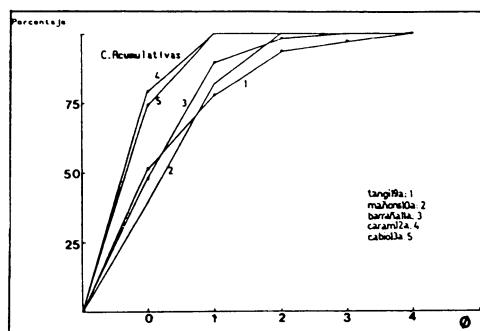


Fig. 4. Curvas acumulativas. Zona interior. Perfiles (a).

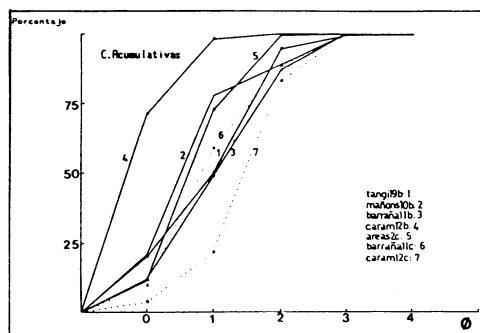


Fig. 5. Curvas acumulativas. Zona int. Perfiles (b) y (c).



esta zona. La Cta. Sinas por su posición abrigada frente al oleaje presenta una granulometría más fina que P. Sinas, siguiendo una tendencia inversa a las playas situadas en el borde N. En este caso, sin embargo, la diferencia granulométrica no está relacionada con la exposición sino con la influencia de la desembocadura del Ulla.

**Zona media.** En este caso se ven más claramente marcadas por las distintas variables: entorno, corrientes y orientación. Así, Gorna y Sanxenxo son muy similares. La playa de Mexilloeira, pese a estar cercana a la boca de la ría, presenta unas características similares a las playas de la zona media. Esto se debe a que, por su orientación, está sometida a la acción de los frentes procedentes del N y NE, menos intensos que los del SO que afectan a las zonas más abiertas (Corrubedo, Lanzada) (Figs. 6 y 8).

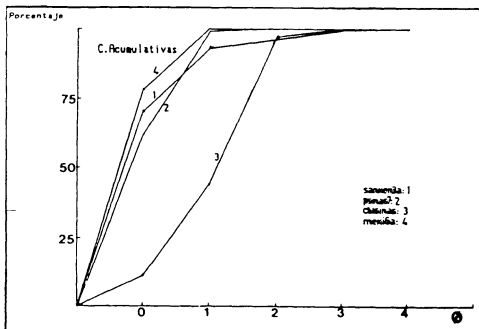


Fig. 6. Curvas acumulativas. Zona media. Perfiles (a).

**Zona abierta.** Dentro de este grupo, la playa de Montalvo presenta una granulometría más fina que el resto. Por su posición pertenece a esta zona, pero por su orientación no es equivalente a frentes costeros como Corrubedo, ya que la porción de costa en la que se sitúa está protegida por la presencia de la isla de Ons (Figs. 7 y 9).

II) Hemos interpretado las curvas de distribución granulométrica según los tipos de RIVIERE, A. (1977). Este autor distingue tres familias de curvas:

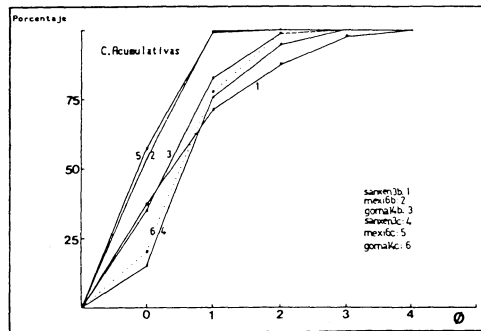


Fig. 8. Curvas acumulativas. Zona media. Perfiles (b) y (c).

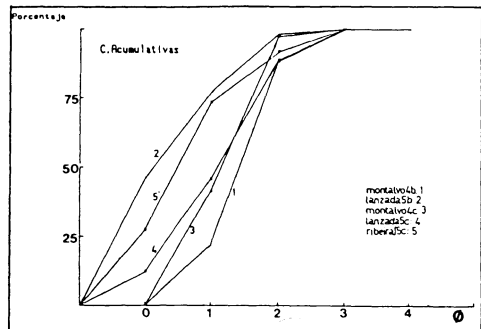


Fig. 7. Curvas acumulativas. Zona abierta. Perfiles (b) y (c).

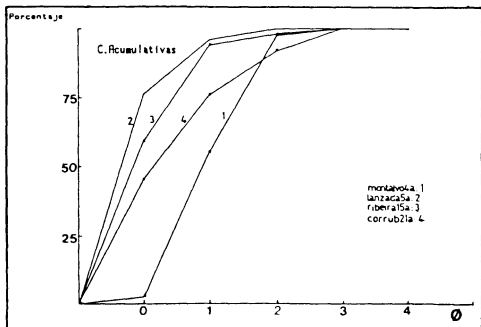


Fig. 9. Curvas acumulativas. Zona abierta. Perfiles (a).

a) Curvas que tienden a significar una larga evolución de transporte, típicas de sedimentos depositados por exceso de carga (facies logarítmica).



valores entre 20-40 %. Los sedimentos de las zonas sumergidas de las rías presentan una tendencia similar, desde un 5 % hasta un 50 % de fragmentos de conchas (KOL-DIJK, W. S. 1968).

En el caso estudiado la tendencia general es similar a la observada en el litoral asturiano (FLOR, G. 1977), si bien hay que tener en cuenta que la abundancia de fracción siliciclástica en las zonas interiores de las rías no está únicamente relacionada con menor influencia marina en estas zonas, sino también con el efecto producido por las desembocaduras fluviales en el fondo de las rías y la existencia de antiguos materiales de origen fluvial que actualmente ocupan las áreas sumergidas adyacentes a las playas.

## CONCLUSIONES

1. En función de los parámetros observados (granulometría, % de carbonatos) pueden dividirse las rías en 3 sectores: externo, medio e interno.

2. En general, todas las muestras estu-

diadas presentan un tamaño de grano medio-grueso.

3. El porcentaje de arena gruesa aumenta desde el interior de las rías hacia la entrada de las mismas.

4. Dentro de cada perfil, el tamaño de grano de los sedimentos disminuye hacia las partes más altas.

5. Las facies hiperbólicas corresponden a las partes más bajas de cada playa, mientras que las facies logarítmicas son más características de las partes más altas. Esto se corresponde con la disminución de la energía de las olas, desde el límite inferior hasta el superior, en la zona de batida. De esta forma, en la parte más baja se produce removilización de sedimentos, mientras en la más alta se depositan por exceso de carga.

6. Los mayores porcentajes de carbonatos están en las playas de la zona abierta, disminuyendo progresivamente hacia las zonas media e interna de ambas rías.

*Recibido 3-IV-87*

*Aceptado 30-V-87*

## BIBLIOGRAFIA

- ARPS, C. E. S. y KLUYVER, H. M. (1969) Sedimentology of the northwestern shores of the Ria de Arosa (NW Spain). *Leid. Geol. Meded.* 37: 135-145.
- DAVIES, J. L. (1964). A morphogenic approach to world shorelines. *Z. Geomorphol.* 8: 27-42.
- DAVIS; R. A. Jr. (1978). Beach and nearshore zone. in: R. A. DAVIS Jr. (ed) Coastal Sedimentary Environments: 237-285. *Springer-Verlag*, 420 pp. New York.
- DEN TEX, E. (superv.), ARPS, C. E. S., BUISKOOL TOXOPEUS, J. M. A., VAN CALSTEREN, P. W. C., FLOOR, P., HILGEN, J. D., KEASBERRY, E. J., KONING, H., KUIJPER, R. P. Y MINNINGH, L. D. (compils) (1979) Geological map of western Galicia. Research Group Galicia of the State University of Leiden. Mouton and Co. B. V., 8 map. The Hague.
- FLOR, G. (1977). Los carbonatos biogénicos en los depósitos arenosos de las playas del litoral asturiano. *Brev. Geol. Astúrica*, Año XXI, 4: 51-61.
- FLOR, G. (1980). Los carbonatos de la zona intermareal de playa en relación con la dinámica y morfología costeras en Asturias y Cantabria. *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat. (Geol.)*, 78: 275-289.
- DE JONG, J. D. y POORTMAN, H. H. (1970) Coastal sediments of the southeastern shores of the Ria de Arosa (Galicia, NW Spain). *Leid. Geol. Meded.*, 37: 147-167.
- KOLDIJK, W. S. (1968). Bottom sediments of the Ria de Arosa (Galicia, NW Spain). *Leid. Geol. Meded.*, 37: 77-134.
- KRUMBEIN, W. C. (1934). Size frequency distributions of sediments. *J. Sediment. Petrol.*, 4: 65-77.
- OTTO, L. (1975) *Oceanography of the Ria de Arosa (NW Spain)*. Konink. Ned. Meteor. Inst. Meded. Verband., 96: 210 pp.
- PEREZ ALBERTI, A. (1982) Climatología. in: PEREZ ALBERTI, A. (ed.): *Xeografía de Galicia*: 71-96. Ed. Sálvora. 210 pp. A Coruña.
- RIVIERE, A. (1977). Methodes granulometriques. Techniques et interpretations. Ed. Masson. Paris.
- RODRIGUEZ, M. D., ARES, J. C., VILAS y GUI-TIAN, R. F. (1985). Estudio sedimentológico del litoral gallego: I. Complejo playa-barrera de Corrubedo. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 10: 65-81.
- VILAS, F. y ROLAN, E. (1985). Caracterización de las lagunas costeras de Galicia, NO Península Ibérica, España. Publicaciones del 1.<sup>er</sup> Congreso Ibérico de Cuaternario. Lisboa.
- VILAS, F. y SOMOZA, L. (1983). Observaciones de la morfología de los «washover fans» de las lagunas costeras de Galicia, España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 81(3-4): 265-274.
- VILAS, F., SOPENA, A., REY, L., RAMOS, A., NOMBELA, M. A. y ARCHE, A. (1985) The Corrubedo tidal inlet: processes and facies (Galicia, NW Spain). Abst. *Symposium on modern and ancient clastic tidal deposits*: 150-153. Utrecht (Hol.).



## Comportamiento y evolución de cuarcitas areniscosas en acumulaciones detríticas

### Behaviour and evolution of quartzites in detrital accumulations

COPA NOVO, J. R.; ASENSIO AMOR, I

La presente nota trata de los caracteres y del proceso evolutivo que ofrecen las cuarcitas areniscosas en depósitos detríticos localizados en cuencas-vertientes fluviales y en acumulaciones playeras. La abundancia de este tipo de material en formaciones actuales y antiguas de los valles del Moucide, Xunco y Cobo, desde Cangas de Foz a San Cibrán (Norte de Lugo), ha permitido un estudio estadístico, en términos de actividad morfogenética y textura de los diferentes grupos dimensionales. Ofreciéndose, asimismo, un diagrama-resumen del comportamiento de este material en los diferentes tipos de depósitos.

**Palabras clave:** cuarcitas, detrítico, fluvial, playa, estudio estadístico.

This paper deals with the characteristics and evolution process of quartzites (low Candena quartzites) from detrital deposits of fluvial basins and beach accumulations. The present and past sedimentary formations from Moucide, Xunco and Cobo basins (north of Lugo, Spain) from Cangas de Foz to San Cibrán are plenty in this. Kind of deposits. That permit us, an statistical analysis-from the point of view of texture and morphogenesis, and the study of quartzite behaviour in different types of deposits.

**Key words:** quartzite, detrital, fluvial, beach, statistical study.

COPA NOVO, J. R. (Departamento de Geografía. Universidad de Santiago). Santiago.  
ASENSIO AMOR, I. (Facultad de Geología. Universidad Complutense. Madrid). 28040, Madrid.

#### INTRODUCCION

Nuestra nota estudia el comportamiento y evolución de cuarcitas areniscosas en acumulaciones detríticas localizadas en el valle del Moucide y en la desembocadura fluvial por Cangas de Foz, además de las acumula-

ciones fluviales actuales de este río, Xunco y Cobo; así como los depósitos playeros de la costa cantábrica de esta zona lucense.

Los afloramientos de este tipo de roca, situados desde el litoral hacia los montes del Buio y la Sierra de Xistral, han sido estudiados desde el punto de vista genético y cro-



nológico, denominándolos «Areniscas ortocuarcíticas del Gistral» (PARGA PONDAL, I. & ALEIXANDRE, T., 1966). Según estos autores, la cuarcita areniscosa (Itacolumita de Schulz) es una roca blanca —que se puede confundir con arenisca caliza sacaroidea— amarillenta o rosada, dependiendo del grado de oxidación (ferruginización), cuarzosa, feldespática (a veces arcosas con horizontes de caolín) de aspecto laminar, con cortes en taleolas. Se deshace fácilmente por presión dando arenas desde granos gruesos hasta materiales finos y en ocasiones aparecen formas conglomeráticas. El substrato sobre el que descansan los depósitos detríticos está constituido por gneis, pizarras micáceas y micacitas.

Cronológicamente los autores citados la consideran como de un Cámbrico inferior, asignándose posteriormente a la parte basal del Georgiense —Formación Candana— Tramo inferior (IGME, 1977).

## COMPORTAMIENTO DEL MATERIAL

La abundancia de este tipo de cuarcitas en las formaciones detríticas antiguas y actuales, ha permitido un estudio estadístico, a través de la composición textural de estos materiales (espectros granulométricos y morfométricos) en términos de actividad morfogenética y comportamiento de los grupos dimensionales. La composición litológica global evidencia altos porcentajes de estos elementos cuarcitosos en los conos de deyección antiguos localizados sobre la rasa cantábrica, entre Cangas de Foz y Burela, y en la margen izquierda del valle del Moucide, lo que ha permitido su utilización masiva en las fracciones de cantos y bloques. Otro grupo de depósitos son los coluviones de la vertiente SE y N de la alineación montañosa del Buio, Pelobrinco y Pedra Chantada, considerados también como materiales residuales de fenómenos periglaciares (ASENSIO AMOR, I. & TEVES RIVES, N., 1966). Finalmente ha estudiado el compor-

tamiento de cuarcitas en depósitos actuales fluviales y playeros.

DEPOSITO I. Playa a pie de cantil de Perdouro. Acumulación actual.

El histograma presenta amplia dispersión, con elementos en toda la escala dimensional de cantos. Tres máximos en cada grupo fundamental de tamaños, correspondiendo el principal a los de talla más elevada (16-24 cm = 22 %). Los bloques pequeños ofrecen en el histograma un máximo muy destacado, como continuación de la fase de cantos grandes. La alta presencia de cantos gruesos y bloques en este cantizal playero, se explica por el aporte de materiales procedentes de las acumulaciones detríticas antiguas depositadas en el frente acantilado, que alcanzan con frecuencia varios metros de potencia y están formadas por materiales acusadamente heterométricos.

DEPOSITO II. Punta Riomar. Cangas de Foz. Acumulación antigua.

Espectro agrupado entre 4 y 12 cm (75 %), con un máximo escasamente destacado (6-8 cm = 27 %), lo que origina una mediana más baja y un desarrollo acompañado en la curva de frecuencia. El histograma de bloques es disimétrico, con elevado porcentaje de elementos de pequeño tamaño (24-40 cm = 86 %) y brusca caída hacia las dimensiones de 80 cm, donde aparece sólo el 1 %.

DEPOSITO III. Carretera Ferreira-Cangas de Foz, km 9,5. Depósito antiguo.

Los elementos también se agrupan entre 4 y 12 cm (74 %), con la diferencia respecto al anterior depósito, de la presencia de dos máximos; el principal, relativamente destacado en el grupo II y el secundario en la se-

CUADRO I. Granulometría de cantos (2 - 24 cm  $\phi$ )

Depósitos	2-4	4-6	6-8	8-12	12-16	16-24	Md.	C	Cal.
	%	%	%	%	%	%			
I	7	19	17	20	15	22	9,8	78,5	2,71
II	12	24	27	24	8	5	7,1	63,0	1,88
III	8	25	20	29	10	8	7,8	78,6	1,85
IV Superior	8	23	18	25	13	13	8,2	111,3	1,84
IV Inferior	10	29	20	27	9	5	7,7	110,0	2,11
V	4	30	18	29	11	8	7,8	90,5	1,42
VI	10	28	16	27	12	7	7,3	398,0	2,05

Md = Mediana de grano en cm; C = Centilo en cm; Cal = Coeficiente de calibrage expresado por la relación numérica  $Q_3/Q_1$

cuencia de cantos pequeños. Para los bloques se mantiene la semejanza con los demás depósitos estudiados hasta ahora: Idéntica posición del máximo (30-40 cm) diferenciándose ligeramente en la frecuencia de elementos. El valor de la mediana también es muy similar (310 y 320 mm). Los bloques de 60-80 cm, presentan porcentajes muy bajos, no existiendo por encima de estos tamaños. Asimismo los tres espectros ofrecen una subida y descenso rápido, existiendo la diferencia principal en la variación de los porcentajes a un lado y otro del máximo.

DEPOSITO IV. Rego das Fontes do Moucide. Carretera Ferreira-Cangas de Foz. Acumulación antigua.

El comportamiento de las cuarcitas areniscosas en la fracción de cantos no es uniforme en los niveles superior e inferior del depósito. Aunque los máximos se sitúan en la misma secuencia, pero en posiciones diferentes. Así en el nivel superior el modo principal está ubicado en la fase de cantos medianos (8-12 cm) y el secundario en el de pequeños (4-6 cm), mientras que en el depósito inferior ambos máximos se sitúan al contrario.

Para la fracción de bloques también se observa alguna irregularidad en la dinámica del material, no sólo entre los dos niveles, sino también con respecto a los depósitos descritos anteriormente: Ampliación de la escala dimensional de los grandes bloques y presencia de un máximo secundario relativamente destacado en las altas tallas (8-100 centímetros). Traduciéndose todo ello en un peor calibrado más alto valor de centilos.



Fig. 1. Cantera de explotación de áridos en la confluencia del Rego das Fontes de Moucide con el río de este mismo nombre. Niveles superior e inferior del cono de deyección antiguo (Depósito IV) constituido fundamentalmente de materiales cuarcitosos. Al fondo los relieves de Pelobrinco (474 m) y O Buio (423 m).

## DEPOSITO V. Acumulación antigua

Situada en la margen derecha de la carretera de Burela a Foz, a la altura de la playa de Perdouro. Introduce una novedad de comportamiento morfométrico, aunque granulométricamente, podríamos considerarlo como un depósito tipo para caracterizar el comportamiento de las cuarcitas areniscosas. En efecto, el espectro granulométrico, sensiblemente disimétrico, tiene máximos bien destacados en las secuencias de 4-6 cm: 30 % y 8-12 cm: 29 %, aunque se hallan presentes con porcentajes no desdeñables en todos los grupos dimensionales. La explicación de esta alta presencia en todos los tamaños, podría estar en la aptitud de este tipo de roquedo a la fragmentación

por procesos erosivos de tipo climático (gelifracción en ambientes fríos y alteraciones en medio templado-húmedo).

El comportamiento de la fracción bloques (Cuadro II) también puede ser paradigmático: Máximo destacado en la fase de 30-40 cm: 41 % y otro secundario en el grupo más pequeño, reduciéndose rápidamente hacia dimensiones mayores, no superando el tamaño métrico. Las dos fracciones, cantos y bloques, parecen confirmar, pues, que independientemente de las diferentes génesis de las acumulaciones, la cuarcita granulométricamente tiene una tendencia acusadísima hacia la heterometría, con máximos en los grupos intermedios, típicos más de una erosión mecánica que de una química o de alteración.

CUADRO II. Granulometría de bloques (> 24 cm  $\phi$ )

Depósitos	Escala dimensional						Md.	Cal.
	24-30	30-40	40-60	60-80	80-100	> 100		
	%	%	%	%	%	%		
I	25	38	32	5	--	--	36,0	1,40
II	41	45	13	1	--	--	31,0	1,25
III	31	45	19	5	--	--	32,0	1,41
IV Superior	32	37	24	5	1	1	35,5	1,50
IV Inferior	26	34	22	6	10	2	35,0	1,62
V	38	41	12	6	3	--	32,5	1,38
VI	18	11	14	14	5	38	70,0	3,34

DEPOSITO VI. Vertiente este de Coto de Acibro (605 m), a una altitud absoluta de 300-320 m. Depósito actual.

Las formaciones coluvionares de ladera de este depósito se comportan de idéntica manera en la fracción cantos que la gran mayoría de las demás acumulaciones estudiadas: Máximo principal en la dimensión más importante de cantos pequeños (4-6 cm: 28 % y otro secundario muy similar en los tamaños superiores de cantos medianos,

8-12 cm: 27 % y rápido hacia grupos dimensionales mayores.

El histograma de bloques (Cuadro II), sin embargo, ofrece notables diferencias, originadas, sobre todo, por la presencia de elementos de extraordinario tamaño en las laderas de las vertientes, cercanos a los afloramientos que sufren un extremado diaclasamiento, que favorece la liberación de bloques, que en un 38 % superan el metro de longitud de eje mayor.

CUADRO III. Paramentos e índices morfométricos (Cuarcitas areniscosas)

	Depósitos				
	I	II	III	IV Sup.	IV Inf.
<b>Md. Id.</b>	412	215	222	170	200
% < 100	5	7	10	12	11
% 100-300	25	71	71	79	76
% > 500	29	1	3	1	--
Mo	450-500	150-250	200-250	150-200	150-200
<b>Md. Ia.</b>	1.65	1.74	1.78	1.62	1.60
% < 1,5	32	23	23	39	39
% > 2,5	2	6	8	3	2
Mo	1,50-1,75	1,50-1,75	1,75-2,00	1,25-1,50	1,25-1,50
<b>Md. Idi.</b>	574	631	630	673	643
% < 600	68	28	44	18	28
% > 700	8	18	26	38	22
	V	VI			
<b>Md. Id.</b>	95	43			
% < 100	54	100			
% 100-300	--	--			
% > 500	--	--			
Mo	50-100 150-200	0-50			
<b>Md. Ia.</b>	1.77	2.09			
% < 1,5	29	14			
% > 2,5	11	24			
Mo	1.25-1,50 2,25-2,50	1,50-1,75 2,25-2,50			
<b>Md. Idi.</b>	652	701			
% < 600	38	18			
% > 700	23	50			

Del análisis morfométrico de cuarcitas areniscosas, con un tamaño comprendido entre 4 y 6 cm, se deduce que el proceso genético de estos depósitos se relaciona, para

unos, con unas condiciones normales en actividad fluvial de moderada competencia, con alternativas de torrencialidad (Depósitos II, III y los dos niveles del IV), mientras

que para otros los datos coinciden con arrastres por solifluxión o bien por arrollada difusa (Depósito V) e incluso meros arrastres de ladera (Depósito VI). El Depósito I atestigua un medio hidrodinámico más energético, típico de una actividad marina.

También hay que señalar el carácter textural y poco definitorio del Índice de Aplanamiento, que tiene valores similares sea cual sea la génesis de la acumulación. Hay, también, una obvia relación entre índice de desgaste y de disimetría, que se mantiene siempre elevado, testimonio, asimismo, de

esa importancia de la erosión mecánica sobre este tipo de roquedo.

## EVOLUCION MATERIAL

El modo evolutivo del material estudiado se ha determinado en varios cursos fluviales, estableciendo tres estaciones de muestreo, en los tramos alto, medio e inferior y efectuando los correspondientes estudios granulo y morfométricos.

CUADRO IV. Parámetros granulométricos. Río Xunco

Tramos	Mediana (cm)	Centilo (cm)	Calibraje
Superior	11,6	46,5	2,38
Medio	11,0	46,0	1,81
Inferior	10,5	35,0	2,20

Próximo a la cabecera, los aportes de la carga aluvial son muy heterométricos, con lo que se obtiene un histograma (Fig. 2) con tres máximos bien definidos en cada uno de los tres grupos fundamentales de cantos. Hay, también, una presencia significativa de bloques que proceden, en su mayoría de las acumulaciones antiguas que se encuentran colgadas a 4-5 m sobre el cauce actual del río, como consecuencia de la actividad fluvial, mucho más importante en épocas pasadas.

La estación intermedia ofrece, sin embargo, un histograma monomodal, con distinta repartición de tamaños, así como una mayor homometría, paralela a un mejor calibraje. Sólo presenta semejanza en los valores de la mediana y del centilo, así como en el porcentaje de bloques mayores de 24 cm, lo que viene a testimoniar el carácter local de esta fracción.

En la estación se hacen presentes dos máximos en el histograma, siendo particularmente interesante el secundario de 4-6 centímetros, que se consideran aportes a la carga aluvial de materiales procedentes de arrastres longitudinales, o quizá con mayor

razón, resultado de fragmentaciones en el curso del transporte (Véanse los elevados Índices de disimetría de los depósitos) que justificaría los altos porcentajes de cantos pequeños y medianos.

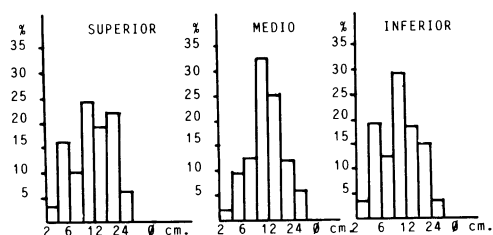


Fig. 2. Histogramas granulométricos. Fluviales actuales. Río Xunco.

La estación superior del río Cobo ofrece un ligero aporte de elementos mayores de 24 cm, con un máximo muy poco significativo y en cuyas dimensiones está incluido el centilo. La mediana y el máximo del histograma en el grupo II, lo que manifiesta un canturral relativamente grueso, pero inferior al de cualquier estación del Xunco.

CUADRO V. Parámetros granulométricos. Río Cobo

Tramos	Mediana (cm)	Centilo (cm)	Calibraje
Superior	8,8	57,5	1,97
Medio	8,4	32,0	2,38
Inferior	6,2	22,3	1,66

En el tramo medio la distribución dimensional es bimodal, lo que podría manifestar fuertes aportes longitudinales de elementos de pequeño tamaño que dan lugar al máximo principal, unidos con una fragmentación en el curso del transporte. Aunque siendo altos, los índices de disimetría son inferiores a los de los depósitos del Xunco.

Este aporte longitudinal, sumado a la fragmentación, producto del transporte se ve claro en el tramo final, donde desaparecen los bloques (aportes laterales, que aquí son graníticos) y casi los cantos grandes, disminuyendo con ello, la mediana y el centilo; agrupándose el histograma (Fig. 3) en texturas medias y pequeñas, estableciéndose una verdadera dimensión modal con un máximo único en las tallas pequeñas.

En el río Moucide se evidencia una pri-

mera conclusión: La gran heterometría en lo que concierne a la carga aluvial, completamente dependiente de las condiciones locales, que explican la entrada masiva de los elementos procedentes del fondo de valle, ocupado por los grandes conos de deyección que se extienden a lo largo de la margen occidental de este río.

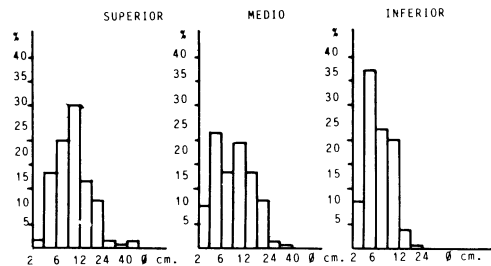


Fig. 3. Histogramas granulométricos. Fluviales actuales. Río Cobo.

CUADRO VI. Parámetros granulométricos. Río Moucide

Tramos	Mediana (cm)	Centilo (cm)	Calibraje
Superior	8,3	84,0	1,91
Medio	7,6	56,0	2,00
Inferior	7,8	55,0	2,11

Así en las dos primeras estaciones del Moucide, la distribución de tamaños en el espectro granulométrico es casi idéntica: Aumento bastante regular y uniforme hacia el único máximo en la secuencia de 8-12 cm y descenso algo más rápido hasta alcanzar 4 y 6 % respectivamente, de bloques.

En la estación final, aumenta la presencia de la dimensión modal, la misma que las

otras dos, 8-12 c, y aparece también un máximo secundario en las pequeñas tallas (Fig. 3), dando lugar a un más alto valor del calibraje, que sigue un recorrido inverso al de las aguas, mayor calibraje-heterometría hacia aguas abajo, lo que permite suponer la entrada masiva de nuevos elementos, la mayoría fragmentados, si atendemos a los índices de disimetría, que también se incre-

mentan hacia aguas abajo, procedentes de los depósitos del fondo de valle, originadores de procesos continuados de sustitución de carga.

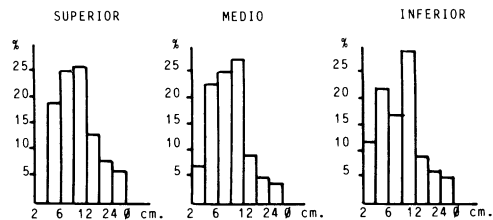


Fig. 4. Histogramas granulométricos. Fluviales actuales. Río Moucide.

Para completar el estudio evolutivo de las cuarcitas se han analizado morfométricamente las acumulaciones de las diversas cuencas (Cuadro VII).

Evolutivamente es un rasgo destacable el elevado índice de disimetría de todos los depósitos, que habla de un acusado fraccionamiento del material. Se ve, asimismo, una dinámica fluvial más típica en el Xunco

y Cobo que en el Moucide, donde los aportes provenientes del fondo de valle, alteran el lógico incremento del desgaste hacia aguas abajo, manteniendo unas cifras similares a lo largo de todo el curso, indicativo del carácter relicto de la mayor parte de la abundantísima carga fluvial.

Desde un punto de vista genético, comparándolos con los depósitos anteriormente estudiados, destaca un ligero aumento del desgaste, lógico al retomar de nuevo el material proveniente, en su mayoría, de acumulaciones detríticas que tapizan el fondo de valle, pero que indican también que estas acumulaciones antiguas han sufrido un medio hidrodinámico de una competencia moderada, pero de carácter torrencial.

Habría que destacar también la tendencia del material a alcanzar índices de desgaste relativamente altos.

Por último, confirmar el carácter textural del índice de aplanamiento, que se mueve en cifras semejantes a la de otros depósitos genéticamente diferentes.

CUADRO VII. Parámetros e índices morfométricos. Fluviales actuales

	RIO XUNCO			RIO COBO		
	Superior	Medio	Inferior	Superior	Medio	Inferior
<b>Md. Id.</b>	215	271	297	180	273	323
% < 100	14	3	--	20	--	3
% 100-300	65	58	52	60	57	41
% > 500	1	4	11	--	3	13
<b>Mo</b>	200-250	250-300	200-250	150-200	200-250	200-250
	350-400	400-500	350-400	50-100	300-350	100-150
<b>Md. Ia.</b>	1,81	1,89	1,66	1,63	1,74	1,77
% < 1,5	28	15	25	27	20	20
% > 2,5	7	6	7	5	10	--
<b>Mo</b>	1,25-1,50	1,75-2,00	1,50-1,75	1,50-1,75	1,50-1,75	1,50-1,75
	1,75-2,00		2,50-2,75	2,25-2,50	2,50-2,75	
<b>Md. Idi.</b>	642	622	617	622	612	604

## CUADRO VII. Parámetros e índices morfométricos.Fluviales actuales

RIO MOUCIDE			
	Superior	Medio	Inferior
<b>Md. Id.</b>	201	214	209
% < 100	8	7	11
% 100-300	70	82	74
% > 500	--	--	3
<b>Mo</b>	150-200 300-350	250-300 150-200	200-250 100-150
<b>Md. Ia.</b>	1,65	1,71	1,77
% < 1,5	35	23	30
% > 2,5	3	9	5
<b>Mo</b>	1,50-1,75	1,50-1,75 2,00-2,25	1,25-1,50
<b>Md. Idi.</b>	605	616	637

## CONSIDERACIONES Y CONCLUSIONES

Del comportamiento de las cuarcitas areniscosas podemos obtener unas consideraciones finales que hablarían de:

— Las medianas de grano ofrecen valores moderados en todos los depósitos; mientras que los centilos son altos, representando fielmente la tendencia del material a ofrecer elevados porcentajes de bloques.

— En términos generales, existe un marcado carácter heterométrico, con una selección del material bastante mala, presente en todos los depósitos tengan el origen genético que tengan. En la fracción cantos, por tanto, esta roca tiene una tendencia fuertemente heterométrica, presentándose en todos los grupos dimensionales y con muy mala selección. No así en la de bloques, donde ambos caracteres se mantienen más moderados.

— El material estudiado procede de un fuerte proceso erosivo (químico de alteración y físico de tipo periglaciario) arrastrado sobre las laderas de las vertientes y torrenteras hacia fondo de valle, por efectos gravita-

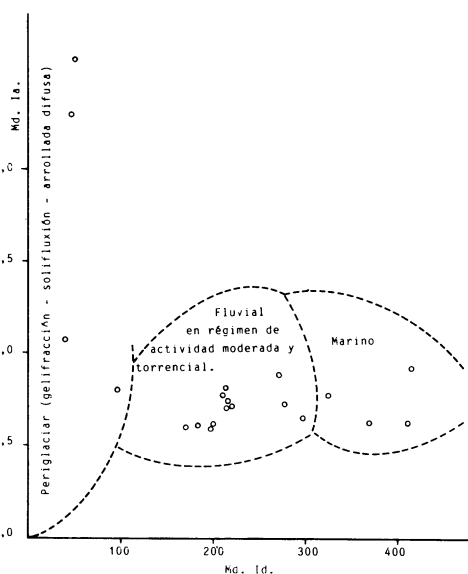


Fig. 5. Diagrama Tricart para cuarcitas areniscosas.

torios unos y por violentas pulsaciones de la corriente la mayoría, y depositados masivamente, pasando, en casos, por procesos sucesivos de sustitución de carga a formar parte del acarreo fluvial actual.

— Tanto la fracción cantos como la de bloques forma una importante carga alu-



vial, no sólo como material de arrastre longitudinal, a lo largo de los cauces, ciertamente existente como testimonian los índices de desgaste de los ríos Xunco y Cobo, sino también de aportes laterales de vertiente (Moucide), lo que acentúa más la heterometría.

— Se observa una tendencia importante al fraccionamiento, como atestiguan los índices de disimetría, elevados en todos los depósitos, sea cual sea su génesis, que origina una mayor abundancia del material en cantos pequeños y medianos. Hay, por tanto, un predominio de los procesos erosivos de carácter mecánico frente al químico de alteración o desagregación, una vez tomado el material por los cauces fluviales.

— Se deduce también, que estas cuarcitas areniscosas son un material fácilmente desgastable, aunque este desgaste no consiga eliminar totalmente las huellas del fraccionamiento.

— Confirmar el escaso valor genético

del índice de aplanamiento, claramente textural y con tendencia hacia cifras elevadas.

— En función de todo ello y como resume final del estudio se ha elaborado un diagrama tipo del comportamiento de la cuarcita areniscosa en las formaciones analizadas, además de incluir otras ya estudiadas por nosotros (ASENSIO AMOR, I. & COPA NOVO, J. R., 1985. COPA NOVO, J. R., 1985), que nos han permitido delimitar desde un punto de vista morfogenético las posiciones que en dicho diagrama ocupan depósitos costeros fuertemente accionados por los factores de la dinámica marina, en extremos opuestos a las acumulaciones periglaciares sobre vertientes, arrastradas por solifluxión o por arrollada difusa (ASENSIO AMOR & GOMEZ MIRANDA, 1982), o separadas de las de génesis fluvial en régimen de moderada o más acusada torrencialidad.

*Recibido, 19-XII-86*

*Aceptado, 29-II-87*

## BIBLIOGRAFÍA

- ASENSIO AMOR, I y COPA NOVO, J. R. (1985). Aspectos morfológicos y sedimentológicos del Cuaternario-Lorenzana. *Estudios Geográficos*, T. XLVI, n.º 180, pp. 285-301.
- ASENSIO AMOR, I. y GOMEZ MIRANDA, M.ª J., (1982). Nuevas aportaciones al periglaciario galaico-astur. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, vol. 7, pp. 255-270.
- ASENSIO AMOR, I. y TEVES RIVAS, N. (1966). Aluviones actuales y formaciones sedimentarias antiguas en el valle del Moucide (Lugo). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 64, pp. 37-45.
- COPA NOVO, J. R. (1985). Análisis morfogenético y morfodinámico de la red fluvial y sedimentológico de formaciones detríticas antiguas de la Cuenca del Masma (Norte de Lugo). Contribución al estudio de la evolución geomorfológica cuaternaria. Memoria de Licenciatura, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Santiago, 434 pág.
- IGME (1977), Mapa Geológico Nacional, E. 1:50.000, Hoja n.º 9, Foz.
- PARGA PONDAL, I. y ALEIXANDRE, T. (1966). La arenisca ortocuarítica del Gistral (Lugo). Extracto de *Notas y Comunicaciones* del IGME, n.º 87, pp. 59-89.



## Contribución al estudio de terrazas fluviales en el valle del Eo (Lugo)

## Contribution to the study of the fluvial terraces of the valley Eo (Lugo)

ASENSIO AMOR, I.; LOMBARDERO RICO, J. M.<sup>a</sup>

La presente comunicación se considera como contribución al estudio de terrazas fluviales, localizadas en el valle del Eo (Lugo) y situadas a + 70 m de altitud relativa.

**Palabras clave:** Geomorfología, sedimentología, terrazas fluviales, Galicia.

Some considerations on the main sedimentological characteristics of the fluvial terraces at the valley of Eo (Lugo) are presented in this paper. Those terraces are situated + 70 m over the bed of river.

**Key words:** Geomorphology, sedimentology, fluvial terraces, Galice.

ASENSIO AMOR, I. (Instituto de Geología Económica (C. S. de I. C.), Ciudad Universitaria, 28040, Madrid)  
LOMBARDERO RICO, J. M.<sup>a</sup> (Instituto de Geología Económica (C. S. de I. C.), Ciudad Universitaria, 28040, Madrid)

### INTRODUCCION

En el valle del Eo aguas abajo de A Pontenova, han sido descritas diversas terrazas fluviales a diferentes niveles, no superiores a los 50 m, sobre el cauce actual del río (Asensio Amor y Nonn, 1964; Nonn, 1966); de los resultados obtenidos en estos estudios, los autores citados deducen las consideraciones siguientes: las pizarras y cuarcitas son los elementos más frecuentes en las acumula-

ciones detríticas del nivel + 30 m; se trata de terrazas eustáticas con fuerte heterometría de materiales gruesos, moderada dinámica de cantos manifestada en el pequeño desgaste de cuarzos (Id. = 150-180) y abundante fracción limo-arcillosa procedente de la destrucción de las pizarras debido al sensible grado de alteración que ofrecen. Además, la presencia en los depósitos de terrazas de cantos gelivados de cuarcita, la abundancia de estos elementos litológicos

—acompañado de algunos cuarzozos— en los tamaños pequeños del espectro, el estado caótico de los materiales gruesos y el alto porcentaje de fracción limo-arcillosa, sugiere accionamiento mecánico bajo clima frío y cuyos materiales detríticos son arrastrados posteriormente por soliflucción a través de las vertientes hacia el fondo de los valles donde finalmente, son transportados a lo largo de los cursos fluviales.

Como contribución a estas investigaciones, la presente nota trata con otros depósitos de terrazas situados a nivel de + 70 m (Fig. 1) no incluidos en las publicaciones



Fig. 1. Mapa de situación de los depósitos de terrazas a + 70 m (Villaformán, Naraídos, Vilar Botote y Rabeja) del río Eo (Tramo de Puente de Pedrido a Villaferando).

anteriormente mencionadas. En este alto nivel han sido detectados cuatro depósitos de terrazas, dos entre los lugares de Vilar de Betote y Abres correspondientes a replanos fácilmente observables por su definida horizontalidad y marcada inclinación hacia el cauce fluvial; los otros dos quedan localizados, uno en la carretera de Puente de Pedrido a Vilaformán, correspondiente a la provincia de Lugo, y otro en la aldea de Naraídos situada en los límites con la provincia de Oviedo (Fig. 2).

## LOS DEPOSITOS DE TERRAZAS A + 70 METROS

### Terraza de Vilar Betote



Fig. 2. Nivel de + 70 m sobre el cauce actual del Eo, marcado por la carretera de Ribadeo a Lugo en el tramo de Abres a Vilar Botote. El nivel de la casa situada a la izquierda de la foto representa la terraza de + 30-40 m. Foto: Asensio Amor.

Localizada en la carretera que parte de la general Ribadeo-Lugo en el kilómetro 6,5 y se dirige hacia la Central Hidráulica depuradora que suministra el agua a Ribadeo. Corriente visible de escasa potencia (Fig. 3) puesta al descubierto en la cuneta de la mencionada carretera y se extiende en una longitud aproximada de 70 m con suave inclinación hacia el cauce actual del río hasta alcanzar el substrato pizarroso, el cual forma un escar-



Fig. 3. Pequeño corte visible de la terraza de Vilar Betote en la cuneta de la nueva carretera que enlaza la general de Ribadeo-Lugo con la Central Depuradora de Aguas. Foto: Asensio Amor.

pe con fuerte cambio de pendiente y sirve de tránsito al nivel inferior de + 35 m de altitud relativa.

El material grueso se distribuye desordenadamente con bloques pequeños muy dispersos de cuarcita, entre los que se encuentra el centilo (Cuadro I); aluviones hetero-

TABLA I. Espectros granulométrico y litológico

φ cms.	Q %	P %	C %	C.A %
2- 4	6	1	6	7
4- 6	9	2	13	10
6- 8	4	4	8	6
8-12	2	1	10	1
12-16	1	--	3	1
16-24	--	--	1	--
24-40	--	--	1	1

Parámetros granulométricos: mediana = 6,0 cms.;  
centilo = 38,0 cms.

Morfometría (cuarzos: 4-6 cms = L)

Md. I. desgaste = 217; % < 100 = 0; % 100-300 = 84; % > 500 = 0; máximo del histograma: 200-250 (32 %)

métricos, concentrados la mayor parte en los grupos I y II (90 %), con valores de mediana y centilo moderadamente altos. En la composición litológica son abundantes los cuarzos mientras que las pizarras se encuentran en bajos tantos por ciento por haber sufrido fuerte proceso de alteración, pasando a formar parte de la matriz limo-arcillosa que engasta a los cantos y bloques; igualmente ocurre con la cuarcita areniscosa cuyo grado de alteración es tan elevado que la mayoría de los fragmentos se deshacen no sólo a golpe de martillo sino también con la simple presión de los dedos de la mano; los elementos más resistentes, además de los cuarzos, son las cuarcitas compactas, por lo que aparecen en el espectro litológico en elevados porcentajes.

Depósito no comentado, de color rojo oscuro y de tonalidad amarillenta, con cantos raros de hierro (ilmenita ?); la terraza queda bien delimitada respecto a la vertiente y contribuye a regularizar el perfil de la misma. Espeso bosque de pinos y eucaliptos y sotobosque de helechos, tojos, etc. cubren

este nivel de terraza. El grado de desgaste de los cantos de cuarzo (Cuadro I) el elevado porcentaje de elementos comprendidos entre las secuencias de 100 y 300 y el máximo del histograma bien destacado en 200-250, son datos que evidencian materiales muy elaborados en un medio fluvial de alta competencia.

### Terraza de Abres-Rabeja II

Este depósito de terraza se encuentra a la misma altitud que el anterior y a una distancia de un kilómetro aproximadamente en línea recta; se trata de un replano de 150 m de longitud por 75 m de ancho, en la margen izquierda del río Eo, que corresponde a la vertiente oriental del pico de Vilar Betote (185 m); la marcada horizontalidad de la cumbre del replano y la ausencia de cortes naturales que permitiesen observar los materiales, obligó a abrir una calicata para su estudio; el perfil está constituido por un horizonte superior de suelo negruzco, soporte del bosque de pinos y eucaliptos y sotobosque de helechos, tojos y brezo, por debajo del cual aparece el material de la terraza sobre un substrato pizarroso; elementos litológicos de textura muy diversa, constituidos fundamentalmente por cantos pequeños y medianos con bajos porcentajes de cantos grandes y pequeños bloques dispersos en el conjunto de la formación. La terraza queda, como se ha indicado, apoyada sobre substrato pizarroso, a manera de embaldosado y extendido por toda la ladera de la vertiente; la pendiente hacia el cauce fluvial es de 30°-35°, con suaves cambios y marcada horizontalidad al alcanzar el nivel de la terraza inferior de 35-40 m. Material heterométrico, desordenado, engastado en matriz limo arcillosa y con valor de índice de concentración de cuarzos moderadamente alto (0,16), lo que indica cierta desagregación del material fácilmente alterable. Depósito medianamente consolidado, de color pardo amarillento, que contribuye a regula-

rizar el perfil de la vertiente; talud neto con clara separación de la terraza inferior (terrazas escalonadas). (Tabla II).

TABLA II. Espectros granulométrico y litológico

$\phi$ cms.	Q %	P %	C %	C.A %
2- 4	2	1	1	7
4- 6	7	1	5	22
6- 8	3	1	10	10
8-12	1	--	7	9
12-16	1	--	1	3
16-24	--	1	5	1
24-40	--	--	1	--

Espectros granulométricos: Md = 6,5 cms; Centilo = 32,5 cms

Morfometría (cuarzos 4-6 cms = L)  
Md. Id. = 224; % < 100 = 0; % 100-300 = 74;  
% > 500 = 2; Mo = 150-200 y 300-350

### Terraza de Naraídos

Se trata de un replano de 100 m de largo por otros tantos de ancho sobre el que se apoya la terraza, actualmente dedicado al cultivo y viviendas; en superficie aparecen los materiales de la terraza. El único corte visible, con potencia de 1,5 m hasta alcanzar el regular substrato pizarroso, se ofrece próximo a los cimientos de un silo. Terraza muy bien delimitada respecto a la vertiente oriental del Alto de Padrondo (353 m) por una línea de inflexión que coincide con el tramo de carretera de Villaformán a San Tirso de Abres; el nivel de la terraza ofrece en sus comienzos suave pendiente hacia el cauce fluvial, para a continuación aumentar su inclinación con varios escalones separados por escarpes netos. Acumulación detrítica fuertemente cementada interiormente por aglomerado ferruginoso, posiblemente como encostramientos de freáticos y constituida por bancos masivos de cantos y bloques, estos últimos concentrados alrededor de los elementos de menor tamaños; todos los bloques presentan las aristas romas como resultado de cierto rodamiento. Los espectros litológico y granulométrico son bastante semejantes a los demás depósitos estudiados;

el máximo se sitúa en los tamaños pequeños, la mediana de grano también y el valor del centilo, como elemento de aporte lateral, sufre fuertes variaciones de unas acumulaciones a otras; bien manifiesta es la presencia de grandes bloques; también altos son los valores de parámetros e índice de desgaste, como resultado de un medio hidrodinámico de fuerte competencia de la corriente (Tabla III).

TABLA III. Espectros granulométrico y litológico

$\phi$ cms	Q %	P %	C %	C.A %
2- 4	3	1	3	5
4- 6	3	2	20	7
6- 8	5	2	10	5
8-12	4	1	12	2
12-16	1	1	6	--
16-24	--	--	4	1
24-40	--	--	2	--

Parámetros granulométricos: Md = 6,8 cms; Centilo = 78,0 cms

Morfometría (cuarzos 4-6 cms = L)  
Md. Id. = 230; % < 100 = 0; % 100-300 = 80;  
% > 500 = 0; Mo = 200-250

### Terraza Puente Pedrido-Villaforman

Forman esta terraza acumulaciones masivas de cantos y bloques (muchos de ellos con dimensiones mayores de 100 cms), localizada en la trinchera de la carretera que partiendo de la general de Ribadeo a Lugo por Meira se dirige a Villaformán (Fig. 4); se



Fig. 4. Terraza de la carretera del Puente de Pedrido a Villaformán; acumulación caótica de cantos y bloques.

Foto: Asensio Amor.

encuentra en las proximidades de la antigua Central Eléctrica cercana al Puente de Pedridos. El corte visible se ofrece en una longitud de 40 m con 2-3 m de potencia y altitud relativa de 70 m respecto al talweg del río Eo; la formación visiblemente consolidada en las zonas internas, queda encajada entre afloramientos pizarrosos (¿paleocanal?) y muestra la mezcla de materiales arrastrados a lo largo del curso fluvial con aportes de numerosos grandes bloques procedentes de la vertiente en la que se apoya el depósito. La composición litológica global es casi exclusiva de cuarcitas —con altos porcentajes de cuarcitas areniscosas muy alteradas— escasos elementos pizarrosos y presencia de cuarzos relativamente alta; como cantos raros se encuentran los de hierro en dimensiones pequeñas (2-6 cm). El análisis granulométrico muestra resultados de conjunto bastante análogos a los otros depósitos, con la excepción del elevado valor del centilo que forma parte de los grandes bloques; el grado de desgaste de cuarzos corresponde a un medio hidrodinámico activo, con acusado fraccionamiento del material, características comunes a todos los depósitos de este nivel de + 70 m (valores de índice de disimetría superiores a 600) (Tabla IV).

TABLA IV. Espectros granulométrico y litológico

$\phi$ cms	Q %	P %	C %	C.A %
2- 4	5	--	12	8
4- 6	4	2	20	9
6- 8	2	2	12	4
8-12	1	1	10	2
12-16	--	1	2	1
16-24	--	--	1	--
24-40	--	--	1	--

Parámetros granulométricos: Md = 5,5; Centilo = 113,5 cms

Morfometría (cuarzos 4-6 cms = L)

Md.Id = 227; % < = 0; % 100-300 = 82; % > 500 = 0; Mo = 150-200

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

A partir de los resultados señalados en los cuadros I, II, III y IV, se deducen las consideraciones siguientes: I) total analogía de los depósitos en cuanto a su composición litológica; abundancia de cuarcitas en todas las dimensiones del espectro (particularmente las compactas) con porcentajes más altos y casi exclusivamente a las tallas mayores (12-40 cms); escasa presencia de pizarras (media de 6,5 %) a pesar de que el sustrato corresponde a esta naturaleza litológica. Relativamente altos porcentajes de cuarzo (media de 16 %), la mayoría corroidos por acciones químicas. II) Histogramas granulométricos bastante próximos en relación con la distribución de tamaños, con un máximo principal muy destacado en 4-6 cms (32 %-35 %); valores de mediana de grano sensiblemente semejantes incluidos en cantos pequeños y centilos muy variables como consecuencia de aportes laterales; sólo la terraza de Abres-Rabeja II ofrece un máximo secundario muy poco destacado, por lo que no se debe conceder en principio un valor significativo, hecho que también se puede atribuir a error en el conteo estadístico. Materiales heterométricos regularmente calibrados. III) Los parámetros e índices morfológicos de desgaste (% 100-300 = media 80 %; Md.Id = media 224) y de disimetría (Md. Id. = 606-666) son altos, mientras que los valores de aplanamiento (Md.Ia = 1.61-1.70) son bajos; en consecuencia, el desgaste indica actividad fluvial enérgica y la disimetría evidencia sensible fragmentación del material. IV) Existe la posibilidad de relacionar estos replanos de terrazas con otros situados también por encima del nivel de + 35-40 m (Villafernando, Termino, etc.) sin embargo, de momento nosotros no hemos apreciado aluviones sobre su superficie y por tanto, los consideramos más bien como «replanos morfológicos».

El material grueso de los depósitos es cementado por una masa limo-arcillosa de color marrón, unas veces de tonalidades ama-

rellentas claras y otras oscuras (10 YR 6/6 y 7,5 YR 4/6); las acumulaciones detríticas se han consolidado con posterioridad a la formación de los depósitos. La heterometría es caracter dominante en el análisis granulométrico de arenas, con curvas acumulativas casi rectilíneas sin selección o con muy mala clasificación del material ( $So = 2.51-2.93$ ), acusada desviación intercuartilar ( $Dc = 1.06-1.86$ ) y amplia dispersión global ( $Dg = 1.75-3.04$ ). Frente a estos caracteres granulométricos de arenas con casi nulo proceso evolutivo, se presentan los altos desgastes de los cantos de cuarzo, lo que prueba la desagregación «in situ» de los materiales fácilmente alterables, tales como las pizarras, y al mismo tiempo explica la escasa presencia de estos elementos litológicos en los espectros.

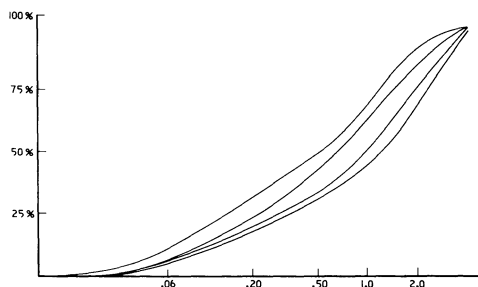


Fig. 5. Curvas acumulativas de arenas, casi rectilíneas, propias de materiales escasamente evolucionados (desagregación «in situ»).

Referente a la edad de estos depósitos de terrazas, comparando los resultados obtenidos de naturaleza, tamaño y forma de los materiales con aquellos de las terrazas inmediatas inferiores (+ 30-35 m Asensio Amor, 1984) se observa la reducción del porcentaje de pizarras y aumento de materiales más resistentes como los cuarzozos; por otra parte, ya indicamos que los desgastes de cantos de cuarzo son más elevados en estas acumulaciones de más de 70 m, posiblemente como resultado de un régimen hidrológico de mayor competencia; en consecuencia, todo ello podría explicar condiciones climáticas diferentes en épocas anteriores al Mindel-Riss, es decir, en el Cuaternario antiguo (Gunz-Mindel?) tales como intensas precipitaciones y temperaturas menos frías que permiten la desagregación de materiales fácilmente alterables.

Las terrazas de Naraídos, Vilar-Betote y Abres-Rabeja II quedan apoyadas sobre la base de las vertientes; su posición en la parte alta de los glacis y la presencia a continuación de los depósitos situados en el nivel de 35-40 m, son datos morfogenéticos muy valiosos para la reconstitución de los diversos estadios del relieve y muy particularmente para la interpretación del proceso evolutivo de la cuenca-vertiente del Eo. La terraza de Puente Pedrido-Villaformán ocupa una posición de encajamiento en un posible paleo-canal.

*Recibido, 23-II-87*

*Aceptado, 30-III-87*

## BIBLIOGRAFIA

- ASENSIO AMOR, I. (1984). Conexión entre terrazas preitorales y litorales en las proximidades del límite galaico-astur. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, vol. 9, pp. 321-328.
- ASENSIO AMOR, I., NONN, H. (1964). Materiales

sedimentarios de terrazas fluviales. *Estudios Geográficos*, n.º 96, pp. 319-366.

- NONN, H. (1966). Les régions cotières de la Galice. Étude géomorphologique. *Les Belles Lettres*; pp. 438-441. 95 Boulevard Raspail. Paris VI<sup>e</sup>.



# Caracterización estratigráfica y tectosedimentaria de la cuenca lignitífera de Meirama (A Coruña).

## Tectosedimentary and stratigraphic context in Meirama's coal basin (A Coruña, Spain).

GARCIA-AGUILAR, J. M.

La sucesión de Unidades Litoestratigráficas dentro de la Cuenca Neógena de Meirama, demuestra una compleja evolución Tectosedimentaria. Se constata la presencia de medios deposicionales Lacustres, Fluviales, así como grandes periodos de desarrollo forestal. La influencia tectónica dentro de la cuenca, aparece marcada tanto en etapas Presedimentarias, como en etapas Sin- y Post-sedimentarias.

**Palabras clave:** Meirama, Neógeno, Evolución Tectosedimentaria.

Lithostratigraphic units succession in Meirama's Neogene-Basin, prove a complex Tectosedimentary evolution. It is defined moving of diverse Lacustrine and Fluvial sedimentary environments, also great periods of woodland development. Tectonic influence into basin, is trade in diverse stages: Pre-, Syn and Post-sedimentary ones.

**Key words:** Meirama, Neogene, Tectosedimentary evolution.

GARCIA-AGUILAR, J.M.

Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Granada.



## LOCALIZACION GEOGRAFICA

La Cuenca de Meirama se halla situada en la Provincia de A Coruña, a unos 30 kms de su capital (Fig. 1). Presenta una morfología de tipo elipsoidal con un eje mayor de 2.600 m en dirección NW-SE, y otro menor de 600 m perpendicular al primero.

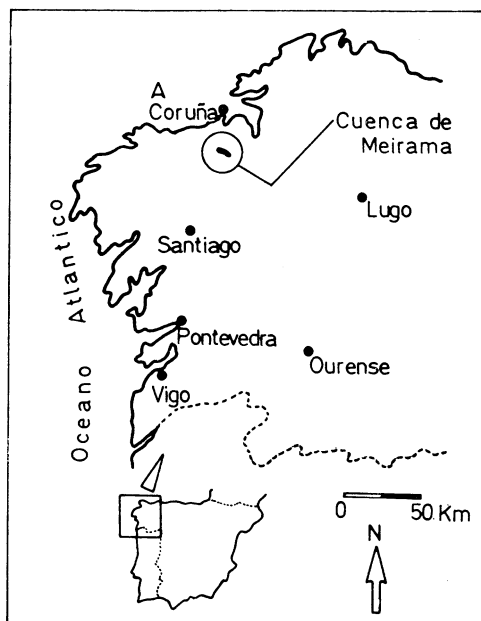


Fig. 1

Este valle, sirve de asiento al cauce del río Barcés, correspondiendo sus laderas NE y SW a los Montes do Xalo (570 m) y la Serra de Montemaior (600 m).

En la actualidad, la cuenca de Meirama se halla en fase de explotación minera de sus importantes reservas de Lignitos, por parte de la Empresa de Lignitos de Meirama S. A.

## CONTEXTO GEOLOGICO

La Depresión objeto de estudio, al igual que el resto de Cuenca Terciarias gallegas, se encuentra incluida en la zona Galaico-Castellana, según la nomenclatura general de Lozte para la Unidad Estructural del Macizo Hespérico.

Dicha cuenca, nos aparece en relación con una línea de fractura de rango regional, cuya reactivación durante el Terciario, produjo la génesis y posterior control sedimentario de los materiales depositados en ella. Los límites Geológicos de esta Cuenca, quedan constituidos por Esquistos Biotíticos Paleozoicos del Complejo de Ordenes (Ordes) al Sur y Este; y por Grano-Dioritas de la Série Alcalina (Unidad del Xalo), al Norte y Oeste, como muestra la Figura 2.

Respecto a los materiales terciarios, relleno de la cuenca, tenemos representados en esencia Facies de Lutitas y Lignitos, estando presentes en menor medida las Arenas y Gravas. Cabe destacarse el hecho de que estos materiales, se encuentran afectados por diversas estructuras Tectónicas como se verá en un capítulo posterior.

## ANTECEDENTES

Caben destacarse por orden cronológico los siguientes: HERNANDEZ PACHECO (1949), NONN (1966), IGME (1974 y ss), REBOLLO y PAZ (1975), BRELL (1975), MALDONADO (1977), VANNEY et al. (1979), MARTIN SERRANO (1980), y ESPINOSA y REY DE LA ROSA (1984).

## SITUACION DE LA CUENCA DE MEIRAMA EN EL CONTEXTO DE LAS CUENCAS TERCIARIAS GALLEGAS

Históricamente, y a través de diversos autores, se han venido diferenciando en el conjunto de Cuencas Gallegas dos tipos de ellas, correspondientes en teoría a otras tantas zonas paleogeográficas, cuyos controles sedimentarios de Clima y Tectónica, provocaron en ellas unos rasgos Litológicos, Morfológicos, Tectónicos y Mineralógicos, contrastando entre ambas zonas.

La Figura 3. muestra la distribución actual de las principales Depresiones terciarias gallegas donde, en primera instancia, resal-

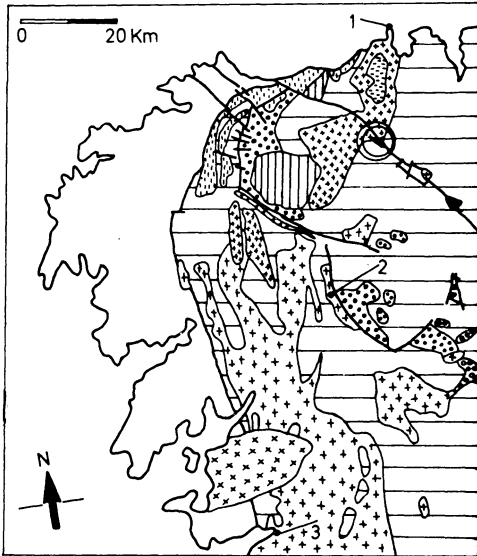


Fig. 2

#### LOCALIZACIÓN GEOLOGICA

#### LEYENDA:

- Esquistos Devonico-Carboníferos.
- Zona de la Estaurólita-Sillimanita
- Rocas Plutónicas Ácidas Alcalinas tardi-Hercínicas
- Rocas Plutónicas Ácidas e Intermedias Calcoalcalinas.
- Ortoanfibolitas Pre-Hercínicas
- Ortogneiss Precinemático
- Granodiorita y Cuarzodiorita Pre-Hercínicas.
- Rocas Básicas Post-Hercínicas
- Rocas Plutónicas Ácidas Alcalinas Precinemáticas
- Rocas Plutónicas Ácidas Calcoalcalinas
- Terciario

Referencias: 1-A Coruña.  
2-Santiago, 3-Pontevedra.

En círculo: Cuenca de Meirama.

ta la diferenciación entre un Sector W, con cuencas de pequeño tamaño alineadas según unas directrices N-135-E; y un Sector E, con cuencas de mayor tamaño y alineadas de Norte a Sur.

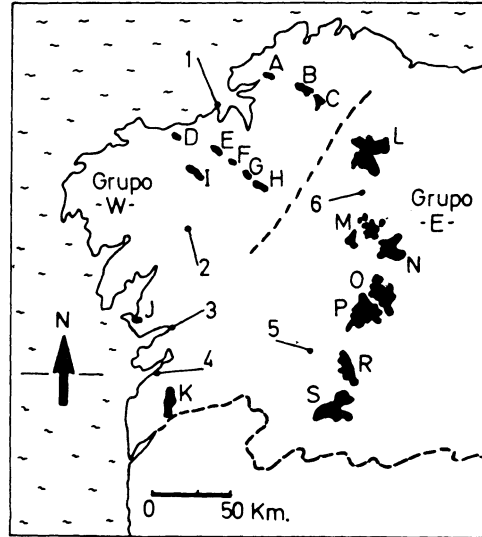


Fig. 3. SITUACION DE LAS PRINCIPALES CUENCAS TERCIARIAS GALLEGAS

A: Cantalarrana; B: As Pontes; C: Roupas; D: Laracha; E: Meirama; F: Visantofia; G: Juanceda; H: Boimorto; I: Tordoia; J: Dema; K: Tuy; L: Villalba; M: Páramo; N: Sarria; O: Chantada; P: Monforte; R: Maceda; S: Ginzo.

Referencias: 1-A Coruña, 2-Santiago, 3-Pontevedra, 4-Vigo, 5-Ourense, 6-Lugo.

Tales diferencias morfológicas, no parecen ser las únicas registradas. Diversos autores han venido estableciendo rasgos diferenciales entre estos dos grupos de cuencas, esencialmente bajo tres criterios: Litología y Mineralogía. Condiciones sedimentarias y Paleoclimáticas, y Tectónica-Morfología. Una síntesis de tales rasgos, aparece expresada en la Tabla I.

Algunas cuencas como las de Tui y Dema, quedan situadas en una posición poco definida ya que aún estando situadas al W y próximas a la costa, sus caracteres Tectosedimentarios parecen ser más concordantes con las cuencas del Sector Oriental. Como puede observarse al respecto, la cuenca de Meirama, aparece plenamente incluida en el Grupo de cuencas Occidentales, desde todos los puntos de vista.

CUENCAS —W—	CRITERIO-AUTOR	CUENCAS —E— T. I
Predominio de las Fácies lutíticas (Caolinita), Lignitos y Arenas	<u>LITOLOGIA Y MINERALOGIA</u>  Nonn, 1966. Brell y Duval, 1979 Espínosa y Rey de la Rosa, 1984.	Caracteres esencialmente detríticos apareciendo Arenas, Arcillas (Paligorskita, Sepiolita), y en ocasiones Fácies carbonatadas (Margas, Calizas). El Lignito aparece representado de modo minoritario.
Clima subtropical húmedo con influencia oceánica. Cuencas de tipo Paralicó con una importante reducción química en sus materiales. Caracteres sedimentarios distintivos del resto de cuencas terciarias Peninsulares.	<u>CONDICIONES SEDIMENTARIAS Y PALEOCLIMÁTICAS</u>  Nonn, 1966. Espínosa y Rey de la Rosa, 1984.	Clima semiárido. Cuencas de tipo Limnico. Depósitos concordantes con otras cuencas terciarias de la Península.
Escaso tamaño relativo. Alineadas en dirección N-135-E, según Dós líneas tectónicas principales: N (Línea de As Pontes), y S (Línea de Meirama). Caracter Paleogeográfico flico Externo.	<u>TECTONICA Y MORFOLOGIA</u>  Virgili y Brell, 1975. Espínosa y Rey de la Rosa, 1984.	Cuencas de gran tamaño, alineadas según una dirección N-S. Caracter Paleogeográfico interno.

Un aspecto interesante, lo constituyen las razones para tal diferenciación sedimentaria entre dos grupos de cuencas, para un espacio relativamente tan corto. Explicaciones al hecho no han faltado, aunque la razón más lógica del mismo, parece deberse a la existencia de un elevado gradiente Paleoclimático isocrono E-W y N-S, en el sentido de pasar en pocas decenas de kms desde un clima semiárido tropical, a otro mucho más húmedo controlado por la influencia Atlántica.

Sin embargo, y a pesar de las diferencias antes citadas, son muchas también las semejanzas existentes entre ambos grupos de Cuencas. Tales semejanzas se refieren a dos caracteres esencialmente:

— Estratigrafía: Todas las Depresiones terciarias gallegas, aparecen representadas por materiales depositados en medios continentales entre el Oligoceno sup. y el Plioceno. Este último, caracterizado por sedimentación detrítica común para todas las cuencas. Durante el Pleistoceno, parece haberse producido también de manera global, una reactivación sedimentaria, manifestada por el depósito de gravas fluviales (Paleoterrazas).

— Tectónica: Diversos autores, sugieren de alguna manera, una génesis tectónica para estas Depresiones ó al menos, se señala sistemáticamente la asociación de éstas con líneas de fracturación heredadas de la fase tectónica Hercínica, y reactivadas durante la Orogénesis Alpina, dando lugar a zonas con una fuerte Subsistencia. (MARTIN SERRANO, 1979 y 1980; BRELL y DOVAL, 1979; MALDONADO, 1977).

## ESTRATIGRAFIA

La ordenación estratigráfica del conjunto de Cuencas terciarias gallegas, parece responder a una pauta común, como lo demuestran los diversos estudios realizados en ellas. BRELL, (1975), propone una columna general para el Neógeno la cual, aún con diferencias para cada caso, sirve para ilustrar una sucesión cronológica común en el seno de estas Depresiones (Fig. 4).

Esta serie Estratigráfica general, puede ser dividida en tres unidades ó conjuntos litostratigráficos a gran escala, así como en cinco tramos, si atendemos a criterios estrictamente sedimentológicos:

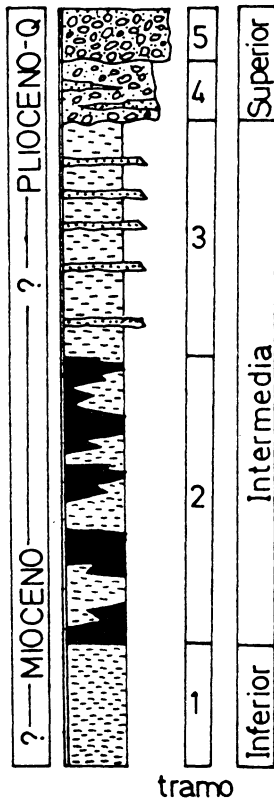


Fig. 4. SERIE GENERAL PARA EL TERCIARIO DE LAS CUENCAS GALLEGAS

**Litologías:**

- TRAMO 1 Grupo Este: Margocalizas y Margas con Paligorskita y Sepiolita.  
Grupo Oeste: Arcillas Blancas Caoliníferas.
- TRAMO 2 Arcillas Caoliníferas y Lignitos.
- TRAMO 3 Alternancias de Arcillas (Margas) y Arenas (microconglomerados).
- TRAMO 4 Conglomerados de naturaleza Pizarrosa. Arenas y Lutitas.
- TRAMO 5 Conglomerados de naturaleza Cuarcítica.

— Unidad Inferior: constituida por Margas y/o Arcillas Caoliníferas (Tramo 1), cuya edad parece incluir el Oligoceno terminal y parte del Mioceno inferior.

— Unidad Intermédia: constituida por dos Tramos. El 2, de carácter esencialmente lignífero y el 3, a techo, formado por una alternancia de arenas con arcillas y/o mar-

gas. La edad para este conjunto parece abarcar por los datos disponibles la totalidad del Mioceno inferior y medio, así como parte del Mioceno superior.

— Unidad Superior: Formada también por otros dos tramos: el 4, compuesto por conglomerados esquistosos, y arenas-lutitas en proporción variable; y el 5, que aparece con un carácter conglomerático s. s. Sus cantos en esta ocasión, presentan una composición cuarcítica casi con exclusividad. La edad de este conjunto no parece estar bien definida. BRELL (1975), otorga una edad para este conjunto superior, de Mioceno superior (4)-Plioceno (5); aunque consideraciones estratigráficas y de correlación sedimentaria regional, apuntan hacia la posibilidad de incluir esta Fácies entre el Mioceno superior (Turolense) y el Pleistoceno inferior (Bibariense).

En nuestro caso concreto, MALDONADO (1977), efectúa una columna general para la Cuenca de Meirama, la cual muestra perfectamente todos los tramos y Unidades Estratigráficas definidas con anterioridad (Fig. 5).

Rasgos a destacar en este punto, son la aparición en el Tramo 1 de niveles arenosos; aparición en el Tramo 5 de niveles de turba subactuales; escasa representación del tramo 3, y dominio del tramo 2, en cuanto a espesor y volumen en las fácies de lignito incluidas en él. Estos últimos caracteres apuntados, definen la individualidad de la Série de Meirama en relación con la Série general.

Respecto a la cronología adjudicada para estos materiales, MALDONADO (1977), aporta una série de dataciones en base a análisis polínicos seriados, los cuales arrojan edades comprendidas entre el Oligoceno superior, para la base del tramo 1, y Mioceno medio dentro del tramo 3; sobre el cual aparecía directamente el Pleistoceno.

Según tal sucesión, existiría una laguna estratigráfica para el Mioceno sup. y el Plioceno. El mismo MALDONADO, explica el hecho, sugiriendo un redépósito de todo material Mioceno posterior, durante épocas

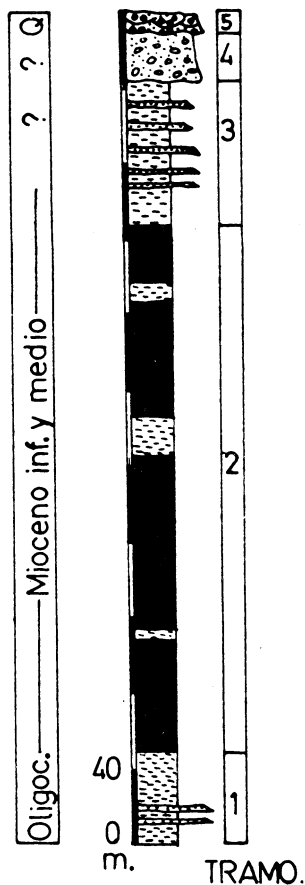


Fig. 5. COLUMNA LITOLOGICA GENERAL PARA LA CUENCA DE MEIRAMA, FACIES REPRESENTADAS

- TRAMO 1 Arcillas Blancas y Verdes Caoliníferas con Arenas Intercaladas.  
 TRAMO 2 Arcillas carbonosas. Lignitos y Arcillas claras.  
 TRAMO 3 Arcillas. Arcillas carbonosas y (micro) niveles de Arenas.  
 TRAMO 4 Conglomerados de naturaleza pizarrosa. Arcillas y Arenas.  
 TRAMO 5 Conglomerados de composición cuarcítica. Lutitas y Turba.

posteriores, hacia zonas más profundas del paleovalle. En todo caso, los datos cronológicos existentes en la actualidad, distan mucho de ser concluyentes. Si unimos además la gran complejidad tectónica aparecida en la cuenca, nos confiere una situación en la

cual, las consideraciones efectuadas con anterioridad deben ser tomadas a título orientativo en espera de nuevas y más precisas dataciones.

## MATERIALES REPRESENTADOS Y SU DISTRIBUCION

Las diversas litologías representadas en la Cuenca de Meirama, pueden ser divididas en Cuatro grupos fundamentales:

### Arcillas

Constituyen el material con mayor representación dentro del conjunto. Dentro de ellas, aparecen gran número de tipos en función de aspectos como Textura, Coloración, etc. Los más importantes son: -arcillas caoliníferas claras. Incluyen el 30 % de cantos de cuarzo, situándose con preferencia a la base y al NW de la Cuenca, así como alternantes a veces entre capas de lignito. -arcillas carbonosas. Incluyen una cierta concentración orgánica dentro de un poder calorífico menor de 800 Kcal por Kg. Aparecen a techos del yacimiento y en general, irregularmente distribuidas. -arcillas verdes. ricas en clorita, y situadas en zonas basales (Tramo 1) de la Cuenca. -arcillas oscuras. Situadas al SE. y -arcillas rojas; al SE y NW del afloramiento, cercanas a las zonas de alteración del granito y el esquistos.

### Arenas y (Micro) Conglomerados

Estos depósitos, aparecen concentrados hacia las zonas marginales de la Cuenca. Las arenas, quedan compuestas por cantos de cuarzo con elevados índices de esfericidad y un tamaño medio llamativamente constante en torno a los 8 mm. Su asociación con las arcillas, es la nota común de estas facies que, de otras parte, suelen constituir bancos masivos o acunados con nula ordenación interna.

Respecto a las gravas y conglomerados, nos aparecen con una distribución bimodal: -a techo del conjunto (Tramo 5), como relleno de paleocanales, y -en el borde Sur de

la Cuenca, constituyendo depósitos masivos con caracteres muy proximales.

### Lignitos

Aparecen expuestos en las zonas centrales de la Cuenca. Son diversos los tipos de lignitos representados, pudiendo ser divididos en estas clases: -lignitos arcillosos; -lignitos pardos; -lignitos pardo-negros (Vitreno); -lignitos xiloides (Acumulaciones de troncos vegetales); y -piropisitas (resinas y ceras).

La media de todos los tipos, presenta un poder calorífico de 1.750 Kcal/kg, con una humedad del 58 %, y un contenido en carbono del 15 %. A nivel de fácies, la nota más característica de estos materiales, resulta ser su textura isotropa, aumentando su grado de masividad hacia el SE. Resulta frecuente la aparición de troncos vegetales de hasta 150 cm de longitud, así como nódulos piritizados, y microniveles de arcillas blancas (10 cm) alternantes. Este último rasgo, se favorece hacia el NW del yacimiento.

### Alteración de las Rocas encajantes

Tanto en el caso del borde granítico, como en el borde esquistoso, suele aparecer una banda continua de transición entre la roca de caja «sana» y las fácies de cuenca. Los productos de alteración, conservan en muchas ocasiones texturas originales heredadas de la roca madre, como por ejemplo la esquistosidad para el borde S-SW. La nota común en todo caso de estos materiales, consiste en el proceso de caolinitización, así como la pérdida de su competencia original.

Se ha comprobado como estas zonas de alteración, se favorecen mediante fracturas N-125-E, mientras que en otros casos, y en relación con fracturas N-170-E, las rocas de caja, contactan casi directamente con las fácies de cuenca, estando muy inhibida esta banda de alteración transicional.

La distribución en superficie de todos estos materiales, así como la distribución de las Fracturas principales dentro de la Cuenca, aparece en la Figura 6.

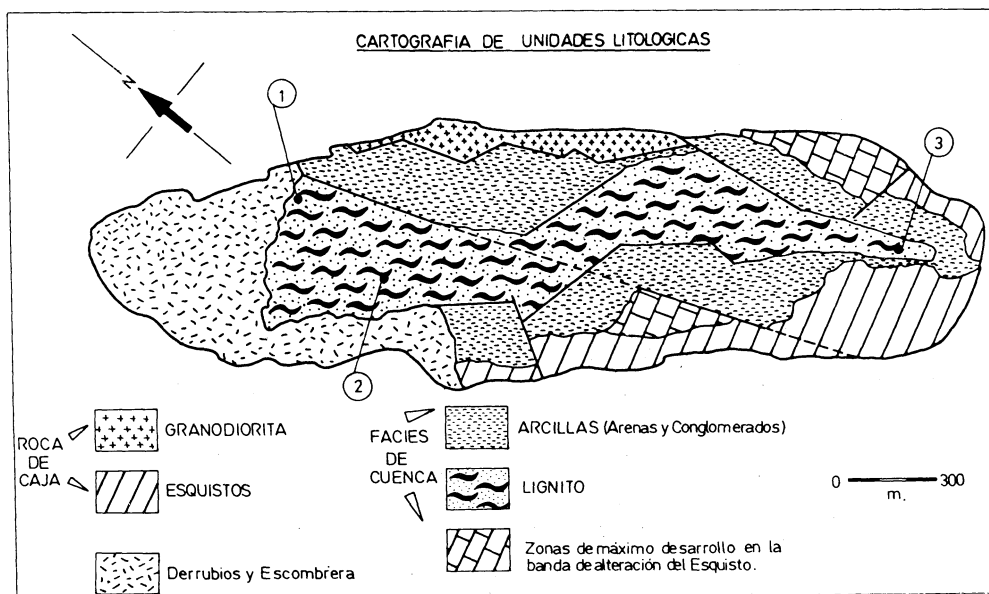


Fig. 6

La cartografía, a efectos de una posterior modificación por el laboreo minero, fue efectuada en Octubre de 1986.

## SEDIMENTOLOGIA

La reconstrucción sedimentaria en el seno de la Cuenca de Meirama, presenta en origen grandes dificultades debido sobre todo al gran control tectónico existente, que inhibe de modo sistemático la aparición de tránsitos laterales de Fácies. En todo caso, y a nivel general, es posible el establecimiento de una caracterización deposicional, la cual será abordada atendiendo a los diversos Tramos definidos en el apartado 5. (Fig. 5)

### Tramo 1

Arcillas caoliníferas y verdes con niveles arenosos. Su depósito aparece asociado a procesos de decantación en el seno de un sistema lacustre s. l. generado por causas tectónicas (graben). Este lago tectónico, sufriría entradas episódicas de lóbulos aluviales procedentes de las zonas de margen. El hecho de que la caolinita suponga entre el 80 % y el 100 % de la fracción de arcilla, implicaría unas condiciones paleoclimáticas de tipo subtropical (cálido-húmedo). Esta idea sobre las conclusiones climáticas está en acuerdo con los datos de MALDONADO (1977).

### Tramo 2

Lignitos y Arcillas. Estos depósitos, quedan interpretados en origen como ocurridos en zonas con gran desarrollo de vegetación y bosques (coníferas, palmeras,...), dentro de un nivel freático cercano o por encima de la superficie, dentro de un marco paleoclimático subtropical-húmedo.

Los niveles arcillosos intercalados, pudiendo ser debidos a períodos representados por sistemas lagunares y «swamps», con diversa extensión areal. Sobre la distribución de las fácies de lignito, se puede comprobar como hacia el SE de la cuenca éste se hace mucho más masivo, isótropo y potente, in-

cluyendo signos evidentes de redepósito. Este hecho, puede ser interpretado en el sentido de haberse constituido un surco deposicional hacia el SE de origen tectónico, donde a partir del propio depósito de los restos vegetales en zonas más elevadas, se hubiera producido transporte post-contemporáneo de los mismos hacia zonas más deprimidas. El hecho, así mismo, habría estado en relación con una importante actividad tectónica sinsedimentaria. Algunos de estos hechos, ya aparecen citados por otros autores como NONN, (1966), y MARTIN SERRANO, (1980).

De otro lado, las condiciones reductoras de este medio deposicional, quedan probadas por la aparición de nódulos y restos de troncos piritizados, así como el propio contenido en azufre en el lignito, y grado de preservación del mismo.

### Tramo 3

Arcillas alternantes con arenas y microconglomerados. Dentro de estas fácies, cabe señalar la aparición de cantos de cierto tamaño, troncos fósiles distribuidos al azar y pequeños restos de lignito. En otras ocasiones, han sido observadas estructuras difusas de laminación horizontal, brechificación y otras debidas posiblemente a la acción de raíces. Estos niveles detríticos, se componen de cantos de cuarzo con gran homometría (8-12 mm) e índices de redondeamiento elevados. Aparecen dentro de unas morfologías acuñadas con escasa continuidad lateral en la mayoría de los casos. Toda esta asociación deposicional, queda interpretada como debida a un régimen lacustre somero inestable en el sentido de ser objeto de frecuentes (re)deposiciones internas así como entradas de material detrítico según sistemas fluviales s. l. episódicos muy energéticos, capaces de la erosión y transporte de materiales infrayacentes (lignitos). El conjunto paleoambiental, participaría de condiciones climáticas muchos más inestables que en casos anteriores, aunque todavía dentro de parámetros subtropicales.

## Tramo 4

Gravas masivas incluídas en una matriz arenoso-lutítica. Estas fácies, de dudosa posición estratigráfica, quedan interpretadas como «debris flow» masivos provenientes del margen de esquistos (SW) esencialmente. La ausencia de estructuras internas, cercanía de estas fácies al margen de la cuenca, así como su isotropía, tamaños de grano e índices de redondeamiento, apoyan esta génesis mediante un proceso de «debris flow». Las condiciones sedimentarias serían en relación con tramos anteriores, mucho más energéticas y proximales.

## Tramo 5

Gravas cuarzosas canalizadas. Estos niveles superiores, corresponden al relleno de paleocauces, con estructuras internas que nos indican un modelo fluvial tipo «braided» conglomerático, como pueden ser artesas, estratificación cruzada, etc. Este sistema fluvial Pleistoceno, habría tenido lugar bajo unas condiciones ambientales y climáticas parecidas a las actuales en el sector.

## Evolución sedimentaria general

Como se apuntó anteriormente, la sucesión de ambientes deposicionales correspondientes a cada uno de los tramos, así como la megasecuencia a nivel del conjunto sedimentario, demuestran una línea de progresiva «continentalización» e inestabilización climática, en el sentido de una evolución a lo largo de todo el Neógeno desde sistemas lacustres (de origen tectónico), con decantación de caolinita, hasta sistemas de bosque tropical con un nivel freático muy alto; de ahí a sistemas lagunares en relación con (micro)cauces fluviales, que penetraban en ellos a modo de «fan delta», pasando finalmente a condiciones del todo subaéreas con depósitos aluviales s. l. («debris flow»), y ya en épocas recientes con el depósito de gravas dentro de un sistema fluvial «braided» conglomerático.

En sentido lateral, y dentro del Tramo 2, tenemos representada una clara línea de mayor profundidad en el paleofondo, sub-

sidencia, concentración y redepósito de las fácies de lignito hacia el SE de la Cuenca. La Figura 7. muestra una sucesión de columnas

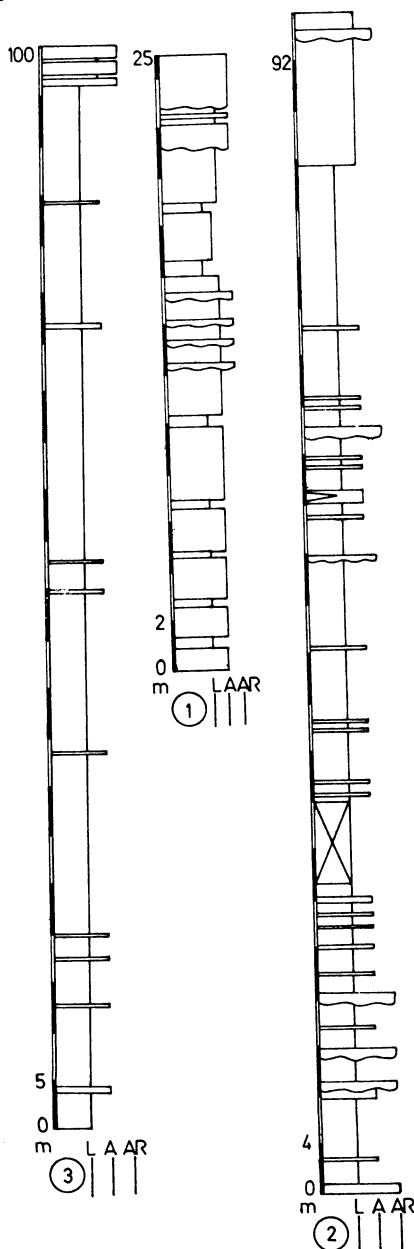


Fig. 7. SUCESION LATERAL DE PERFILES LITOLOGICOS EN UN SENTIDO NW (COLUMNA 1)-SE (COLUMNA 3).

La situación de las Series aparece señalada en la Fig. 6.

LEYENDA: L-Lignito. A-Arcillas. AR-Arenas y Microconglomerados.



litológicas, donde se puede observar este hecho. Cabe destacar la progresiva desaparición de niveles de arcilla intercalados en el lignito, según esta línea NW-SE, en favor de estas fácies carbonosas mucho más masivas.

## TECTONICA Y SEDIMENTACION

Diversos caracteres estructurales identificados dentro de la Cuenca objeto de estudio, ponen de manifiesto un fuerte control tectónico, acontecido de modo prolongado, tanto en la propia génesis del surco deposicional (tectónica presedimentaria), durante la etapa deposicional (tectónica sinsedimentaria), y una vez concluida la etapa de sedimentación (tectónica postsedimentaria). Tales efectos se manifiestan mediante diversos caracteres:

### Tectónica presedimentaria

La asociación de la cuenca de Meirama con una fractura de rango regional, así como su propia geometría de tipo sub-romboidal, conforman un tipo de cuenca denominada «pull-apart» o arrosariada, cuya diagnosis pasa necesariamente por estos caracteres básicos. La morfología romboidal de la cuenca responde en definitiva a una situación de esfuerzos en superficie, orientados hacia la creación de una zona central predominantemente distensiva (graven), con un elevado potencial subsidente. Todo este juego de esfuerzos, se presenta en favor de un «núcleo» de debilidad tectónica, situado en profundidad, y evidentemente asociado a la fractura principal, cuya componente en dirección es en sentido dextro. (Fig. 8)

Por supuesto, todo este mecanismo, supone una simplificación, pudiendo ser el modelo real y concreto extremadamente más complejo desde el propio punto de vista tectónico. Así por ejemplo, dentro del surco distensivo central (Cuenca), se dan a su vez distintas zonas de comportamiento tectónico, en relación con fracturas de orden

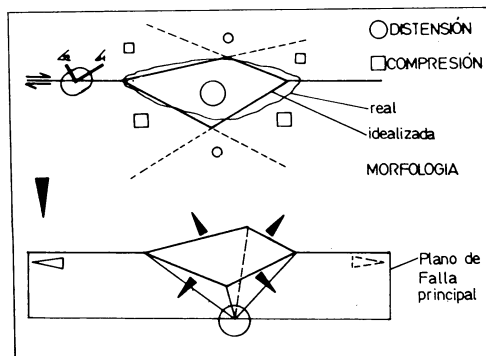


Fig. 8. MODELO GENETICO Y ESTRUCTURAL SIMPLIFICADO DE GENERACION PARA UNA CUENCA DE TIPO «PULL-APPART» (CASO DE MEIRAMA).

menor, en el sentido de conformar un paleofondo plano y escalonado con una mayor profundidad y subsistencia hacia el SE de la cuenca.

Otro ejemplo de esta complejidad, lo constituyen los propios bordes laterales del «pull-apart», los cuales, no participan de un único sistema de fracturas, sino que han podido ser detectados al menos dos sistemas principales, tanto para el borde granítico, como para el formado por los esquistos. La dirección media de estos sistemas es N-125-E y N-170-E, mientras que sus buzamientos medios, oscilan entre los 75° dentro de un régimen inverso, y los 85° de componente gravitatoria.

La tendencia general, sin embargo, se manifiesta hacia planos de falla subverticales. Al margen de estas, se ha observado una tercera directriz de fracturación N-70-E, correspondiente a un juego de diaclasas. Hay que constatar finalmente, la asociación de unas fácies brechificadas muy características con estas Fallas principales de límite, dentro de las rocas encajantes.

### Tectónica sinsedimentaria

Son diversos los registros directos e indirectos que evidencian una actividad tectónica sincrónica a la deposición sedimentaria en la Cuenca de Meirama. Tales registros pueden ser sintetizados así:

— Redepósito y transporte dentro del lignito. El carácter alóctono para la mayor parte del lignito existente en la Cuenca, resulta ya un hecho conocido. Este redepósito, habría sucedido en épocas postcontemporáneas a la propia sedimentación de estos materiales, hacia zonas más deprimidas (SE) de la Cuenca.

— Redepósitos y «fans delta» en relación con las fácies de arcilla. Otro rasgo indicativo de esta inestabilidad tectónica, lo constituyen todos los depósitos detríticos del Tramo 3, interpretados a modo de irrupciones dentro de los sistemas lacustres s. l. Tales avalanchas no solo habrían depositado fracción detrítica sino, además otros elementos como troncos vegetales en posición aleatoria.

— Discordancias Progresivas. En distintas zonas periféricas de la cuenca, donde las fácies de lignito alternan con microniveles de arcilla, han podido ser identificadas situaciones de basculamiento progresivo en los materiales (Fig. 9), constituyendo ejem-

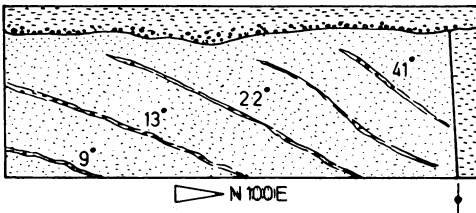


Fig. 9. DISCORDANCIA PROGRESIVA, PUESTA DE MANIFIESTO MEDIANTE NIVELES DE ARCILLA INCLUIDOS EN LAS FÁCIES DE LIGNITO.

plos claros de acomodación sedimentaria respecto a una actividad tectónica paralela. Aunque no del todo comprobada, se indica la posible incidencia de las fracturas y pliegues descritos como estructuras postsedimentarias, en épocas pseudocontemporáneas al depósito dentro de la Cuenca. En definitiva, todos estos efectos, vienen a demostrar la existencia de una importante actividad tectónica miocena sincrónica a la deposición sedimentaria. En principio, esta actividad

vendría asociada cronológicamente con una o más fases dentro de la Orogénesis Alpina.

### Tectónica postsedimentaria

Aparece puesta de manifiesto por una serie de estructuras que afectan a los materiales relleno de la Cuenca. A tal respecto, han sido identificados diversos tipos de ellas tanto de tipo dúctil, como de tipo frágil.

— Fracturas: participan de unas directrices similares a las descritas para el caso de las rocas de caja, si bien ha sido encontrado otro sistema dentro de los materiales terciarios, de dirección N-30-E y plano subvertical, que puede estar en relación genética con un sistema de pliegues. El efecto más llamativo e importante de estas fallas dentro de la etapa postsedimentaria, consiste en el confinamiento e individualidad en las fácies de lignito. A tal respecto, se comprueba tanto a nivel cartográfico como de afloramiento, que las masas de lignitos, aparecen limitadas por estas fracturas en la gran mayoría de los casos; siendo prácticamente nulos los pasos sedimentarios laterales de fácies hacia otros materiales.

— Pliegues: han sido observados algunos casos de estructuración dúctil en distintas zonas de la Cuenca. Los pliegues aparecen puestos de manifiesto por microniveles de arcillas incluidos dentro de las fácies de lignitos.

Desde el punto de vista geométrico, estos pliegues se caracterizan por ser de tipo cilíndrico, concéntricos e isopacos (Clase 1B de la clasificación de RAMSAY). Los Planos Axiales, tienden a la verticalidad, el ángulo de sus flancos es del orden de 30° y sus ejes, de dirección N-30-E, no parecen mostrar una inmersión (plunge) destacable.

Asociados a estos suaves plegamientos, y coincidentes con las trazas de las charnelas, pueden darse algunas de estas fracturas detectadas en los materiales terciarios de dirección coincidente N-30-E.

Finalmente, y aunque no detectables en la actualidad, se señala la posible existencia de otros sistemas de pliegues dentro de la

cuenca, cuyas directrices con toda seguridad, deberían coincidir con alguna de las definidas para el conjunto.

Estas directrices, aparecen catalogadas y sintetizadas en la Figura 10., incluyendo para la mayoría de ellas su correspondiente elipsoide de esfuerzo.

## SINTESIS Y CONCLUSIONES

— La Cuenca lignitífera de Meirama, aparece incluida dentro del Grupo de Depresiones Terciarias occidentales gallegas, caracterizadas por parámetros paleoclimáticos subtropicales de influencia oceánica, y un rígido control tectónico a través de su asociación con una fractura de dirección N-130-E.

— Los datos cronológicos actuales, adjudican a la Cuenca de Meirama, un registro sedimentario ocurrido entre el Oligoceno superior y el Pleistoceno inferior, con unos 300 m de espesor.

— La evolución dentro de los medios deposicionales, demuestra una clara línea de continentalización en ellos, así como una progresiva pérdida del carácter subtropical de los depósitos, hacia unas condiciones paleoclimáticas más acordes con las actuales.

— Se distinguen un total de cinco tramos sucesivos (lutítico, lignitífero, lutítico-arenoso, lutítico-conglomerático y Conglomerático), dentro de tres unidades de rango mayor, probablemente extrapolables a otras cuencas gallegas.

— Sedimentológicamente, se establece una evolución desde un sistema de lago tectónico, a zonas sub-pantanosas con gran desarrollo de bosques, y de ahí a modelos mixtos fluvio-lacustres con tendencia final hacia el establecimiento de los primeros.

— Se destaca la gran influencia tectónica pre-, sin- y post-sedimentaria, dentro de las Fácies, cuyo efecto mayor, aparece marcado por la propia génesis tectónica del surco deposicional según un modelo «pull-apart».

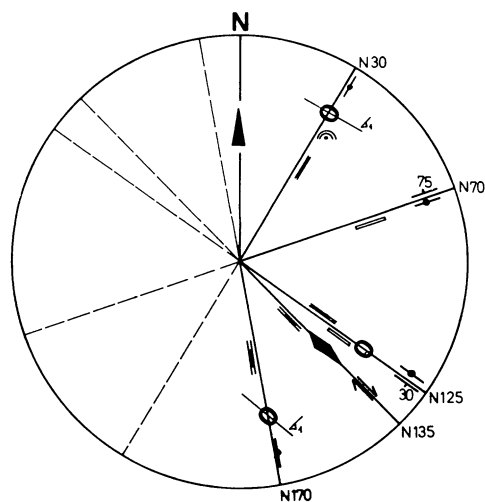


Fig. 10.

### SÍNTESIS ESTRUCTURAL REGISTRADA EN LA CUENCA DE MEIRAMA.

LEYENDA:

- Eje de Plegamiento
- Falla
- Diaclasa
- Elipsoide de Esfuerzos deducido

Directrices:

- N-30-E. Dirección de ejes de Pliegues.  
Fracturación dentro del Terciario (Subvertical).
- N-70-E. Diaclasado medido en el complejo Granítico. Buzamiento Subvertical y 75° N.
- N-125-E. Fracturas de Límite favorecedoras de zonas alteradas en las Rocas de caja (Subverticales). Diaclasado de Buzamiento 30° S.
- N-135-E. Dirección de elongación en la Cuenca. Trazo en superficie de la Fractura principal. (Dextra)
- N-170-E. Fallas de Límite favorecedoras del contacto directo entre la Roca de caja y el Terciario.

— Todo este modelo, podría ser en principio correlacionable a otras Cuencas gallegas especialmente las situadas en el Grupo Oeste, en tanto pueden formar parte de este modelo «pull-appart» o arrosariado, como en el caso de las cuencas de Xuanceda o Boimil las cuales, aparecen en relación con la misma línea de fractura que Meirama. Por otra parte, las Unidades Litoestratigráfi-

cas definidas, dentro de una línea evolutiva, pudieran ser en principio correlacionales a otras Cuencas del área regional aunque, evidentemente, tal extremo queda pendiente de ser comprobado por estudios posteriores.

*Recibido, 6-II-1987.*

*Aceptado, 30-IV-87.*

## BIBLIOGRAFIA

- BRELL, J. M Y DOVAL, M. (1979). «Relaciones entre los sedimentos Neógenos de Galicia y las alteraciones de su Sustrato. Interpretación Paleoclimática». *Acta Geol. Hisp.* t-14 pp 190-194.
- ESPINOSA GODOY, E. y REY DE LA ROSA, J. (1984). «Caracterizaciones Geológicas de las Cuencas Terciarias gallegas, y su interés económico». *Tecniterrae*. S 344.
- MALDONADO, A. (1977). «Estudio Geológico-Geofísico del surco Baldayo-Meirama-Boimil». Tesis Doctoral. Univ. Politécnica de Madrid. Inédita.
- MARTIN SERRANO, A. (1979). «El conocimiento del Lignito y del Terciario en Galicia. Exposición y Crítica». *Tecniterrae* S 203.
- MARTIN SERRANO, A. (1980). «El Terciario en Galicia. Significado y posición Cronoestratigráfica de sus Yacimientos de Lignito». *Tecniterrae* S 255.
- NONN, H. (1966). «Les Regions côtières de la Galice (Espagne). Étude geomorphologique». These Paris. Les belles lettres. Pub. Fac. Lett. Univ. Strasbourg.
- VAN WANBEKE, L. (1985). «La Teledetection appliquee a la recherche Miniere». *Bull Soc. Belge de Geol.* T-94. Fasc. 3 pp 187-196.
- VANNEY, J. R. et. al. (1979). «Geomorphic Provinces and the evolution of the North-Western Iberian continental margin». *Ann. Inst. Ocean. Paris*, N.º 55 (1) pp 5-20.
- VIRGILI, C. y BRELL, J. M. (1972). «Algunas características de la sedimentación durante el Terciario en Galicia». I Cent. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Vol. Ext. pp 515-523. Madrid.





## Estudio sedimentológico de la cuenca Terciaria de Meirama. Un ejemplo de una cuenca sedimentaria sobre una falla de salto en dirección.

### Sedimentology of Meirama Tertiary basin (NW Spain, Galicia). One example of sedimentary basin developed over a strike slip fault

MONGE GANUZAS, C.

La cuenca terciaria de Meirama (A Coruña, España) se ha desarrollado sobre una falla de salto en dirección de importancia regional, cuyos movimientos han controlado estrechamente el carácter y los procesos de la sedimentación en ella y han determinado la morfología de la cuenca y la deformación sufrida por el sedimento.

El registro sedimentario de Meirama está representado por una unidad mayoritariamente lignítfera y otras tres detrítico- terrígenas. La naturaleza y las facies que presenta el sedimento son variables dentro de cada unidad y dependen del área fuente del mismo, según este proceda de la erosión de los metasedimentos de la serie de Ordenes (margen S-SE de la cuenca) o de la granodiorita de la unidad de Xalo (margen N-NW).

**Palabras clave:** Terciario, lignito, Meirama, Galicia Tectónica Terciaria.

The sedimentary basin of Meirama (A Coruña, N. W. Spain), is developed over a strike slip fault of regional magnitude, whose movements control in the past tightly the character and sedimentation processes there and determine the basin morphology and the deformation suffered by the sediments.

The sedimentary register at Meirama is represented by one essentially lignitiferous unit and three other terrigenous-detrital. The nature and facies showed by the sediments are not constants within each one unit and depends fundamentally at the source area for each unit, either the metasediments of Ordes (Ordenes) Serie (S-Se basin marge) or the granodiorite of Xalo unit (N-NW basin marge).

**Key words:** Tertiary, lignite, Galicia, Meirama, tertiary tectonic.

## INTRODUCCION

El estudio de las cuencas terciarias gallegas ha entrañado, desde siempre, grandes dificultades, debido a las malas condiciones de afloramiento que presentan los sedimentos. Estos materiales, menos resistentes a la erosión que las rocas ígneas y metamórficas que los rodean, forman el fondo de muchos valles fluviales zonas de asentamiento humano y de explotaciones agrícolas. Además, los sedimentos terciarios, suelen estar cubiertos por los depósitos fluviales subactuales o bien su superficie está encharcada la mayor parte del año debido a su naturaleza predominantemente arcillosa. Estas circunstancias dificultan enormemente el estudio de las cuencas ante la ausencia de cortes de importancia en el terreno.

Así, muchos de los trabajos de investigación que se han realizado hasta hoy sobre este tema, tuvieron que basarse en gran medida, en datos indirectos obtenidos a partir de testificaciones de sondeos. Los testigos revelaron la naturaleza del sedimento y su arquitectura vertical, información a partir de la cual diversos autores propusieron distintos modelos geológicos para explicar el origen y colmatación de las cuencas terciarias gallegas. Sin embargo, la imposibilidad de acceder a la observación directa del sedimento, impide en muchos casos, avalar estas interpretaciones con datos de campo mas objetivos como pueden ser la presencia de determinadas estructuras sedimentarias, facies, secuencias, rasgos tectónicos, etc.

Con las labores mineras efectuadas en el valle de Meirama por la empresa LIMEISA, al objeto de explorar un importante yacimiento de lignitos, quedaron al descubierto los sedimentos de relleno de una de estas cuencas. La cuenca de Meirama es considerada por varios autores en trabajos de carácter general a nivel de todo el terciario gallego. El más importante de todos es el de MALDONADO (1977) que elige como tema de su tesis doctoral el estudio de esta cuenca y de otras próximas de características similares (Visantofia, Xanceda, Boimil y

Boimorto). Su estudio se basó en los datos de una compañía de sondeos realizada con el objeto de cuantificar las reservas de lignito.

La multitud de datos obtenidos en los nuevos afloramientos que la explotación de la mina ha proporcionado, permitieron realizar un estudio de la cuenca de Meirama suficientemente apoyado en observaciones directas de campo que completa, corrige, y aporta nuevas interpretaciones a los resultados de las investigaciones previas.

En este trabajo se resumen las observaciones llevadas a cabo durante una fase de explotación de la mina (Mayo-Octubre, 1986) e incluye:

- Una columna general para los sedimentos relleno de la cuenca de Meirama.
- Interpretación sedimentológica de las unidades diferenciadas.
- Un modelo estructural propuesto para explicar el origen, la evolución y la morfología de la cuenca.
- Una reconstrucción de la historia tectosedimentaria de la cuenca.

Aunque no se trata de un estudio exhaustivo, creemos que este trabajo puede servir como punto de partida para acometer el estudio de otras cuencas terciarias gallegas, al menos de aquellas que, «a priori», presentan una situación geológica similar a la de Meirama. (Boimorto, Laracha, S. Saldurniño, Xanceda, Visantofia, As Pontes de García Rodríguez, etc...)

## LOCALIZACION GEOGRAFICA. ASPECTOS GEOLOGICOS GENERALES

El valle de Meirama está situado en la provincia de A Coruña (Galicia, España), a unos 30 km al sur de la capital, muy cerca del municipio de Cerceda. Es un valle fluvial de morfología alargada, limitado al Norte por los montes de O Xalo (350 m) y al sur por las estribaciones del monte Morzoz (407 m). A lo largo de él discurre el curso alto del río Barcés, afluyente por la izquierda del río Mero, en cuya desembocadura se forma la ría de A Coruña. (Fig. 1).

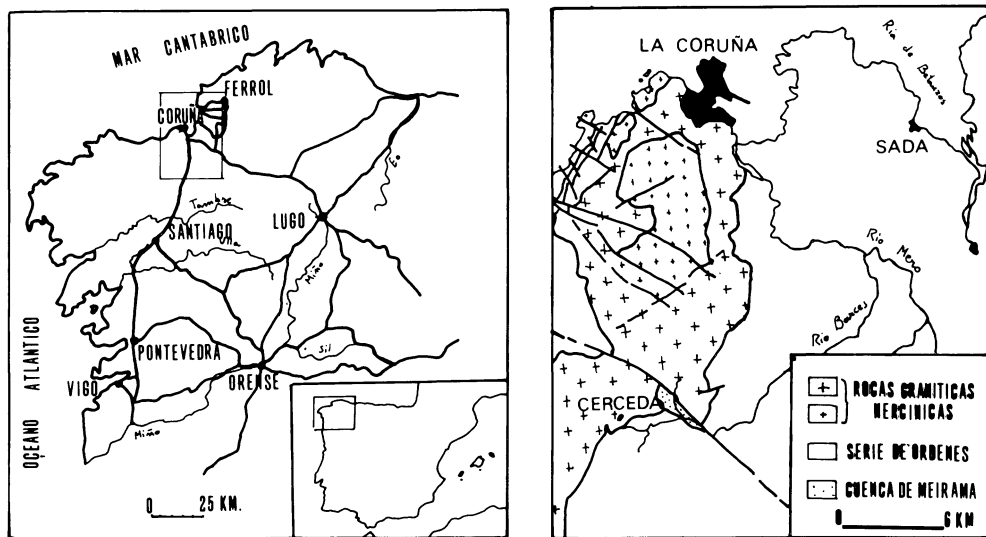


Fig. 1. Situación geográfica y encuadre geológico de la cuenca de Meirama.

Actualmente el valle ha perdido su morfología original debido a las labores mineras para la extracción del lignito.

El valle está modelado sobre materiales sedimentarios de edad Terciaria constituidos por arcillas y limos caoliníferos, lignitos y arenas y gravas de cuarzo. Estos rellenan una pequeña cuenca de morfología elipsoidal en planta, con un eje máximo de 3,5 km y una anchura media de 500 m. Llama enormemente la atención como a pesar de las reducidas dimensiones de la cuenca ésta presenta algunos puntos con espesores de sedimentos de hasta 340 metros. El paleofondo se va haciendo más profundo en el sentido NW-SE. Los sondeos revelan un perfil transversal con un borde Norte prácticamente vertical y un borde sur escalonado lo que le confiere una menor pendiente (ver Fig. 2).

La roca encajante de esta acumulación sedimentaria está formada por dos litologías diferentes:

- En un 70 % por granodioritas de la serie alcalina de la Unidad del Xalo, que forman el borde N y NW.

- En un 30 % por Esquistos biotíticos paleozoicos del complejo de Ordes en los bordes S y SE.

El contacto de la serie sedimentaria con la roca de caja se hace a través de una zona de alteración muy importante con espesores de mas de 30 m. Las alteraciones de las rocas de caja se encuentran bajo el muro de la serie sedimentaria donde han quedado protegidas parcialmente de la erosión gracias al propio recubrimiento sedimentario, según BRELL y DOVAL, (1979). La alteración del esquisto de Ordes da lugar a una fracción fina en la que domina la caolinita, acompañada de illita e interestratificados además de clorita en contenidos muy bajos, y de una fracción gruesa residual constituida por cuarzo procedente de los porfidoblastos y de los pequeños filones cuarzosos que atraviesan el esquisto. En menor proporción opacos y minerales resistentes como granate, circón, turmalina, estaurolita y distena. El granito da lugar así mismo a alteritas constituidas por elevados porcentajes de caolinita y en menor proporción gibsita, illita e interestratificados, así como rutilo y biotitas parcialmente cloritizadas. El residuo sólido que deja el granito son los cristales de cuarzo que entran a formar parte de su composición y que constituyen una fina gravilla.

Los contactos entre la roca de caja y el se-



FIG. 2

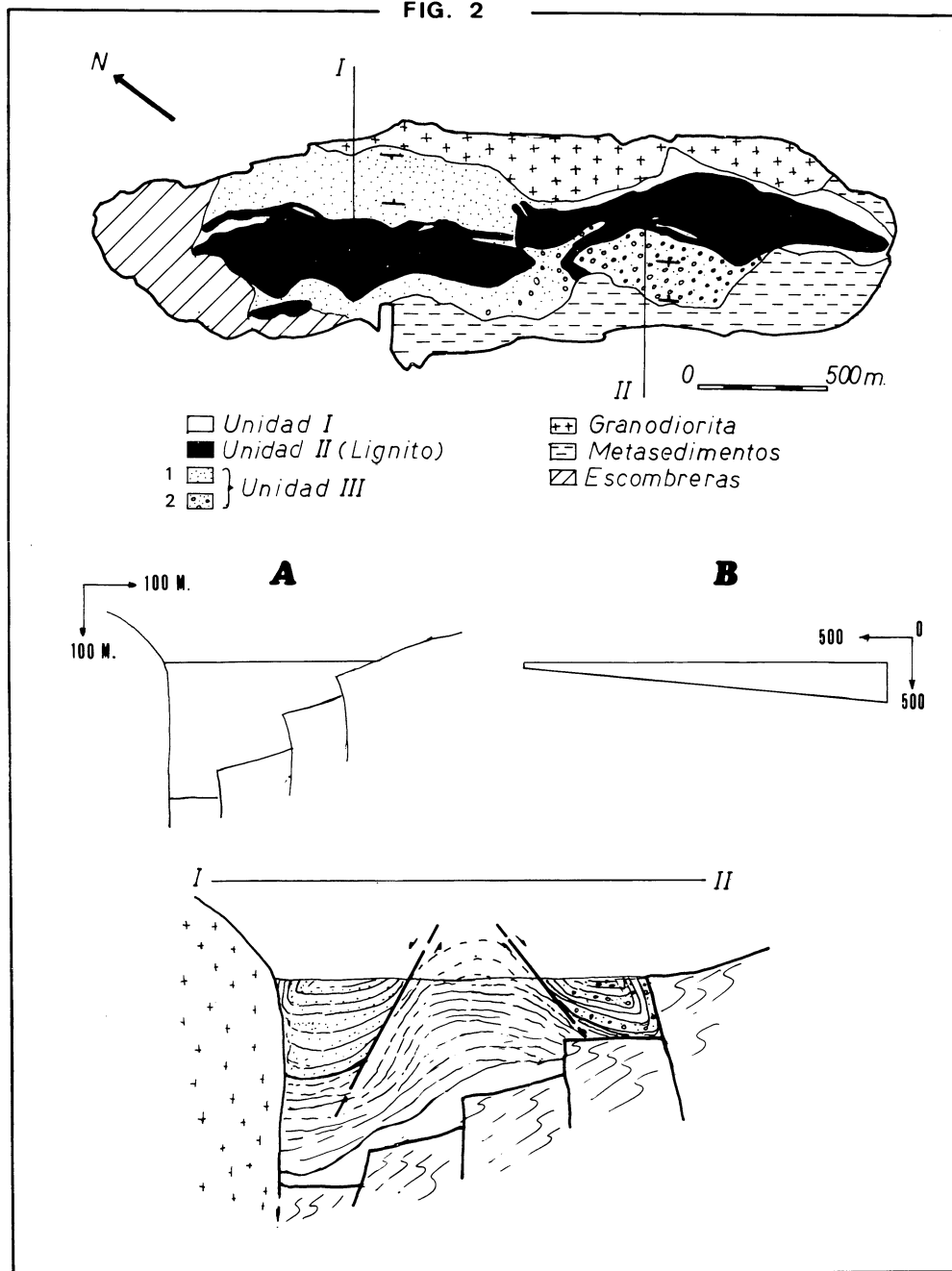


Fig. 2. Cartografía geológica de la cuenca de Meirama efectuada sobre un plano en planta de la corta de la explotación minera. Dentro de la Unidad III se han diferenciado con la trama 1 las facies de área fuente granítica y con la trama 2 las facies de área fuente esquisto. A y B perfiles transversal y longitudinal esquemáticos de la cuenca de Meirama. I-II Perfil transversal en el que se muestra la relación entre las unidades sedimentarias y el tipo de deformación que presentan.

dimento son de carácter mecánico y presentan dos direcciones preferenciales coincidentes con dos sistemas de fracturas de orientación N 160 E y N 90 E. Esta disposición confiere una geometría dentada a los bordes. Los planos de fractura buzan hacia el interior de la cuenca con valores muy elevados, superiores a 65.°, pudiendo llegar a invertirse en algunos puntos hasta 10.° o 15.°.

El terciario aparece deformado por estructuras tectónicas que indican sucesiones en el tiempo de situaciones compresivas y distensivas. Debido a este hecho, muchos de los contactos entre las unidades diferenciadas en la columna estratigráfica son de carácter mecánico. El sedimento aparece plegado y con un buzamiento variable. Las máximas deformaciones, con verticalizaciones e incluso inversiones de estratos se localizan en una estrecha banda a lo largo del contacto entre el Terciario y la roca de caja, así como en los contactos entre unidades. Este tipo de deformación parece ser el resultado del acomodamiento del sedimento a los movimientos de la roca de caja, que se comporta como un almacén rígido frente a los esfuerzos comprensivos (tectónica de zócalo).

El sedimento presenta también una fracturación normal aproximadamente transversal a la máxima dimensión de la cuenca.

A una escala geológica mayor es posible observar como la cuenca de Meirama está situada sobre un accidente tectónico de importancia regional: una falla de salto en dirección de orientación N 120.° E/ N 140.° E. El carácter dextral de la falla y el valor calculado de salto de 1700 m en la horizontal, está deducido en base a la medida del desplazamiento de una banda de corneanas resultado del metamorfismo de contacto provocado en los esquistos al intruir la masa de granodiritas. Sobre esta misma fractura y en otras paralelas aparecen otras cuencas sedimentarias, circunstancia que parece ligar

el origen de estas a los movimientos de este sistema de fallas.

## ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA EN LA CUENCA DE MEIRAMA

La deformación tectónica que afecta a los sedimentos dificulta la elaboración de una columna estratigráfica correcta para la cuenca de Meirama. Esta circunstancia llevó a interpretar en trabajos anteriores como cambios laterales de facies dentro de una misma unidad a sedimentos que en realidad formaban parte de unidades distintas, puestas en contacto lateral mecánicamente. Los nuevos afloramientos han mejorado el conocimiento sobre la relación espacial y temporal entre los distintos materiales sedimentarios. Así mismo, es difícil determinar las potencias reales de los cuerpos sedimentarios. Esta resulta ya de por sí muy variable debido a las propias características de la cuenca en la que se produce el depósito (ver más adelante modelo estructural de la cuenca de Meirama), pero además la plasticidad del sedimento hace que se deforme irregularmente llegando a inyectarse, de tal forma que los sondeos cortan espesores que no responden a valores reales de acumulación sedimentaria.

Las potencias calculadas para las unidades en trabajos anteriores son exageradas puesto que procedían de datos de sondeo que no consideraron el efecto de la deformación y por tanto el valor del buzamiento que presentan los sedimentos (entre 20 y 90.°). Sin embargo, a falta de otros datos más fiables, se recogen en este trabajo a modo de orientación sobre el orden de magnitud del espesor del sedimento.

Columna estratigráfica. Litología, facies, y estructuras sedimentarias

Consideramos representada la estratigrafía de la cuenca por una columna con

cuatro unidades sedimentarias que reflejan distintos y sucesivos estadios en la evolución de la cuenca de Meirama. Cada unidad queda definida y diferenciada por su litología y el tipo de facies y secuencias que presenta.

### Unidad I

Esta unidad marca el inicio de la sedimentación en la cuenca de Meirama. Este tramo basal está formado por unas arcillas blancas y verdes, muy ricas en caolinita y en menor proporción clorita, (MALDONADO, 1977), en la que flotan fragmentos de cuarzo que no superan los 7 ó 8 mm. A veces es posible encontrar estas gravillas de cuarzo formando estratos centimétricos, de escasa continuidad lateral, de textura grano-soportada y escasa de matriz. La gravilla es más abundante en la zona de la cuenca del borde granítico y menor en la de borde esquistoso pero aquí los fragmentos de cuarzo son mayores. En los dos casos el cuarzo se presenta como un sedimento muy inmaduro, con muchas aristas y bajo índice de esfericidad. Se encuentran en esta unidad bolos compactos de roca alterada (granodiorita de Xalo) de grandes dimensiones, los sondeos dan a este tramo una potencia entre 10 y 50 m. Actualmente es posible observarlo a lo largo del borde esquistoso y en la zona NW de la cuenca donde se ha inyectado en la unidad lignitífera suprayacente.

La unidad I descansa directamente sobre la zona de alteración de la roca de caja de la que muchas veces es difícil separar.

### Unidad II

Es la unidad más interesante desde el punto de vista económico. Se trata de una acumulación de lignito de color pardo o negro con un espesor muy variable (entre 1 y 320 m según los sondeos) que aumenta hacia el SE. Presenta unas intercalaciones de niveles arcillosos (caoliníferos pardo-claros con límites muy netos a techo y muro que en contacto con la atmósfera se vuelven blancos. Son más abundantes en el borde

NW de la cuenca y se encuentran más raramente en el área central. Aunque en superficie no superan los 10-15 cm, los sondeos revelan la existencia de algunas intercalaciones de hasta 30 y 40 m. Así mismo aparecen en esta unidad, con carácter minoritario, arcillas muy ricas en materia orgánica, de colores achocolatados y con trozos de lignitos.

MALDONADO (1977) describe lignitos de distintas clases, lignitos arcillosos, pardos, vitreos, lignito xiloide y piropisita. En general el lignito se presenta muy masivo, sin estructuras y solo raramente es posible encontrar fragmentos de troncos y acumulaciones de hojas y semillas vegetales así como nódulos de pirita o fragmentos de madera piritizados.

El lignito aflora actualmente a lo largo de una banda central de unos 200 m de anchura media, deformada por los accidentes tectónicos. El carbón descansa sobre la unidad I con un contacto neto o bien aparece entre las dos unidades un tramo de poco espesor de arcillas achocolatadas ricas en materia orgánica a modo de paso transicional.

La transición a la unidad superior es difícil de observar pues generalmente el contacto es mecánico. En un corte al NW de la cuenca se observa que el paso de una unidad a otra es transicional pero muy rápido con un aumento fuerte de las intercalaciones arcillosas que pone fin al episodio lignitífero. Incluso es posible encontrar en las zonas más altas de la unidad II pequeñas intercalaciones discontinuas de un material más grosero característico de la unidad suprayacente.

### Unidad III

Es la unidad que presenta mejores afloramientos. Actualmente ocupa posiciones laterales respecto al lignito central a causa de la deformación tectónica. Se trata de un tramo detrítico terrígeno donde las distintas características que presenta el sedimento dependen fuertemente de la procedencia del mismo, según esta sea del borde N. NW

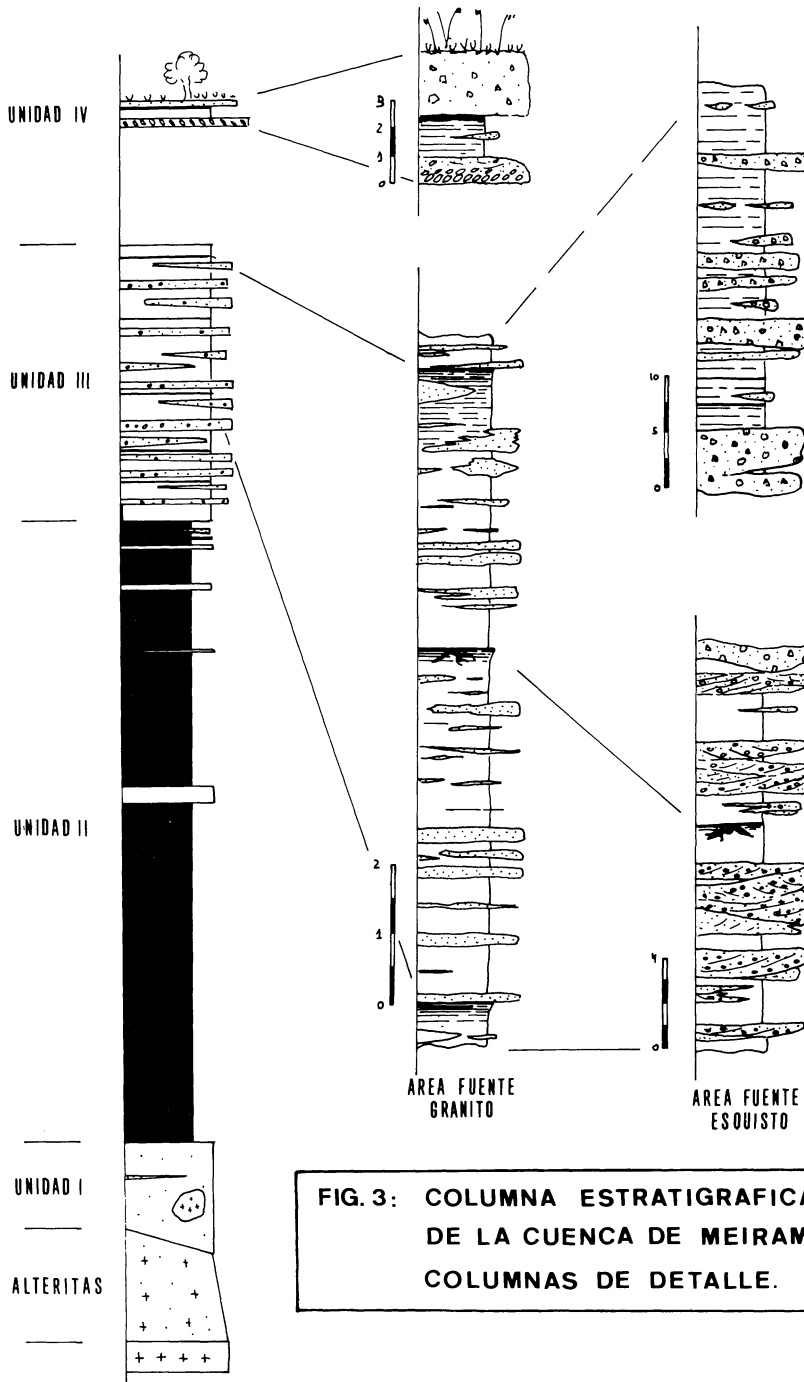


FIG. 3: COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERAL DE LA CUENCA DE MEIRAMA. COLUMNAS DE DETALLE.

(Granodiorita de Xalo) o del S-SE (Esquisto de la serie de Ordes).

En el borde Norte el sedimento es una alternancia de arcillas caoliníferas blancas o ligeramente pardas y finos lechos de gravillas y arenas de cuarzo generalmente de pocos cm de potencia pero que pueden llegar a tener 1 ó 2 m. Son niveles de morfología tabular o laminar, (muy raramente se observan bases acanaladas), de techo y base planas, pequeño espesor y gran extensión pero que acaban acuniándose lateralmente. Las intercalaciones de arenas de cuarzo están formadas por un sedimento muy inmaduro, bajo índice de redondez y esfericidad, y sin ninguna estructura sedimentaria conservada, consecuencia de la homogeneidad del tamaño del grano. La mineralogía es exclusivamente cuarzo que conserva en muchos casos la morfología de los cristales que formaban el granito del que procede. La trama es intacta, los granos se tocan en sus bordes y la matriz arcillosa, muy escasa, rellena los poros. El tamaño de grano oscila entre 2 y 7 mm y menores.

Las intercalaciones arcillosas son más potentes y abundantes.

Además existen en esta unidad unos niveles muy continuos de arcillas carbonosas negras con restos de lignitos y restos de plantas (raíces) en posición de vida, con espesores que no superan los 5 cm.

Es posible observar en este sedimento superficies de discordancias angulares internas. En el borde sur la unidad III presenta unas características diferentes, con dos niveles bien diferenciados, a y b.

a) El inferior está formado por arcillas y limos caoliníferos, con pequeños fragmentos de restos vegetales carbonosos flotando en su seno, alternados con paquetes bien diferenciados de arenas y gravas de cuarzo de uno a dos m de potencia media. Estos paquetes son de forma tabular, de techo y base planos, mucho más extensos que potentes y lateralmente se deshilachan en estratos más pequeños hasta desaparecer acuniándose. Internamente se trata de un sedimento

muy heterométrico con fragmentos de cuarzo de hasta 200 mm y más. El grado de madurez del sedimento es bastante variable. Junto a cantos perfectamente rodados hay otros bastante angulosos, aunque la mayoría de las aristas están retocadas.

En general los cantos más grandes están rodados y proceden del desmantelamiento de los múltiples filones de cuarzo que atraviesan los metasedimentos de la serie de Ordes. Los fragmentos pequeños son los más angulosos y son los porfidoblastos de los metasedimentos, el único resto que queda una vez alterada la roca. Conservan en muchos casos su morfología original.

La trama de sedimentos es intacta. Los cantos más gruesos se tocan en sus bordes y en los huecos se dispone una matriz de arenas gruesas y gravilla. El componente arcilloso es escaso y suele reducirse a una pátina superficial que rodea los cantos y ocupa los poros que deja la matriz. A veces aparece arcilla formando pequeñas vetas centimétricas poco continuas pero bien diferenciadas dentro de los paquetes de gravas.

Aunque el carácter del sedimento puede aparecer masivo a primera vista, en un corte lavado por el agua de lluvia es posible distinguir estratificaciones cruzadas planares. Así mismo, a pesar de la marcada heterometría, el sedimento tiende a ordenarse en niveles de granulometrías distintas que se superponen y amalgaman para formar un único paquete. De esta forma unos niveles son fundamentalmente arenosos y otros mayoritariamente conglomeráticos.

Aparecen también en este borde de la cuenca, niveles centimétricos de arcillas carbonosas y lignito con restos de vegetales en posición de vida, muy espectaculares.

b) El tramo superior se inicia con un paquete de gravas de base erosiva de 6 cm de potencia. Por encima de él alternan de nuevo arcillas grises, más oscuras y fácilmente diferenciables de las de tramo inferior, debido a su alto contenido en materia orgánica, con paquetes de gravas discontinuos lateralmente y de menor importancia que los

inferiores. En conjunto este constituye una secuencia positiva (energía decreciente hacia el techo).

En estas gravas es prácticamente imposible diferenciar ninguna estructura sedimentaria son muy masivas y raramente se observa alguna laminación o una grosera clasificación por tamaños. La mineralogía no es exclusivamente cuarzo, y junto a grandes cantos de hasta 50 cm de diámetro aparecen de forma minoritaria fragmentos de esquistos muy alterados y cantos blandos. La heterometría es aún más acusada que en el tramo inferior y la matriz es algo más arcillosa, aunque mayoritariamente está formada por limos, arenas y gravas de pequeño tamaño.

Las gravas de las facies superiores y las zonas de las facies inferiores próximas a los contactos con la roca de caja está fuertemente teñidas de rojo por la presencia de óxidos de Fe.

La Fig. 4 es una reconstrucción, a partir de diapositivas de dos perfiles longitudinales a lo largo de estos dos tipos de facies. Aquí se puede observar cual es la morfología de los cuerpos de material grosero, su continuidad lateral y su proporción frente a las intercalaciones arcillosas.

Estas dos facies que presenta la unidad III en el borde esquistoso se pueden observar al SE de la cuenca, en un afloramiento de morfología semicircular entre el lignito y la roca de caja esquistosa.

El contacto de la Unidad III con la Unidad IV suprayacente constituye una discordancia angular e incluye un hiato erosivo muy importante.

#### Unidad IV

Con esta unidad se cierra el registro sedimentario en el valle de Meirama si exceptuamos los sedimentos subactuales del río Barcés y sus aterramientos. La unidad está actualmente muy desmantelada por las labores mineras y solo se puede observar en el borde SE. (5-10 m de potencia).

Está constituida por un tramo detrítico terrígeno que descansa discordantemente

sobre la roca de caja y el material sedimentario de las unidades I, II y III. Incluso estos sedimentos están afectados tectónicamente.

La unidad comienza con un conglomerado basal de 1 a 1.5 m de potencia formado por cantos de cuarzo y trozos de esquisto y granito redondeados sin alterar. A veces es posible encontrar una matriz arcillosa importante, pero en otras los cantos de conglomerado se tocan en sus bordes y presentan imbricaciones. El tamaño es variable, en general, superior a arena gruesa, con cantos que oscilan de 8 a 10 cm de diámetro y más.

Por encima aparece un paquete de arcillas de gris a negras con un alto contenido en materia orgánica y con algunos lentejones arenosos centimétricos y poco continuos lateralmente intercalados. A techo del mismo una acumulación de restos vegetales carbonizados, donde es posible distinguir fragmentos de troncos. Sobre este nivel de acumulación orgánica hay una superficie de rubefacción que podría ser un paleosuelo. La unidad termina con un material brechoide, con fragmentos de roca angulosos flotando en una matriz terrosa. Encima se instala el suelo actual.

#### Interpretación sedimentológica

El material que forma las unidades sedimentarias diferenciadas en el valle de Meirama procede de la movilización en distintas épocas y por diferentes mecanismos de las alteritas o mantos de alteración desarrollados sobre las rocas de caja de la cuenca. (granodiorita de Xalo y Esquistos del complejo de Ordes (Ordenes)). Estas alteraciones dieron lugar a grandes masas de arcillas caoliníferas y a un residuo sólido de fragmentos de cuarzo (BRELL y DOVAL, 1979).

La litología y el tipo de facies y estructuras sedimentarias que presenta cada unidad permite realizar una interpretación sedimentológica en la que se sugiere qué mecanismos produjeron la movilización de las al-

teritas y cuales fueron los medios y las condiciones de depósito en cada caso.

## Unidad I

La ausencia de estructuras tractivas, la falta de selección del sedimento, la morfología angulosa de los fragmentos de cuarzo y la textura fango soportada con los granos de cuarzo flotando en una matriz arcillosa sugiere mecanismos de transporte tipo flujo de derrubios. Esto es, lentos movimientos pendiente abajo de cuerdas de sólidos granulares (ej: granos de arenas y cantos), minerales de la arcilla y agua en respuesta al empuje de la gravedad. Los bolos métricos de la roca completamente alterada pero en la que es posible distinguir aún la textura original, deben interpretarse como grandes bolos residuales alterados caídos como bloques compactos al interior de la cuenca. Ocasionalmente, corrientes superficiales de agua procedente de la lluvia podían arrastrar selectivamente los granos de cuarzo dando lugar a lechos laminares de concentración de este material.

Muchas veces la semejanza entre la Unidad I y los horizontes de alteración es tal que es difícil marcar un límite entre uno y otro. Incluso parte de la Unidad I podría tratarse de la propia roca alterada «in situ» sin haber sufrido movilización.

## Unidad II

La unidad II es la que mayores problemas de interpretación sedimentológica presenta. El lignito se muestra mayoritariamente masivo y es muy difícil observar algún tipo de estructura interna que permita conocer sus condiciones de formación. Resulta complicado determinar el carácter alóctono o autóctono del mismo y sólo algunos rasgos aislados permiten inclinarse en uno u otro sentido.

Se pueden encontrar incluidos en la unidad lignitífera fragmentos de troncos de árboles de gran tamaño y, acumulaciones de

hojas de especies arbóreas que debieron tener grandes raíces. Esta cobertura vegetal que dio lugar al lignito debía apoyarse sobre suelos de los que no quedan rastros. No aparecen dentro del carbón horizontes de edaficación que atestigüen que la vegetación vivió en el mismo lugar en que se depositó. No existen, no se conservan o, no se han encontrado todavía, restos vegetales en posición de vida. Los troncos que se encuentran están siempre tendidos, con su máxima dimensión paralela a la estratificación.

Además hay otra circunstancia que viene a poner en duda el carácter autóctono del carbón, las intercalaciones arcillosas en el lignito representan momentos en que las aguas de escorrentía aportaban material detrítico procedente de la erosión de las alteritas. Encima de estos finos estratos de arcilla caolinífera aparece de nuevo el lignito. Pero el techo de estas intercalaciones es plano y neto. Si el carbón fuese autóctono sería de esperar que unos niveles tan poco potentes hubiesen sido perturbados, o incluso desaparecido, por la acción de las raíces de una vegetación que vuelve a instalarse una vez detenida la sedimentación terrígena.

Todos estos rasgos avalan en principio el carácter alóctono del lignito, pero ¿cuál fue el agente de transporte que produjo esta acumulación? No existen o al menos los afloramientos de que se disponen actualmente no lo muestran, secuencias fluviales relacionadas lateralmente con la acumulación de carbón. Los restos vegetales no parece por tanto que hubieran sido aportados por flotación en las aguas de una corriente fluvial como se describe para otras cuencas lignitíferas en la bibliografía. (I. A. S. 1984). La materia orgánica podría proceder de una cobertura vegetal que cubriera las laderas de la cuenca de Meirama. Esta se comportaría como una zona deprimida ideal para el acúmulo de troncos, y otros restos que caían de las vertientes de la cuenca verosímilmente muy pobladas. El fondo del valle estaba encharcado con una cierta lámina de agua que dio lugar a un ambiente reductor donde se produjo la carbonización y conser-

vación de los restos vegetales, y la formación de nódulos de pirita y piritizaciones en los conductos vasculares de los macro restos de lignito xiloide.

### Unidad III

Los tres tipos de facies distinguidos dentro de la unidad III reflejan que el sedimento fue aportado por corrientes tractivas de escorrentía superficial no canalizadas aunque de distintas magnitudes y regímenes. Las corrientes de agua erosionaron los perfiles de alteración transportando la fase residual (arcillas caoliníferas y cuarzo) hacia el interior de la cuenca, selectivamente dependiendo del régimen y la energía del flujo.

La escasa madurez del sedimento de área fuente granítica indica tiempos y distancias de transporte cortos. El sedimento procede del lavado superficial de las laderas graníticas más próximas que forman el borde N-NE de la cuenca. El agua de lluvia, convertida en escorrentía superficial arrastró pendiente abajo a la fase residual de alteración del granito. Al llegar al fondo del valle la corriente se expande y pierde energía paulatinamente depositando el cuarzo en lechos de distinto espesor dependiendo de la competencia del flujo. La arcilla permanecería más tiempo en suspensión e iría decantándose a medida que la energía del agua descendía y se estancaba. La morfología de los lechos de cuarzo indica que los flujos no discurrían en lámina (sheet-flood).

Cuando el aporte material detrítico cesa en los períodos secos, se instala la vegetación como lo atestiguan los restos vegetales en posición de vida que dan lugar a los niveles centimétricos de arcillas carbonosas y lignitos que se observan en esta unidad.

Las laderas esquistosas que forman el margen S-SE de la cuenca no nos parecen capaces de suministrar el volumen de cuarzo que aparece en el sedimento. Sin duda este procede de una cuenca de drenaje más amplia, establecida sobre una gran superficie de litología esquistosa fuertemente alterada (por comparación con los depósitos aguas

abajo de Barcés o del Mero (ESCUER. J. 1986).

El mayor grado de redondez de los fragmentos del cuarzo implica una distancia de transporte importante y la potencia de los episodios terrígenos groseros (paquetes de gravas) habla de unos flujos tractivos de mayor entidad que los que lavaron el borde granítico.

En este sector de la unidad III los sedimentos presentan facies y una arquitectura que se interpretan como de abanico fluvial. Ya de por sí la morfología cónica superficial del afloramiento viene a indicar este origen.

Durante las fuertes avenidas, la escorrentía superficial, arrastraba gran cantidad de fragmentos de cuarzo y arcilla en suspensión. El flujo pierde energía y se expande allí donde se produce el cambio de pendiente al entrar en la cuenca y el material grosero se deposita en forma de cuerpos elipsoidales con una relación anchura/profundidad muy grandes. Las morfologías planar de los muros, sin acanalamientos indica flujos laminares (sheet-flood). Realmente, cada paquete de gravas no representa un único episodio de avenida sino varios y de diferentes energías lo que da lugar al amalgamamiento de cuerpos de distintas granulometrías. Las estratificaciones cruzadas son resultado de la migración de formas del lecho por la acción de corrientes de alta energía. Las facies recuerdan a las estructuras producidas al migrar las barras de gravas y arenas en los ríos trenzados. En las áreas laterales y alejadas del depocentro y una vez cesado el período de mayor avenida se decantarían las arcillas que constituirían las facies más distales del abanico.

El apilamiento vertical de capas de gravas y arcilla alternante es consecuencia de la variación en la posición del depocentro por procesos de autocompensación, los paquetes de gravas forman un relieve sobre el fondo de la cuenca que si crece excesivamente tiende a ser evitado por las corrientes de las nuevas avenidas desplazándose el área de depósito.



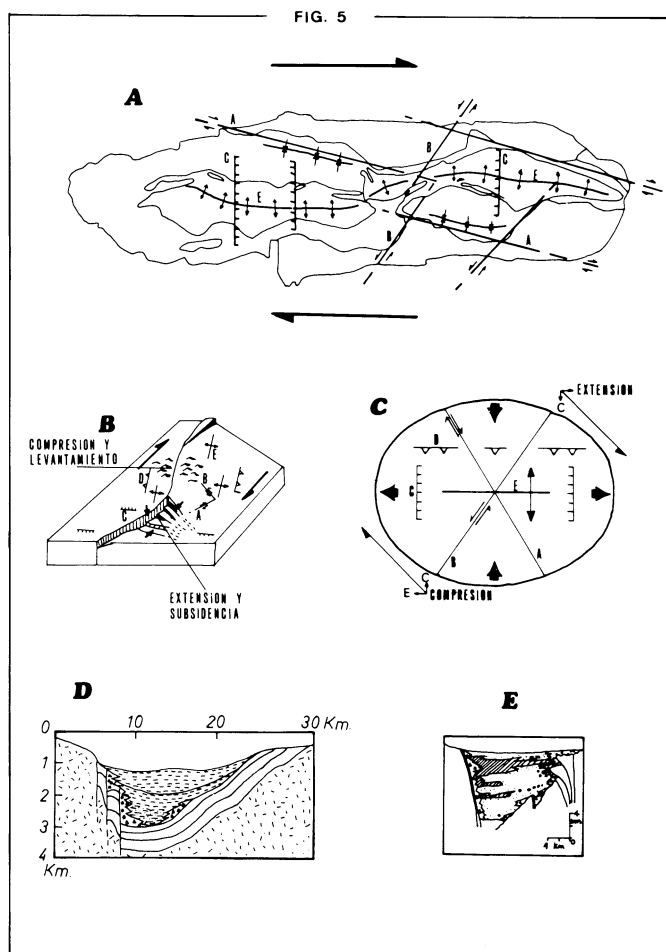


Fig. 5. A.—Principales elementos estructurales que aparecen en la cuenca de Meirama

A.—Sistema de fallas sintéticas de orientación N

B.—Sistema de fallas antitéticas de orientación N

Estos dos sistemas de fracturas son fallas de salto en dirección que presentaron, dependiendo de cada momento concreto en la evolución de la cuenca de Meirama una fuerte componente normal o inversa.

C.—Fallas normales

E.—Ejes de pliegues

B.—Ilustración que muestra como la curvatura de falla de salto en dirección dextral puede producir a la vez una cuenca subsidente y un área de levantamiento compresivo. Sobreimpuesto a este modelo estructural aparecen los elementos estructurales que cabría esperar que aparecieran asociados a una fractura de salto en dirección dextral como es el caso de Meirama (tomado de Reading H. G., «Sedimentary basins and global tectonics», 1982).

C.—Rastros estructurales de una cizalla simple (según Harding 1974)

Obsérvese como estos rasgos coinciden bastante aproximadamente con los diferenciados en Meirama.

A.—Falla de salto en dirección sintética

B.—Falla de salto en dirección antitética.

C.—Fallas normales

D.—Fallas inversas

E.—Ejes de Pliegue

D y E.—muestran dos perfiles transversales de dos cuencas sedimentarias californianas desarrolladas sobre fallas de salto en dirección. Obsérvese el gran parecido con los perfiles transversales que presenta la cuenca de Meirama (Tomado de Reading M. G. «Sedimentary basins and global tectonics» (1982).

Una vez más en los períodos en que cesa el aporte terrígeno se instala la vegetación y da lugar a los niveles centimétricos carbonosos con restos vegetales en posición de vida.

El gran volumen de arcillas que caracteriza a esta unidad es interpretado como característico de facies de inundación. Se decantaron a partir de una lámina de agua que ocupaba el fondo de la cuenca de Meirama después de las fuertes avenidas pero cuya existencia podría no ser continua en el tiempo. La cuenca debía contar con un buen drenaje o bien la evaporación era muy elevada. Ciertos niveles arcillosos rojos pudieran marcar momentos de exposición subárea del sedimento que se oxidaba al contacto con la atmósfera. Así, en determinadas épocas la cuenca quedaba seca o cubierta con una lámina de agua tan escasa que la vegetación podía instalarse. En cualquier caso la presencia de estructuras sedimentarias, que indican flujos de alta energía durante la avenida de material grosero, presuponen que estos no debían ser muy profundos ni desembocan en una masa estática de agua importante.

Facies similares a las que presentan los sedimentos de área fuente esquistosa en su tramo superior son descritas por ROBLES, S. 1984 en abanicos aluviales del Prepirineo de Lérida. ROBLES los interpreta como «depósitos en tromba» y hace la siguiente descripción: «Se trata de depósitos muy localizados, constituidos por conglomerados desorganizados, con poca matriz, muy heterométricos de cantos gruesos y con bloques de hasta 1.5 m de diámetro. Estos sedimentos forman lagunas que tienen de 5 a 15 m de ancho y de 1 a 3 m de espesor. Los conglomerados erosionan los materiales subyacentes incorporando los fangos y arrancando los fragmentos litificados... Se originaron por trombas de agua producidas durante una tormenta o período de tormentas excepcionales y de carácter esporádico. Las trombas penetran decenas o centenares de m en las zonas lacustres que estarían cubiertas por una pequeña columna de agua o desecadas».

Entre estos períodos excepcionales de tormenta se decantan las arcillas negras ricas en materia orgánica a partir de una masa estática de agua más o menos permanente, en el pequeño lago que ocupaba una zona del fondo de la cuenca de Meirama.

El carácter de secuencia positiva que presentan estas últimas facies de la unidad III indica una disminución progresiva en el tiempo de la importancia de los períodos erosivos.

#### Unidad IV

El conglomerado con el que se inicia esta unidad se interpreta como un «lag» basal de fondo de valle fluvial. El drenaje del valle quedó interrumpido en un momento dado y se instaló una laguna en la que se decantaron arcillas. Algunos aportes detríticos de escasa importancia llegaban al lago en períodos lluviosos procedentes de los bordes. La laguna se fue colmatando y cuando la profundidad del agua disminuyó lo suficiente se instaló una turbera. El horizonte de rubefacción marca el momento de desecación de la laguna. El material brechoide que cierra esta unidad es un piedemonte de derrubios de ladera.

#### MODELO ESTRUCTURAL PARA LA CUENCA DE MEIRAMA

De todos los factores que controlan la sedimentación son los tectónicos los más importantes. Estos, condicionan directamente el espesor del sedimento, las secuencias y los modelos de facies e influyen indirectamente en el clima local, en los cambios del nivel del mar, la circulación oceánica y el quimismo y composición de la fuente de material sedimentario.

La situación de Meirama sobre una falla de salto en dirección de gran importancia hace que esta influencia sea particularmente notable. Es preciso, determinar al menos de una forma general, que tipo de mecanismo tectónico originó la cuenca de Meirama y

determinó su posterior evolución para comprender muchos de los rasgos que hoy en día observamos: La morfología de la cuenca, el enorme espesor del sedimento, la sucesión en el tiempo de las unidades sedimentarias diferenciadas, las facies y secuencias que presenta el sedimento, etc... Las fallas de salto en dirección son aquellas donde el movimiento de los bloques es horizontal y paralelo, a la traza de la fractura. Sin embargo, raramente, el movimiento relativo entre los bloques, es exclusivamente en la dirección de la falla. Normalmente es algo oblicuo, pudiéndose clasificar en convergente o divergente. En las zonas de movimiento divergente aparecen fallas normales y pueden formarse cuencas sedimentarias y registrarse volcanismo. El movimiento convergente provoca plegamiento, elevación y fracturación inversa.

Las fallas de salto en dirección individuales son raramente rectas, tienden a curvarse y a dividirse en varias ramas, que pueden juntarse otra vez o bien se trata de fallas de escalón. Estos complejos modelos dan lugar a zonas localizadas a lo largo de la falla donde domina o distensión y la compresión. Las cuencas sedimentarias se forman donde hay extensión y donde hay compresión la elevación provoca erosión y crea una fuente de sedimento para las áreas vecinas. La forma de la cuenca depende del modelo de fracturación. Las fallas curvadas y anastomosadas dan lugar a cuencas cuneiformes o elípticas. Las fallas escalonadas originan cuencas «pull-apart» rectangulares o romboidales como sería el caso de Meirama. Estas cuencas son excepcionalmente profundas en relación con la superficie que presentan. Son «cuencas sin fondo». El movimiento continuo de la fractura hace que zonas de la falla donde se registraban condiciones distensivos y por tanto depósito, pasen a ser comprensivas pudiendo erosionarse el sedimento al elevarse. (NARDIN & HENYEV, 1978). Este hecho explica la coexistencia en

Meirama de rasgos estructurales que indican condiciones compresivas y distensivas que afectarían al sedimento en diferentes épocas y que actualmente aparecen sobreimpuestos. Las fracturas que limitan estas cuencas pueden haberse movido a lo largo del tiempo por diferentes caminos comportándose sucesivamente como fallas normales o inversas.

Sedimentológicamente, las características más importantes de estas cuencas son fuertes cambios laterales de facies, potencia grande y alta velocidad de sedimentación, abundante sedimento procedente de múltiples fuentes y la evidencia de inconformidades y deformaciones contemporáneas a la sedimentación. Muchas de las características comentadas hasta ahora en este capítulo pueden observarse en Meirama. Esta cuenca sedimentaria se formó sobre un tramo de la Falla de Baldaio donde dominaban las condiciones distensivas. El movimiento dextral de la falla se resolvió en esta zona a través de un sistema de fallas normales escalonadas de orientación N 160 N 90.º E las cuales limitaban una zona central distensiva en la que se registró el depósito. A lo largo del tiempo y debido al movimiento continuo de la falla la situación de los esfuerzos varió y estas fallas se comportaron como inversas, produciendo la deformación del sedimento y su erosión. El depósito de la Unidad IV denota la vuelta a las condiciones distensivas en la cuenca. Este último episodio queda reflejado en el sedimento por la aparición de fracturas normales transversales al trabajo de la falla principal.

Como se verá en el siguiente capítulo el cambio sucesivo en la disposición de los esfuerzos ha condicionado fuertemente la evolución tectosedimentaria de la Cuenca. No puede comprenderse pues el registro sedimentario de Meirama sin relacionar el proceso de depósito con las condiciones tectónicas que reinaban en cada momento.

FIG. 4

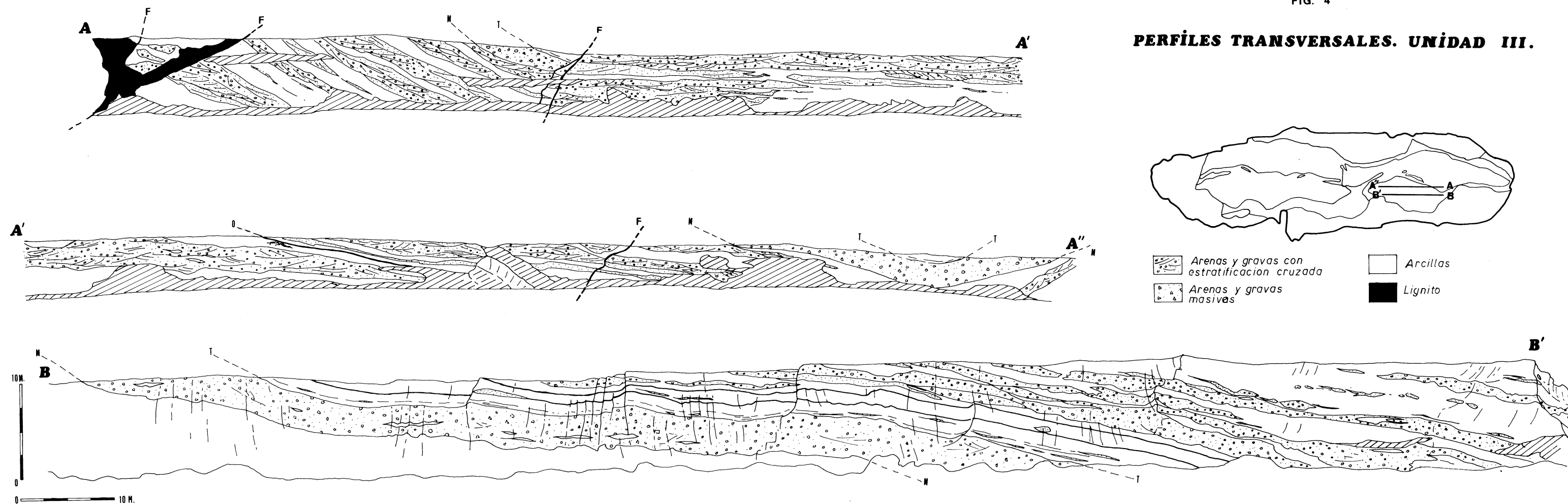
**PERFILES TRANSVERSALES. UNIDAD III.**

Fig. 4. Reconstrucción a partir de diapositivas de dos perfiles transversales de la unidad III.

1. A-A' Facies inferiores de área fuente esquistoso. La altura del talud que se representa oscila entre 7 m en A'' y 11 m en A. Se indican algunas fallas normales que afectan al sedimento y el carácter mecánico del contacto entre la unidad III y el lignito. Las letras M y T corresponden al muro y al techo del paquete de arenas y gra-

vas que marca el comienzo de las facies superiores de área fuente esquistoso. La letra O indica uno de los niveles centimétricos de acumulación de materia orgánica donde se han encontrado restos vegetales en posición de vida. 2. B-B' Facies superiores de área fuente esquistoso. El nivel marcado entre M y T es un nivel de correlación entre los dos perfiles que se representan.

## RECONSTRUCCION TECTOSSEDIMENTARIA

Para poder realizar una reconstrucción tectosedimentaria correcta de la cuenca de Meirama sería preciso conocer bien su geología estructural. Es indispensable datar las estructuras y emparejar su orientación a los movimientos de la falla principal. Esto es complicado debido a la frecuente superposición de las estructuras secundarias sobre las primarias y su estudio constituiría, ya de por sí, un trabajo aparte. Sin embargo, gracias a las características que presenta el sedimento (facies, tipo de deformación) es posible reconstruir, a grandes rasgos, cuales eran las condiciones de depósito y la situación de los esfuerzos durante la sedimentación de cada una de las unidades diferenciadas en la columna.

La aparición de una zona de distensión debido a una situación particular de los esfuerzos de un punto de la falla de Baldaio supuso el inicio de la historia sedimentaria en la cuenca de Meirama. Los productos de alteración de un área que había permanecido emergida en el Mesozoico fueron movilizadas por deslizamientos en masa y corrientes esporádicas de agua hacia el interior de esta zona deprimida de nueva creación dando lugar a la Unidad I.

El borde de la cuenca estaba formado por dos sistemas de fallas, uno sintético N 160 E y otro antitético N 90 E a la fractura principal con una componente normal en su movimiento que limitaba una área central subsidente.

La naturaleza caolinífera del sedimento implica un paleoclima lateritizante en el que ocurrían procesos de hidrólisis intensos, un clima de tipo tropical o subtropical. (DOVAL y BRELL, 1979).

Este clima es el que permite instalarse durante el Terciario una densa masa forestal de palmeras (sabal o *granophyllum*) sopotáceas, simarubáceas, pinos (*haploxylon*) y *Pinnus silvestris* (MARTIN SERRANO, A.). La cobertura vegetal protegía al suelo de la

erosión y facilitó que los procesos de alteración adquiriesen gran intensidad dando lugar a los grandes espesores de alteritas. Durante este período Meirama sigue siendo un área distensiva en la que se registra una subsidencia lenta pero muy continua, y a la postre muy importante, como lo atestiguan las grandes potencias de lignito que se conservan.

Al estar el suelo protegido por la cobertura vegetal la sedimentación es casi exclusivamente orgánica, los restos vegetales muertos se acumulan en una pequeña laguna de ambiente reductor donde se carbonizan y se forman sulfuros. Aumentos bruscos en la velocidad de subsidencia pudieron dejar temporalmente al descubierto las alteritas y la escorrentía superficial arrastró la arcilla y los restos de cuarzo de los horizontes de alteración al interior de la cuenca dando lugar a las intercalaciones terrígenas que se observan en la Unidad II (Fig. 6. II). Esta es la unidad que implica mayor cantidad de tiempo en su formación. En un determinado momento y debido al movimiento continuo de la falla de Baldaio, la situación de esfuerzos cambia, registrándose compresión. Las fracturas que limitan el borde de la cuenca se comportan ahora como inversas lo que produjo una elevación de los bordes y un rejuvenecimiento del relieve.

El encajamiento de la red fluvial que siguió a este rejuvenecimiento provocó la erosión de las alteritas. Estas pudieron haber quedado ya de por sí bastante desprotegidas al disminuir la cobertura vegetal por un cambio climático hacia condiciones más áridas.

El depósito de la Unidad III se realiza, por tanto, simultáneamente a los esfuerzos compresivos que afectaban a la cuenca de Meirama, circunstancia que queda reflejada en el sedimento por la aparición de discordancias angulares internas. En una primera etapa de depósito de la Unidad III el sedimento pudo ocupar todo el fondo de la cuenca. Sin embargo, pronto, el lignito comenzó a plegarse en respuesta a los esfuer-

zos comprensivos constituyendo un relieve central que se elevaba paulatinamente. De esta forma la sedimentación se fue concentrando en dos surcos deposicionales subsidentes entre el relieve central y la roca de caja que corresponden aproximadamente a los dos afloramientos inconexos de la Unidad III que hoy en día podemos observar. Este relieve central impedía la mezcla de material procedente de un borde y del otro y explicaría la diferencia de facies tan acusada de la Unidad III.

Las avenidas de material grosero que caracterizan a esta unidad están controlados por factores climáticos (alternancia de épocas de lluvia y períodos secos) y por factores tectónicos. Así, el nivel de gravas de 6 m con el que se inician las facies superiores de área fuente esquistosa (Unidad III) tiene un claro origen tectónico y refleja un fuerte período erosivo como respuesta al rejuvenecimiento del relieve provocado por un impulso compresivo especialmente importante. A medida que continuaba la comprensión, el relleno sedimentario de la cuenca se iba elevando y las áreas de depósito se redujeron como consecuencia del cierre progresivo y la colmatación de la cuenca. Pronto, la cuenca de Meirama dejó de ser un área de depósito y se convirtió en una zona sometida a la erosión que suministraba material a las áreas circundantes.

El movimiento continuo de la fractura principal provocó una nueva variación en la disposición de los esfuerzos y se produjo de nuevo una situación distensiva y un nuevo registro sedimentario: La Unidad IV. El cauce fluvial que discurría por el valle de Meirama erosionó el Terciario hasta llegar al nivel de roca sana en la salida del valle. El drenaje de la cuenca quedó cortado y se instaló una laguna. La laguna se colmató y sus depósitos fueron cubiertos por derrubios de ladera. Posteriormente el Barcés se encajó en estos sedimentos.

La última unidad sedimentaria también está afectada tectonicamente por fallas normales lo cual demuestra que la falla de Baldaio se movió constantemente y posiblemente su actividad no ha cesado hoy en día.

*Recibido 28-I-87*

*Aceptado 30-II-87*

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco sinceramente a Lignitos de Meirama, S. A. y al Laboratorio Geológico de Laxe la concesión de la beca durante la cual pudo efectuarse este trabajo.

## BIBLIOGRAFIA

- BRELL J. M. y DOVAL (1979). «Relaciones entre los sedimentos neógenos de Galicia y las alteraciones de su sustrato. Interpretación Paleoclimática». *Acta Geol. Hisp.* t. 14, pp. 190-194.
- ECUER, J. (1986). «Facies y Modelo local de los depósitos aluviales de la cuenca del río Mero y península de Sada. VIII Reunión de Xeoloxía e Minería do N. O. Peninsular. Libro de Resúmenes.
- MALDONADO, A. (1977). «Estudio Geológico-Geofísico del surco Baldayo-Meirama-Boimil». *Tesis Doctoral. Univ. Politécnica de Madrid. Inédita.*
- MARTIN SERRANO, A. (1974). «El conocimiento del lignito y del terciario en Galicia». Exposición y crítica. *Tecniterrae* 5, 203.
- MARTIN SERRANO, A. (19807). «El terciario gallego. Significado y posición Gronoestratigráfica de sus yacimientos de lignitos. *Tecniterrae* 5, 255.
- NONN. H. (1966). «Les regions cotieres de la Galice (Espagne). Etude geomorphologique». These Paris, les belles lettres. *Pub. Fac. Lett. Univ. Strasbourg.*
- READING, H. G. (1982). «Sedimentary basins and global tectonics». *Proc. Geol. Ass* 93 (4), 321-350.
- ROBLES, S. (1984). «Evolución Paleogeográfica y Sedimentológica de la cuenca lacustre de Sossis (Eoceno superior, prepirineo de Lérida): Ejemplo de influencia de la actividad de Abanicos Aluviales en el desarrollo de una cuenca lacustre asociada». *Dpo. Estratigra. y Geología histórica. Univ. Aut. de Barcelona.* Inédito.
- INTERNATIONAL ASOCIATION OF SEDIMENTOLOGY (1984). «Sedimentology of coal». *Spc. Pub. Int. Ass. Sed.* n.º 7.
- VAN WOMBEKE, L. (1985). «La teledetection appliquée a la recherche miniere». *Bull. Soc. Belge de Geol. t. 94, Fas. 3, pp. 187-196.*







## **Facies y modelo local de los depósitos aluviales de la cuenca del río Mero y península de Sada. (A Coruña, NW España)**

## **Facies and local model for the aluvial deposits in the rio Mero basin and Sada peninsula (A Coruña, Galicia, NW Spain)**

ESCUER SOLE, J.; VIDAL ROMANI, J. R.

Los depósitos aluviales de la cuenca del río Mero y península de Sada se originaron en dos tipos diferenciados de ambientes fluviales;

- Corrientes fluviales de tipo trenzado.
- Cursos/conos torrenciales

Dichos ambientes pueden ser reconocidos gracias a las asociaciones de facies que presentan habiéndose identificado cuatro asociaciones diferentes (proximales, medias, distales y de curso y/o cono torrencial).

La sedimentación se desarrolló en un contexto temporal con alternancia de periodos con predominio de procesos alocíclicos opuestos a periodos con mayor importancia de procesos autocíclicos ambos caracterizados por dos tipos diferentes de disección. El producto de esta alternancia dió como resultado secuencias grano y energía decreciente separadas por hiatos erosivos en los que se produciría el aterrazamiento de los depósitos.

Cronologicamente los depósitos sedimentarios de la cuenca del Mero corresponderían, a la falta de datos más precisos el registro del transito Terciario- Cuaternario en esta zona.

**Palabras clave:** aluvial, facies, modelo, transito, terciario-cuaternario, Galicia

Aluvial deposits of Mero basin and Sada peninsula was generated under two different kinds of fluvial environments:

- Braided type fluvial currents.
- Torrential fan/currents.

This environments can be recognized by their facies associations. Four facies associations have been recognized (proximal, middle, distal and torrential currents/fan association).

Sedimentation was developed on a temporal context with alocyclic-autocyclic processes periods characterized by two different kinds of dissection. The result of this, was energy and fining-upwards sequences construction limited by erosive hiatus. During erosive hiatus was produced the deposits trenchment.

This deposits can be, by lack of more precise data, the Tertiary-Quaternary age record in this zone.

**Key words:** aluvial, facies, model, transit, tertiary-quaternary, Galicia.

ESCUER SOLE, J. (Depto. Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. Gran Vía 585. Barcelona 08007)

VIDAL ROMANI, J. R. (Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 15168, O Castro, Sada, Coruña)

## INTRODUCION

El presente estudio tiene por objetivo la caracterización sedimentológica de los depósitos de materiales aluviales que se presentan en la cuenca del río Mero y en la península de Sada.

Previamente a este trabajo estos materiales fueron estudiados por otros autores NONN (1966), VIDAL ROMANI (1977), VIDAL ROMANI et al. (1979) recibiendo diferentes denominaciones; «facies atlántica de la raña» NONN (1966), «gravas dente de besta» VIDAL ROMANI et al. (1979) si bien ambas denominaciones no tienen carácter formal. El presente estudio pretende a partir de un análisis de facies establecer un modelo local sobre la génesis de estos depósitos y también situarlos cronológicamente.

La falta de restos paleontológicos hace difícil una correcta datación de estos materiales. Hasta el momento presente esta se ha realizado atendiendo a criterios geomorfológicos y considerando una posible correlación con alguno de los tramos superiores de la serie Neógena de la cuenca de Meirama estableciéndose por tanto una cronología relativa.

La principal peculiaridad que presentan estos depósitos reside en su alto contenido en elementos cuarzosos (99,9 % de la fracción grava que constituye el 80 % del total de sedimento) contenido que se mantiene

sin variaciones importantes en todas las localidades reconocidas.

## SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

El río Mero corresponde a uno de los cursos de agua actuales que drenan la comarca de As Mariñas en la provincia de A Coruña en el NW de la península Ibérica y vierte sus aguas hacia el Océano Atlántico mediante la Ría de O Burgo o Ría de A Coruña. (Fig. 1)

La cuenca actual (400 km) es marcadamente asimétrica siendo los afluentes de la margen izquierda los más desarrollados (Valiñas, Brexa, Barcés y Govia). El recorrido del curso principal desde su nacimiento hasta el mar es de 50 km y se desarrolla sobre un substrato uniforme constituido por materiales pertenecientes a la Serie o Complejo de Ordenes concretamente metasedimentos cuarzo-feldespáticos sometidos a un metamorfismo de bajo grado ENGELS et al. (1974) y al menos dos fases de plegamiento probablemente hercínicas de distinta intensidad MATTE & CAPDEVILLA (1978). Este substrato es común a toda la cuenca del río Valiñas desarrollada mayormente en zona granítica.

Estos materiales, esquistos, son fácilmente alterables habiendo desarrollado ho-

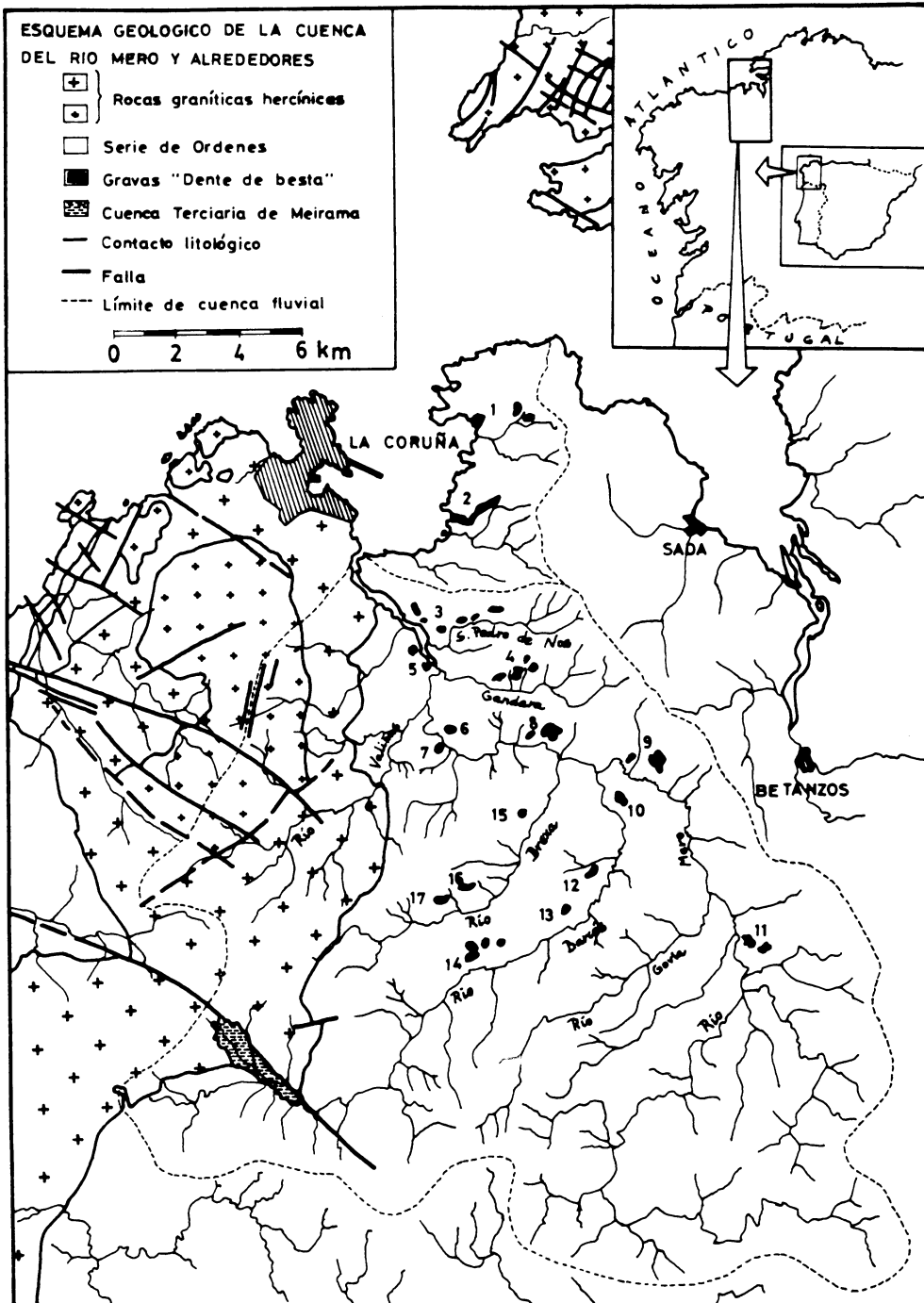


Fig. 1

rizontes de alteración muy intensos en los que sólo se conservan nuevas especies minerales como la caolinita propias de climas más agresivos que el actual MACIAS et al. (1977), MACIAS (1980), MACIAS et al. (1980).

Los depósitos objeto de estudio se localizan en la propia cuenca del Mero y parte de ellos en la península de Sada entendiéndose por península de Sada la porción de terreno comprendida entre la ría de A Coruña y la ría de Ferrol.

En total se han reconocido 17 depósitos o grupos de ellos con la suficiente entidad y espesor para permitir un análisis de facies si bien existen otros que debido a su poco es-

pesor y condiciones desfavorables de afloramiento no han sido tenido en cuenta. Los depósitos reconocidos se apoyan en su totalidad sobre el substrato descrito anteriormente si bien este puede llegar a mostrar diferentes grados de alteración.

Se han identificado tres grupos diferentes de depósitos atendiendo a su disposición y alturas relativas respecto a los talwegs actuales y asociaciones de facies que presentan: Depósitos de curso torrencial (1, 2, y 3 de la Fig. 1), depósitos de cono torrencial (4 de la Fig. 1) y depósitos de terraza (el resto). Con respecto a estos últimos se han identificado hasta cuatro niveles de terraza para el Mero dos para el Barcés y dos para el Brexa. (Fig. 2)

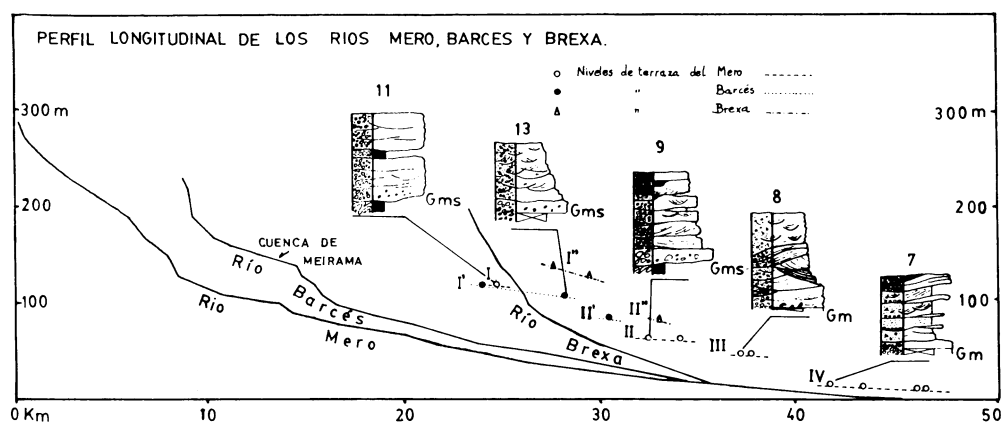


Fig. 2. Perfiles longitudinales de los ríos Mero, Barcés y Brexa. Los depósitos aluviales relacionados con estos cursos corresponden a acumulaciones situadas sobre antiguos niveles de terraza. Se han identificado cuatro niveles en el caso del Mero (I + 60 m, II + 45 m, III + 35 m, IV + 25 m) que tienen equivalencia, al menos los más antiguos en el Barcés (I' + 60 m, II' + 45 m) y en el Brexa (II'' + 60, II'' + 45 m). Estos niveles son equivalentes a otros definidos en la mayor parte de ríos gallegos de gran recorrido (Miño, Tambre) VIDAL ROMANI (1978).

En los perfiles representados en la figura puede observarse, que las facies en contacto con el substrato son más ricas en matriz (Gms) en los depósitos más antiguos.

## MATERIALES

Los depósitos en cuestión están formados por secuencias con tendencia granodereciente compuestas por gravas, arenas y finos dominando la fracción grava sobre las demás (80 % del total del sedimento) (Fig. 3. Tabla I).

La litología es característica y homogénea. Los cantos son de naturaleza cuarzosa en un 99,9 % principalmente cuarzo blanco, procedente de filones en el substrato, cuarzo azul gris y cuarcitas, procedentes de los propios metasedimentos.

En los niveles más antiguos (I + 60, II + 45) los depósitos se apoyan sobre un subs-

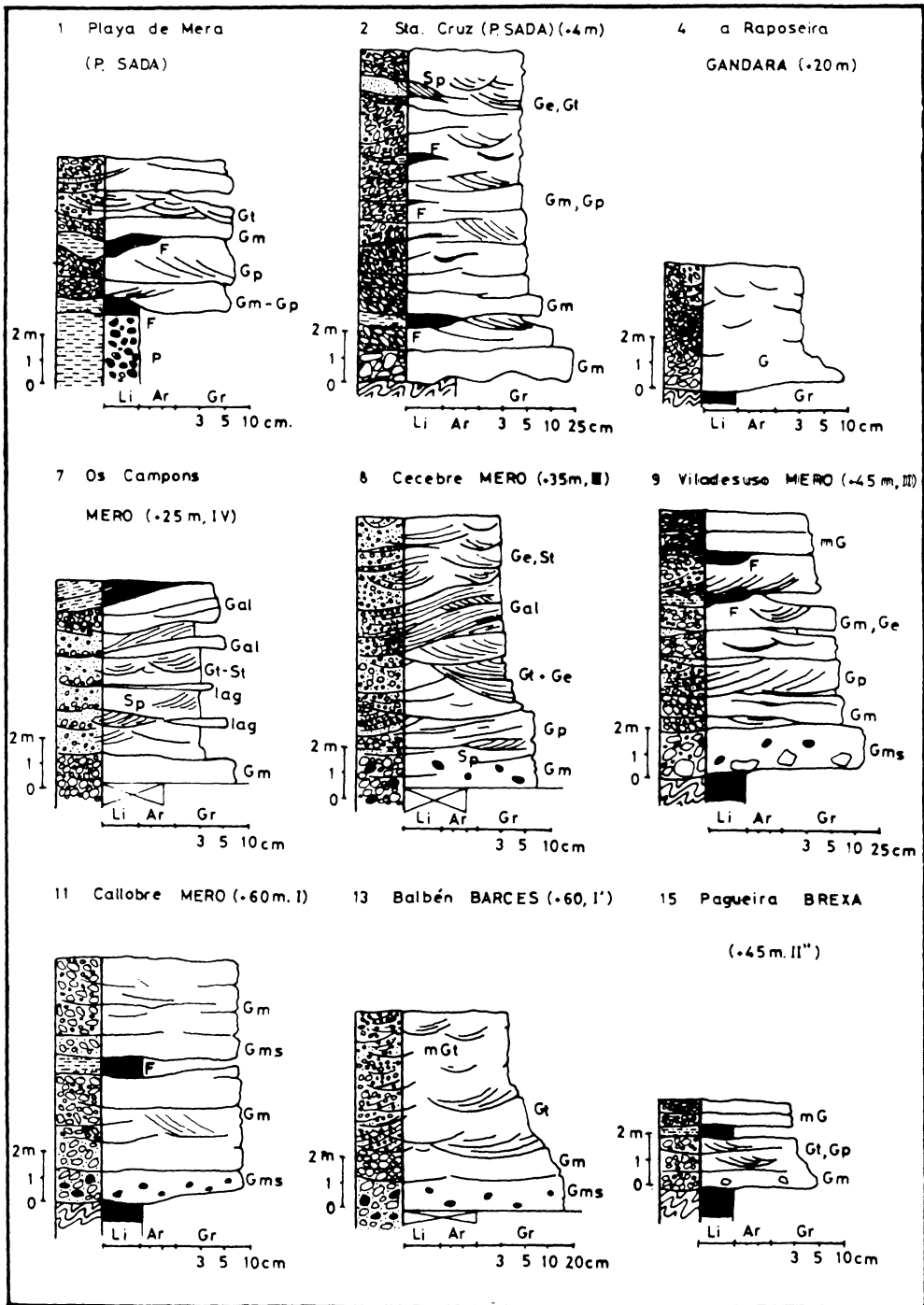


Fig. 3. Perfiles de los afloramientos más significativos del área estudiada.



trato intensamente alterado (saprolitas) presentando en contacto con el mismo gravas masivas ricas en matriz con cantos de esquisto alterado y cantos blancos. En los depósitos restantes el contacto es mediante gravas masivas soportadas por los cantos incluso si el substrato en el que se apoyan está formado por saprolitas.

La clasificación suele ser mala mostrando en general heterometrías marcadas.

El grado de redondez de los cantos oscila entre anguloso-subanguloso a subredondeado. Se observa que la angulosidad es más marcada en aquellos depósitos que no constituyen niveles de terraza de los cursos principales. En estos últimos puede constatar la existencia de cantos con diferentes grados de redondez coexistiendo en un mismo depósito cantos angulosos con cantos subredondeados.

La potencia de los depósitos nunca supera los 20 m estando comprendida por lo general entre 3 y 15 m.

La mineralogía de las fracciones arena y finos (limos, arcilla, arena fina y muy fina) confirma la concentración de los minerales resistentes en el marco geológico MACIAS (1977).

Algunos de los depósitos presentan niveles con ferruginización importante tal es el caso en el perfil de la playa de Mera (P. Sada) y las partes superiores de los depósitos pertenecientes al nivel II del Mero.

Para efectuar la descripción de los depósitos se emplea la nomenclatura de MIAL (1977), (1978) con las siguientes adiciones:

*Ge: Gravas de acanalamiento y relleno.* (scour & fill). Con heterometría interlaminaar marcadísima. Los *scours* son de escala métrica. Esta facies ocurre en «sets» solitarios que se presentan hacia techo y barras fluviales MASSARI (1983), FORBES (1983).

*Gal: Gravas con acreción lateral.* Cuerpos sigmoidales adosados a un núcleo o bien formado por gravas masivas o por acreción vertical de otras facies. Corresponden a crecimientos laterales de barras. Indican un

aumento de la sinuosidad del canal y cierta estabilidad de los núcleos sobre los que crecen. Son características las corrientes con descargas muy distintas (alta y baja) SMITH (1974)

*G: Gravas indiferenciadas.* Cuando las condiciones de afloramiento no permiten decir nada más.

*mG: Gravas menores.* De granulometría inferior a 3 cm Ø. El prefijo *m* sirve para indicar tanto un menor tamaño de grano como de estructuras (mG, mGt, mGp, etc.)

## ASOCIACIONES DE FACIES

Atendiendo a las características sedimentológicas definimos asociación de facies como aquel grupo de facies ambiental o genéticamente relacionado y que nos permite establecer diferencias con otro ya que una facies por si sola no caracteriza un ambiente READING (1978).

Se definen tres asociaciones de facies para los depósitos de terraza de la cuenca del Mero basadas en el tipo de estructuras y tamaño del grano que presentan (proximales, medias y distales), mas una cuarta para los depósitos que no constituyen niveles de terraza.

En el caso de los depósitos de terraza los términos distalidad-proximidad deben ser entendidos, más como una variación de la energía a lo largo del tiempo, que como el resultado de la variación espacial de las asociaciones.

## ASOCIACION DE FACIES PROXIMALES

Construida mayoritariamente por gravas que constituyen más del 80 % de la asociación. Dominada por gravas polimodales tanto «clast» como «matrix-supported» (Gms, Gm de MIAL 1977, 1978). Las gravas soportadas por la matriz (Gms) suelen dominar la base de los depósitos más anti-

guos (niveles I + 60m, II + 45m) incluyen cantos blandos (saprolita) y cantos de esquisto alterado. Las gravas «clast-supported» (Gm) también pueden aparecer en contacto con el substrato. En este caso suelen incluir bloques de gran tamaño ( $\varnothing > 500$  mm) y los cantos ( $60 \text{ mm} < d < 200 \text{ mm}$ ) presentan abundantes marcas de impacto. Ambos tipos de facies muestran una persistencia lateral acusada (decenas de metros).

Sobreimponiéndose a estos tramos basales aparecen gravas masivas (Gm) de granulometría menor ( $50 \text{ mm} < d < 150 \text{ mm}$ ) que incluyen lentejones de arenas masivas (Sm) y finos de espesor decimétrico. Ocasio-

nalmente pueden aparecer «sets» de gravas con estratificación planar (Gp) relacionadas genéticamente con las gravas masivas (Gm). Fig. 4.

Esta asociación de facies domina enteramente los depósitos de los niveles de terraza I del Mero (depósito n.º 11 Fig. 1, Tabla I) y I' del Brexa (depósitos 16 y 17). También aparece en las partes bajas de las secuencias de los niveles I' del Barcés (dep. n.º 13) y II del Mero (dep. n.º 9). En ambos niveles (I y II) aparecen (Gms). En el resto de los niveles (III y IV) la asociación de facies proximal no incluye esta facies apareciendo en su lugar gravas soportadas por los cantos (Gm).

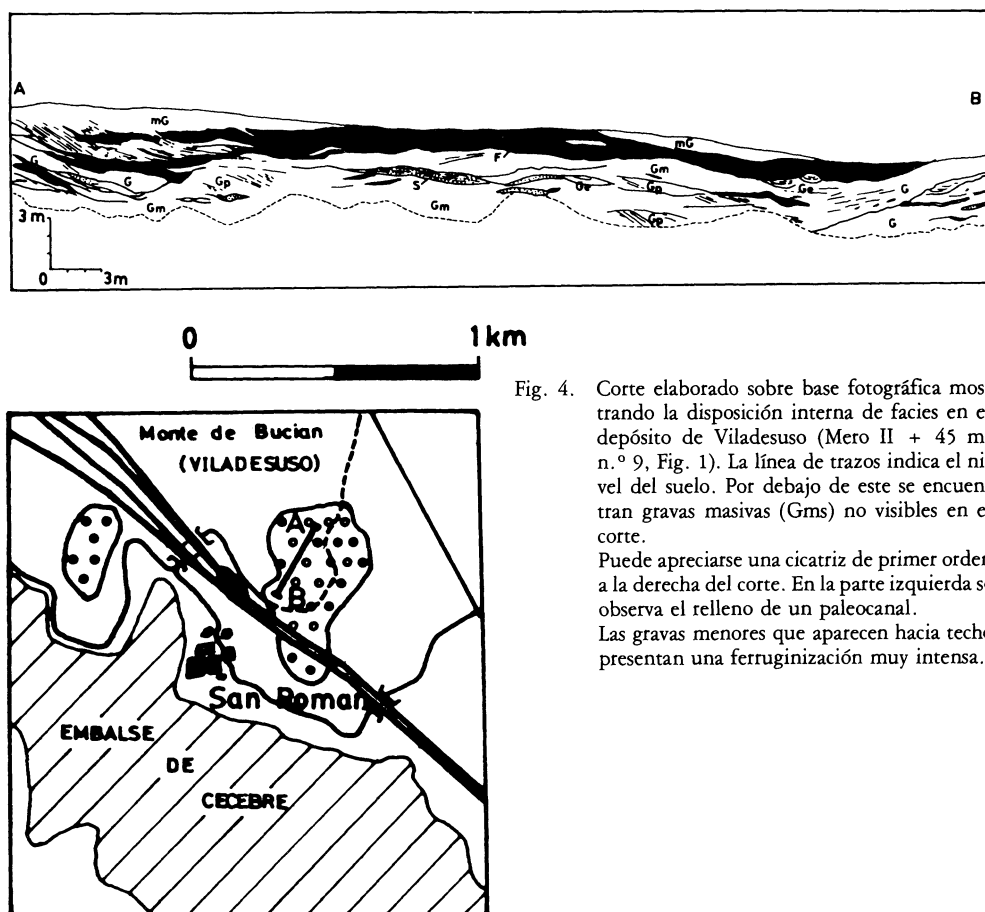


Fig. 4. Corte elaborado sobre base fotográfica mostrando la disposición interna de facies en el depósito de Viladesuso (Mero II + 45 m, n.º 9, Fig. 1). La línea de trazos indica el nivel del suelo. Por debajo de este se encuentran gravas masivas (Gms) no visibles en el corte.

Puede apreciarse una cicatriz de primer orden a la derecha del corte. En la parte izquierda se observa el relleno de un paleocanal.

Las gravas menores que aparecen hacia techo presentan una ferruginización muy intensa.



## ASOCIACION DE FACIES MEDIAS

Esta asociación está caracterizada por unidades de 3-5 m de potencia con tendencia granodecreciente. Las gravas con estratificación cruzada en surco (Gt) constituyen el 60 % de la asociación. La medida de los surcos individuales oscila entre 0, 2-1, 5 metros de espesor por 0, 5-4 m de anchura. (Fig. 5). Se presentan en «cosets» sobreimpo-

niéndose a «sets» de gravas masivas (Gm) que pertenecen a la asociación de facies proximales. Estos «cosets» pueden estar limitados entre si por cicatrices de jerarquía mayor. Hacia techo de estos cuerpos es frecuente la aparición de «sets» aislados de gravas de acanalamiento y relleno (Ge). Estas últimas presentan una heterometría interlaminar marcadísima coexistiendo en un mismo «set» desde la fracción grava hasta la fracción arena muy fina-limo. El tamaño de los

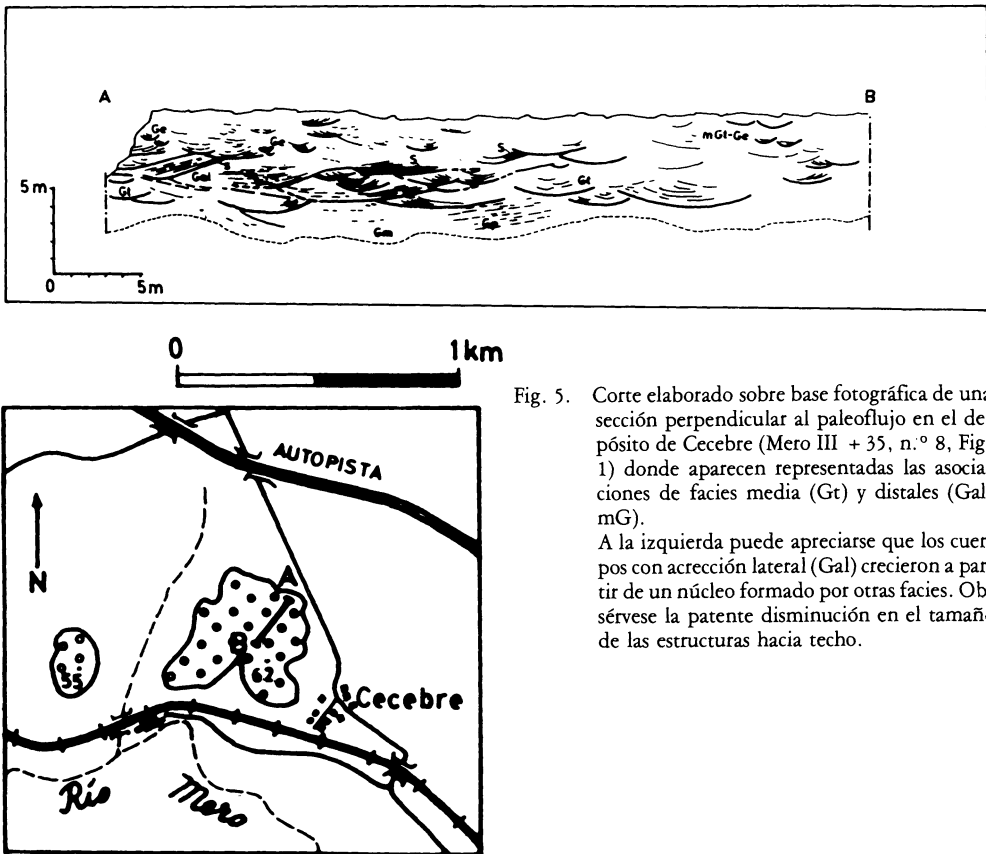


Fig. 5. Corte elaborado sobre base fotográfica de una sección perpendicular al paleoflujo en el depósito de Cecebre (Mero III + 35, n.º 8, Fig. 1) donde aparecen representadas las asociaciones de facies media (Gt) y distales (Gal, mG).

A la izquierda puede apreciarse que los cuerpos con acreción lateral (Gal) crecieron a partir de un núcleo formado por otras facies. Obsérvese la patente disminución en el tamaño de las estructuras hacia techo.

«scours» oscila entre 0, 2-1 m de potencia por 0, 5-2 metros de anchura.

Acompañando a las facies dominantes de la asociación (Gt, Ge) aparecen otras accesorias: Arenas y microgravas ( $1\text{ mm} < d < 50 < 30\text{ mm}$ ) con estratificación cruzada (mGt,

mGp, Sp, St) que ocasionalmente pueden presentar deformaciones por carga o inducidas por tracción de formas (dunas) en un fondo no consolidado.

Esta asociación domina las partes medias de la secuencia del nivel III del Mero (Cece-

bre dep. n.º 8 Fig. 1) y nivel I' del Barcés (Balbén dep. n.º 13).

## ASOCIACION DE FACIES DISTALES

Caracterizada por la granulometría menor en general respecto a las asociaciones de facies anteriores. El hecho más representativo de esta asociación es la presencia de gravas con acreción lateral (Gal) sin embargo la asociación esta dominada por gravas menores (prefijo *m*).

Los cuerpos con acreción lateral (Gal) presentan forma sigmoidal con un espesor comprendido entre 1-1,5 m y pueden tener laminación interna si la granulometría lo permite ( $1\text{ mm} < d < 20\text{ mm}$ ). Si se siguen lateralmente se observa que han crecido a partir de un núcleo formado o bien por gravas masivas (Gm) o bien por cuerpos contruidos por amalgación de otras facies (Gt, Ge) pertenecientes a asociaciones de facies diferentes (proximales y medias). Superponiéndose a las gravas con acreción lateral microgravas (mGt, mGp, etc) acompañadas de arenas gruesas (Sm, St, Sp, etc). (Fig. 6).

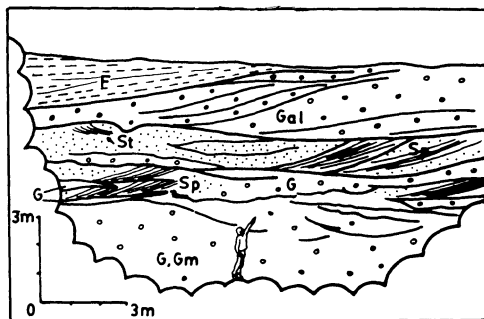


Fig. 6. Incremento de la fracción arena y presencia de acreción lateral en la secuencia de Os Campons (Mero IV + 25, n.º 7, Fig. 1).

Esta asociación de facies se presenta en el nivel IV del Mero (5, 6 y 7 Fig. 1 Tabla I) así como las partes terminales de la secuencia de Cecebre (nivel III del Mero dep n.º 8). Asimismo aparece en el nivel II'' del

Brexa (Pagueira dep n.º 15) aunque en este no aparecen (Gal).

## ASOCIACION DE FACIES DE CURSO Y/O CONO TORRENCIAL

Esta asociación a diferencia de las anteriores no se ha definido atendiendo al espectro de facies de los depósitos por ser este muy variado, (Fig. 3). Se caracteriza por la *paleopendiente* que muestran los cuerpos sedimentarios (superior siempre al 10 %), la acentuada angulosidad de los cantos, la escasez de estructuras sedimentarias respecto a los depósitos de terraza. A diferencia de la asociación de facies proximales, típica de las partes bajas de los depósitos de terraza, esta asociación no contiene ni gravas soportadas por la matriz (Gms) ni cantos blandos en las cercanías de la base de los depósitos. En esta asociación incluimos los depósitos de la península de Sada así como los de la cuenca del Mero relacionados con corrientes actuales de 2.º orden (Rego San Pedro, Gándara).

El término «cono torrencial» solo sería válido en el caso del depósito de A Raposeira (n.º 4 Fig. 1) cuyo trazo cartográfico sugiere una antigua morfología de cono disecada por cursos subactuales.

## INTERPRETACION Y DISCUSION

La asociación de facies proximales caracterizada en los niveles más antiguos por la presencia de gravas masivas (Gms) no debe interpretarse como originada por procesos de flujo en masa típicos, (debris flow), ya que los cantos no flotan en una matriz sino que más bien están soportados por cantos de medida menor lo que indicaría un transporte en un medio acuoso, (*fluidal debris flow* de NEMEC & STEEL (1984)).

El incremento de fracción fina respecto a la facies Gm así como la presencia de cantos blandos se justificaría por la circulación de la carga de fondo sobre un substrato (facil-

mente desmenuzable a flujos altos, que se incorporaría a la corriente, aumentando su viscosidad, aunque sin llegar a constituir un verdadero flujo de masa.

Una vez que el lecho primitivo estuviera tapizado por este tipo de facies (Gms) este quedaría protegido y la siguiente deposición originaría facies con menos matriz (Gm). Estas últimas son interpretadas como producto de la circulación de barras longitudinales similares a las descritas para corrientes trenzadas (braided) tanto modernas como antiguas, WILLIAMS & RUST (1969), RUST (1978), MIALL (1977).

La aparición de gravas con estratificación planar (Gp) asociadas a la facies (Gm) se explicaría gracias a la formación de caras de avalancha en los frentes de las barras durante caídas del flujo en las que la barra crece verticalmente hasta crear un desnivel en su parte frontal lo suficientemente grande para desarrollarlas (HARMS et al. (1975)). La abundancia de marcas de impacto en los cantos favorecida por la litología de los mismos, confirmaría la existencia de flujos de energía muy alta durante la formación de dichas barras longitudinales.

La existencia de «cosets» de (Gt) de gran escala que aparecen en la asociación de facies medias serían el resultado de migración de dunas por los canales principales de cursos trenzados WALKER (1979) e indicarían una primera disminución de la competencia ya que su tamaño de grano es menor que en la asociación proximal. Estas formas, retocadas durante la caída del flujo, pueden formar núcleos o cuerpos, sobre los que habrían crecido posteriormente las gravas con acreción lateral propias de la asociación de facies distales.

Las tres asociaciones de facies pueden coexistir dentro de un mismo depósito siendo general que una domine sobre las otras. Cuando dos o más asociaciones de facies aparecen en un mismo depósito el orden en el que se suceden en la vertical sigue una pauta clara. En contacto con la base aparece la asociación de facies proximal sobre esta aparece la asociación de facies medias y so-

bre esta la asociación de facies distales mostrando una tendencia tanto grano como energía decreciente muy marcada. Esto se repite en cada nivel de terrazas. Dicha tendencia debe ser interpretada como un amortiguamiento en las condiciones energéticas del sistema durante el período en el cual se edifica cada secuencia. Esto es avalado por la tendencia granodecreciente y disminución hacia techo del tamaño de las estructuras en la mayor parte de los depósitos.

Por el tipo de asociaciones de facies que presentan los depósitos de los niveles de terraza de la cuenca del Mero deben ser interpretados como restos de cinturones de canales móviles de tipo trenzado (braided mobile channel belt de FRIEND 1983) originado en un contexto temporal afectado por dos tipos de procesos:

*Auto-cíclicos:* En los que no habría habido cambio neto en la cantidad de sedimento y energía total del sistema sino una redistribución de las mismas dentro de él como por ejemplo migración de un canal. En estas condiciones si no hay control externo al sistema este tiende hacia un equilibrio. Esta tendencia hacia el equilibrio vendría indicada por el carácter granodecreciente de las secuencias.

Morfológicamente los periodos con predominio de este tipo de procesos estarían caracterizados por un modelo de disección negativo en el que predominarían los aportes laterales sobrepasando la capacidad de evacuación de los ejes de drenaje lo cual se traduciría en un relleno o acumulación en los mismos.

*Alo-cíclicos:* en los que si hay cambio en la energía y cantidad de sedimento involucrada en el sistema debido a controles externos tales como cambios climáticos o controles tectónicos.

A diferencia de la situación anterior los periodos con predominancia de procesos de tipo alo-cíclicos se habrían caracterizado morfológicamente por un modelo de disección positivo donde domina el encajamiento de los ejes de drenaje respecto a los interfluvios.

En el caso de los depósitos de la península de Sada y aquellos de la cuenca del Mero ligados a corrientes actuales de 2.º orden podemos considerar un origen también influido por la alternancia de procesos citada anteriormente. Sin embargo estos depósitos presentan un espectro de facies tan variado que si bien podemos considerarlos de origen aluvial no podemos asignar los tramos a determinadas asociaciones de facies. De todas formas la tendencia a mostrar mayores tamaños de grano en las cercanías de la base indica una evolución similar a los depósitos de terraza.

La no presencia de gravas masivas soportadas por la matriz indicaría, a diferencia de los depósitos de terraza más antiguos, unas condiciones diferente que no habrían permitido la incorporación de material del substrato en las partes bajas de las secuencias en forma de cantos blandos o como un incremento de matriz.

## CRONOLOGIA

Morfológicamente puede establecerse una cronología relativa de los depósitos. Los niveles topográficamente más elevados de terraza (+ 60) serían por tanto los más antiguos. Hemos reconocido hasta 4 niveles de terraza para el Mero (+ 60), (+ 45), (+ 35) y (+ 25) cuyas alturas se corresponde con los niveles de terraza de sus afluentes (+ 60), (+ 45) del Barcés y (+ 60), (+ 45) del Brexa por lo que se puede afirmar que los depósitos estudiados no corresponde a un único episodio de formación.

NONN (1966) considera estas acumulaciones cronológicamente equivalentes a los depósitos de tipo raña que aparecen en la meseta asignándoles una edad Villafranchiense aunque sin aportar pruebas suficientes y considerando un número reducido de estos depósitos.

VIDAL ROMANI et al. (1979) señalan ya la existencia de varios niveles de terraza en el Mero y su equivalencia con los de otros cursos gallegos (Miño, Tambre, Louro) por

lo que afirma que la edad no puede ser la misma para todos y son partidarios de asignar los más antiguos (+ 60) a un Cuaternario inicial.

Según MONGE (in litt.) en la parte alta de la serie neógena de relleno de la cuenca terciaria de Meirama, aparecen gravas y arenas de características similares a las descritas en la asociación de facies proximales (incluyendo Gms). Podría pensarse en una correlación con los niveles más antiguos de la cuenca del Mero (+ 60, niveles I, I', I'') o algunos recientemente descubiertos, y no descritos en este trabajo, situados a una cota superior. Los depósitos citados por MONGE (in litt.), aparecen, sin embargo, situados a una cota muy inferior a la esperada, según esta hipótesis, y que vendría señalada por la línea I, I', I'' (ver Fig. 2), y el replano donde se sitúa la Cuenca de Meirama, y que identificaríamos así como un resto del antiguo perfil longitudinal del río Barcés. Además los depósitos descritos por MONGE (in litt.) aparecen fuertemente tectonizados y basculados (lo que por otra parte también podría justificar las diferencias de altura a las que antes aludíamos). Todo esto, sin embargo, no tendría otro interés que el de tratar de asociar la fase inicial en el desarrollo del sistema fluvial en la cuenca del Mero a un Terciario final, como ya apuntaban en cierto modo otros autores (NONN, 1966).

Los restantes niveles de la cuenca del Mero son progresivamente más modernos y ya deben haberse formado durante el Cuaternario. BUTZER (1987) señala que no existen indicios de correlación con niveles marinos eustáticos mas que a partir del nivel + 45 m (en el caso del Miño) por lo que los niveles de terraza solo podrían identificarse como correspondientes a interglaciares a partir de dicho nivel. Para la costa en los alrededores de A Coruña el nivel más alto identificado correspondería al + 25.

En el caso del Mero correspondería al nivel IV de la Fig. 2 (+ 25). Los depósitos de la cuenca del Mero ligados a corrientes de 2.º orden se correlacionarían con dicho nivel (IV + 25) considerando su altura relativa

sobre los cursos con los que se relacionan ahora (San Pedro de Nóns, Gándara) (+ 20 m).

Los depósitos correspondientes a la península de Sada constituirían un episodio mas moderno aún que el nivel IV del Mero, si atendemos a la altura que presentan sobre el nivel de base.

## CONCLUSIONES

Los depósitos sedimentarios aluviales de la cuenca del río Mero y península de Sada se originaron en dos tipos diferenciados de ambientes fluviales:

— Cinturones de canales móviles de tipo trenzado y

— Cursos/conos torrenciales.

Dichos ambientes pueden ser reconocidos gracias a las asociaciones de facies que presentan estos depósitos, habiéndose definido cuatro asociaciones diferentes (proximales medias y distales para los niveles de terraza del Mero, Barcés y Brexa (I, II, III y IV) más una cuarta para el resto de depósitos (asociación de curso/cono torrencial). Esta última presenta una gran variedad de facies por lo que su definición se ha basado en otros criterios).

La sedimentación se desarrolló en un contexto temporal con alternancia de períodos con predominio de procesos autocíclicos opuestos a períodos con mayor importancia de procesos alocíclicos correspondiendo a cada período un modelo de disección característico. Esta alternancia se habría repetido varias veces a lo largo del tiempo. Los períodos dominados por procesos autocíclicos estarían caracterizados por un modelo de disección negativo en el que los aportes laterales sobrepasarían la capacidad de evacuación de los ejes de drenaje produciéndose acumulación en los mismos edificándose por tanto las secuencias.

A diferencia de la situación anterior durante los períodos dominados por procesos alocíclicos el modelo de disección sería positivo dominando el encajamiento de los ejes

de drenaje respecto a los interfluvios produciéndose el aterrazamiento de los depósitos generados con anterioridad.

Esta alternancia obedecería en principio a causas climáticas aunque no se puede descartar la existencia de controles eustáticos o tectónicos.

Las secuencias originadas pueden ser interpretadas según las asociaciones de facies presentes. En la (Fig. 7) se muestra la evolución de una secuencia ideal. En dicha secuencia aparecen las tres asociaciones definidas para los niveles de terraza del Mero formando una secuencia grano y energía decreciente apoyada en un substrato de esquisto muy alterado (saprolita). Los bloques diagrama pretenden dar una idea tridimensional del antiguo lecho aluvial en tres etapas a lo largo de la construcción de la secuencia. Cada etapa aparece dominada por una asociación determinada. Este esquema, válido para los depósitos de terraza, sigue siendo válido para el resto en cuanto a disminución de tamaño de grano y energía si bien las facies que aparecerían en la secuencia no corresponderían a las asociaciones representadas.

Cronológicamente los depósitos sedimentarios de la cuenca del Mero corresponderían principalmente, a falta de datos más precisos, al Cuaternario en esta zona considerándose la posible atribución al Pliocuaternalio de los depósitos del nivel (+ 60).

*Recibido 30-I-87*

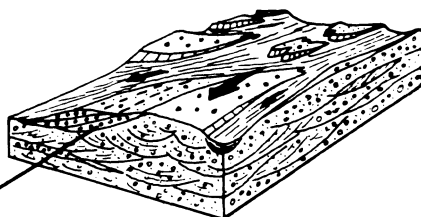
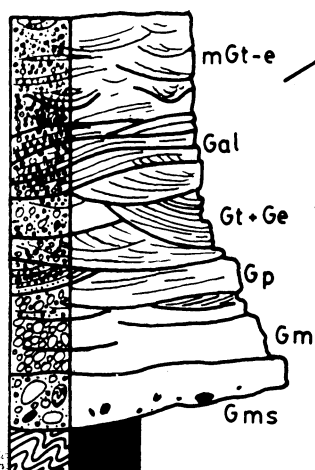
*Aceptado 28-3-87*

## AGRADECIMIENTOS

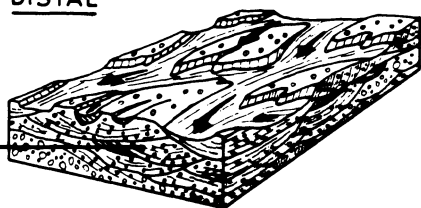
*Este estudio no habría sido posible sin el soporte proporcionado por el Laboratorio Xeolóxico de Laxe mediante la concesión de una beca.*

## MODELO LOCAL

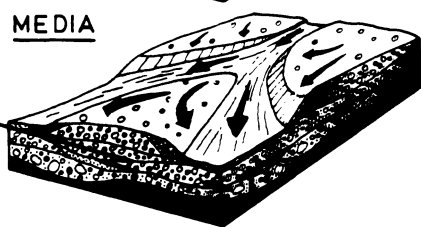
### SECUENCIA IDEAL



### DISTAL



### MEDIA



### PROXIMAL

### DEPOSITOS ALUVIALES DE LA CUENCA DEL MERO. CARACTERISTICAS

Niveles de terraza				Depósitos ligados a corrientes de segundo orden	Península de Sada (Mera, Sta. Cruz)
I	II	III	IV		
Gms en la base		Gm en contacto con el substrato (no aparece Gms)			
Paleogradiente propio de curso fluvial		Paleogradientes deposicionales propios de cursos y/o conos torrenciales (>10%.)			
Mezcla de cantos angulosos y subredondeados		Solo aparecen cantos angulosos			
3 Asociaciones de facies reconocidas		Gran variabilidad dentro de una misma asociación			

Fig. 7

## BIBLIOGRAFIA

- BUTZER, K. (1967). Geomorphology and stratigraphy of Paleolithic site of Budiño (provinz. Pontevedra, Spain). *Eisz und Gegenwart*. B. 18, pags. 82-103.
- ENGELS, J. P. (1974). Precambrian complexes in the hercynian of the North western península. *Conference Liblice «Precambrian des zones mobiles de l'Europe»*. 1972.
- FORBES, B. L. (1983). Morphology and sedimentology of sinuous gravel bed channel system; Lower Babage River, Yukon Coastal plain, Canada *Spec. Publsh. Int. Ass. Sedimen.* 6, 195-206.
- FRIEND, P. F. (1983). Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. *Spec. Publsh. Int. Ass. Sedimen.* 6, 345-354.
- HARMS, J. C. SOUTHARD, J. B., SPEARING, D. R., WALKER, R. G. (1975).  
Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Pal. Miner. Short Course n.º 2 (Dallas)*. 161 p.
- MACIAS, F. GARCIA PAZ, C. (1977). *Formaciones sedimentarias de las Mariñas. Estudio Mineralógico. Vol. Soc. Gal. Hist. Nat.* 1, 145-167.
- MACIAS, F. (1980). Los suelos rojos como indicadores climáticos en Galicia. *Gallaecia n.º 6*, 11-27.
- MACIAS, F., GARCIA PAZ, C., JIMENEZ, M., VILLAR, M. C. (1981).  
El factor material de partida de los suelos de las Mariñas. 2. Alteración de los esquistos en medios bien drenados. *Act. Cient. Comp.* 17., 265-291.
- MASSARI, F. (1983). Tabular cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates, Southern Alps. Italy. *Publsh. Int. Ass. Sediment.* 6, 287-300.
- MATTE, P., CAPDEVILA, R. (1978). Tectonique en grands plis couchés et plis emens superposés d'âge hercynien dans la serie de Ordenes-Betanzos. *Cuad. Sem. Est. Cer. Sargadelos*, 27. 193-202.
- MIALL, A. D. (1977). A review of the braided river depositional environments. *Scienc. Rev.* 3, 1-62.
- MIALL, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in a braided river deposits; 2 summary. En: *Mem. Can. Soc. Petr. Geol. Calgary*, 5, 597-604.
- MONGE, c. (in litt.). Estudio sedimentológico de la cuenca terciaria de Meirama: Un ejemplo de cuenca sedimentaria desarrollada sobre una falla de salto en dirección. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. n.º 11.
- NEMEC, W., STEEL, R. J. (1984). Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on a gravelly mass flow deposits. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 10 1-3.
- NONN, H. (1966). Les régions cotières de la Galice. Espagne. Etude géomorphologique. *Pub. de la Fac. des lettres de Université de Strasbourg. Fondation Baulig. Tome 3*. 575 pag.
- READING, S. G. (1978). Sedimentary environments and facies. *Blackwell Oxford*. 557 p.
- RUST, B. R. (1978). Depositional models for braided alluvium. En: *Fluvial Sedimentology Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5, 859 p.
- SMITH, N. D. (1974). Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse river, a braided outwash stream. *J. Geol.* 82, 205-224.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1977). Los depósitos sedimentarios del valle del Mero. La Coruña. *Gallaecia n.º 2* separat.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1978). El período Cuaternario en Galicia *Gallaecia n.º 3/4*. Separata.
- VIDAL ROMANI, J. R. PEREZ ALBERTI, A., GRAJAL, M. (1979).  
Testimonios de climas semiáridos en el Cuaternario de Galicia. En: *Actas de la 3.ª reunión nacional. Grupo Español de trabajo del Cuaternario*. El Cuaternario en medios semiáridos). Inst. Geog. Aplic. C. S. I. C. Madrid 1979.
- WILLIAMS, G. RUST, B. R. (1969). The sedimentology of a braided river. *Jour. Sed. Petrol.* V. 39, 649-679.







# Un programa basic para el dibujo de columnas estratigráficas

## A basic program for design of stratigraphic columns

TIZADO MORALES, E. J

Este trabajo proporciona el listado de un programa en Basic para el dibujo de columnas estratigráficas. Explica las líneas básicas de su estructura y como generar nuevos modelos de litologías.

**Palabras clave:** Programa basic, columnas estratigráficas

This paper gives a basic program for the drawing of stratigraphics columns. It explain something of structure and the way make new models of lithologys.

**Key words:** Basic program, stratigraphic columns

TIZADO MORALES, E. J  
Departamento de Biología Animal  
Facultad de Biología. Universidad de León  
24071 León

### INTRODUCCION

El presente trabajo tiene como finalidad explicar un programa basic que permite el dibujo de una forma sencilla, rápida y fiable de columnas estratigráficas.

El diseño de este programa nace con la necesidad por parte de estratígrafos, pa-

leontólogos, edafólogos ... de una herramienta de trabajo que les permita el dibujo fácil de columnas estratigráficas. Con este programa y para el fin que se pretende, solo será necesaria la introducción de las alturas de los estratos (en las mismas unidades absolutas o relativas todos ellos) y la litología de los mismos. Ofreciendo además la op-

ción de elegir el tamaño de la columna tanto en altura total como en anchura, con lo que el dibujo se puede adaptar a cualquier tipo de necesidades.

Los programas que se utilizarán son:

— ENTRADA. BAS.: necesario para la entrada de los datos a un fichero. El almacenar los datos, independientes del tamaño, permite dibujar la columna las veces que sea necesario al ser este fichero permanente.

— COLUMNAS. BAS.: es el programa que tomando los datos de un fichero, se encarga de dibujar la columna en la impresora. Este programa también incluye el menú para definir el tamaño de la columna.

## FUNCIONAMIENTO GENERAL DE LOS PROGRAMAS

El programa de ENTRADA. BAS.:

Este programa es muy sencillo y se encarga de pedir en primer lugar el nombre del fichero donde quiere almacenar los datos de la columna, la dimensión máxima de este nombre es de 8 caracteres más una extensión opcional de 3 caracteres, del modo: ???????.???, donde las «?» equivalen a un carácter.

Una vez introducido el nombre, interrogar sobre el número de estratos de la columna, entendiendo por estrato el bloque de una misma litología. Así mismo, permite la opción de introducir una alternancia de dos litologías.

Otro paso preguntará, tantas veces como estratos se hayan elegido, la clave de la litología y altura de cada uno. La unidad de medida de la altura de cada estrato no importa, pudiendo ser milímetros, centímetros... o unidades relativas y cuyo valor es independiente del tamaño de la columna que se imprima.

Para la entrada de las claves de las litologías aparece un menú de correspondencia. La clave «O», aunque no esta presente en el menú del programa, permite la entrada de

un «estrato» alternante, aunque sólo de dos litologías, pasando por las claves de las litologías alternantes así como por la altura total de la misma.

Una vez introducidos todos los datos, estos se almacenarán en un fichero con el nombre especificado anteriormente; pudiéndose volver a ejecutar el programa para introducir las litologías de otra columna.

El programa COLUMNAS. BAS.:

Este programa es bastante más complejo que el anterior y se encarga del dibujo de la columna en la impresora.

Una vez iniciado, preguntará primeramente por un número pseudoaleatorio comprendido en los límites indicados (*Random number seed* 1-32768 to 32767) que sirve para hacer irregular el margen derecho de la columna, dándole un aspecto más «real».

Posteriormente el programa entrará en la altura del menú para definir el tamaño de la columna que se va a imprimir. En este menú, primero se pregunta por la altura, dando las opciones de tamaño folio, medio folio, cuarto de folio o entrada en milímetros; esta última opción permite definir la altura en milímetros de una forma bastante aproximada, pudiendo componerse columnas de hasta varios metros. Luego preguntará por la anchura, con las mismas opciones que en la altura. Una vez elegidas, deberá pulsar RETURN, ENTER, INTRO, o ←, según el tipo de ordenador, si los datos introducidos son correctos u otra tecla si quiere modificarlos, en cuyo caso se reiniciará este menú.

La siguiente opción es la de dibujo en simple o doble densidad. La diferencia entre ambas es que, para la misma anchura, en doble densidad se trazan el doble de puntos que en simple densidad, con lo cual, la calidad final es mayor y aceptablemente buena para un dibujo definitivo; mientras que la simple densidad es útil como com-

probación del dibujo de la columna con los datos especificados, teniendo ésta la ventaja de que se dibuja con mayor rapidez. Un ejemplo de estas calidades de dibujo se pueden ver en la (Fig. 1).

Elegido el tamaño y calidad del dibujo, se interroga por el margen que se dejará a la izquierda de la columna y luego por el número de líneas que quiere que imprima delante de la misma, así como la separación entre ellas. Estas líneas tienen como fin el poder poner después el nombre de los pisos, zonas, ... facilitando más el completar el dibujo final de la columna. (Fig. 1)

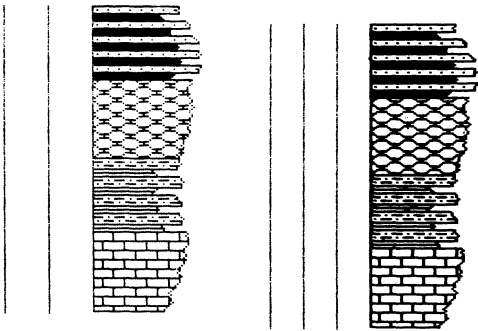


Fig. 1.

Contestadas todas las preguntas, ya sólo queda introducir el nombre del fichero de donde se van a tomar los datos (creado previamente con ENTRADA. BAS.), con lo que se comenzará a dibujar la columna en la impresora.

## ESTRUCTURA DEL PROGRAMA COLUMNAS. BAS.

En el programa principal COLUMNAS. BAS., se pueden identificar una serie de bloques que ejecutan o almacenan distintas partes o datos del programa. Estas partes, según las líneas que ocupan, son:

— 10-370. Esta parte se ocupa de inicializar la impresora, tomar los datos del fichero almacenándolos en variables de me-

moria para su uso en el programa, la entrada del margen izquierdo y del número y separación de las líneas delante de la columna.

— 380-410. Se encarga de mandar la línea superior de la columna.

— 420-840. Es el núcleo del programa, donde se interpretan los datos desde donde se mandan las órdenes hacia la impresora para imprimir la columna.

— 850-910. Esta sección es una subrutina a la que el programa accede repetidamente, encargándose de mandar a la impresora las líneas que anteceden a la columna.

— 920-1320. En esta parte el programa analiza los tramos alternantes. Su estructura es complicada por lo que no se debe modificar.

— 1330-1780. En esta subrutina se encuentra el menú para la especificación del tamaño y calidad de dibujo de la columna.

— 2000-2170. Esta subrutina de litologías sirve para que el programa escoja la litología adecuada según la clave introducida.

— 2500-2730. Es la rutina de dimensiones de las litologías. En ella están definidos el tamaño normal, altura cuando se usa en alternancia y dureza de cada litología (con el fin de que resalte o no).

— 3000-3880. Esta parte incluye las líneas donde están definidas las distintas litologías con una estructura binaria de unos y ceros.

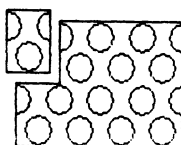
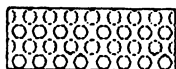
## MODIFICACIONES AL PROGRAMA

El programa está diseñado para que se pueda cambiar fácilmente. De todas formas, la modificación más interesante del programa es la posibilidad de definir nuevas litologías, lo cual permitirá adaptar el programa a las necesidades propias de cada uno.

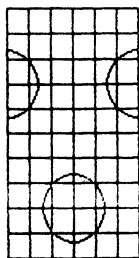
Para una mejor comprensión de como se definiría una nueva litología, vamos a se-

1.º Buscar la unidad litológica cuya relación horizontal y vertical diera como resultado la litología de conglomerado. Esta unidad podría ser algo similar a la (Fig. 2a).

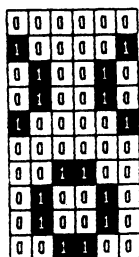
2.ª Pasar esta unidad a una estructura binaria de unos ceros y ceros. La mejor forma es dibujarla sobre una cuadrícula y rellenar aquellas casillas por donde pasa la línea (Fig. 2 b), siendo estos los unos, mientras que las casillas en blanco serían los ceros (Fig. 2 c). Una vez obtenida esta estructura binaria, se pasa al final del programa en las líneas que siguen a la última litología, y numeradas de 10 en 10. Si no se definieron otras litologías anteriormente sería:



a.- Definir la unidad litológica



b.- Dibujarla en una cuadrícula



c.- Definir los unos y ceros

3890	REM	*** CONGLOMERADO ***	
3900	DATA	0, 0, 0, 0, 0, 0	
3910	DATA	1, 0, 0, 0, 0, 1	
3920	DATA	0, 1, 0, 0, 1, 0	
3930	DATA	0, 1, 0, 0, 1, 0	
3940	DATA	1, 0, 0, 0, 0, 1	
3950	DATA	0, 0, 0, 0, 0, 0	10
3960	DATA	0, 0, 1, 1, 0, 0	
3970	DATA	0, 1, 0, 0, 1, 0	
3980	DATA	0, 1, 0, 0, 1, 0	
3990	DATA	0, 0, 1, 1, 0, 0	
		6	

3.º Añadir al final de la rutina de dimensiones de las litologías, que se inicia en 2500, una línea con los valores de anchura, altura normal, altura en alternancia y dureza de la litología. Las dimensiones se refieren a los 1/0 empleados en la definición de la litología y que en nuestro caso sería:

2730 DATA 6,10, 6,B: REM \*\*\* CONGLOMERADO \*\*\*

Estos valores quieren decir que en cada línea DATA hay 6 1/0 (anchura), que hay 10 líneas DATA (altura normal) y que cuando se use esta litología en una alternancia, el programa imprimirá los valores de las 6 primeras líneas DATA del conjunto. Normalmente este valor es inferior a la altura total definida para la litología, pero puede ser superior; p. ej. en las pizarras negras la altura normal es de 1, mientras que la de alternancia es de 4, esto hace que aparezca en la alternancia, la pizarra no en una sola línea sino en 4 para que se pueda percibir. Finalmente sigue el dato de dureza que puede ser litología dura (D) o blanda (B) cuyo fin es que resalte o no sobre otras litologías.

También en esta misma subrutina, hay que modificar la línea 2510 de forma que la variable NL (Número de Litologías) valga uno más que el valor que posee, dado que se ha añadido una nueva litología. En este caso 2510 en que NL = 12 se convertirá en la línea 2510 NL = 13.

Fig. 2

4.º Añadir al final de la rutina de litologías que se inicia en 2000, una nueva lí-

nea de número igual a la última más 10. Así se añadirá la línea:

2180 RESTORE 3900: GOTO 2010: REM \*\*\* CONGLOMERADO \*\*\*

siendo el único valor distinto de las líneas anteriores el 3900 cuyo significado es el de la primera línea DATA del programa donde se haya definida, con unos y ceros, la litología correspondiente.

5.º Finalmente añadir al final de la línea 480: «, 2180» donde 2180 es el número de la línea añadida en el apartado anterior.

6.º Ya sólo queda modificar el programa ENTRADA. BAS, creando una nueva línea que contenga el nombre de la litología definida y la clave numérica ordinalmente consecutiva, de forma que aparezca en el menú. En este ejemplo concreto se añadirá:

311 PRINT «CONGLOMERADO» .....13»

Para aquellos que sepan algo de BASIC, cabe explicar que todas estas modificaciones se deben a que el programa almacena los datos en la matriz M (ML, 2), cuya estructura es igual al de una matriz matemática y donde ML es el número de estratos definidos en la columna e igual al número de filas de la matriz; 2 es el número de columnas, que para cada fila son los datos de cada estrato, de forma que en la columna 1 se almacena la altura y en la 2 la clave de su litología.

La línea 480 no es más que una bifurcación del programa para tomar una nueva litología según la clave (almacenada en M (X,2) y donde X varía entre 1 y ML) saltan-

do a una línea distinta del programa. Si se definen muchas litologías esta línea tiende a ser muy larga pudiéndose sustituirse por la forma:

480 GOSUB (2050 + M (X,2) \* 10)

con la condición de que, en la subrutina de litologías que se inicia en 2500, la litología con la clave 1 tenga su bifurcación en la línea 2060 y que las claves de valores consecutivos tengan líneas con numeración seguida a esta en valores de 10 en 10.

La ventaja de esta forma es que ya no es necesario modificarla cuando se definan nuevas litologías.

Se entiende por bifurcación a la línea de la forma:

(n\_lin) RESTORE (data 1): GOTO 2010: REM nombre litología.

que aparecen en la subrutina de litologías y donde los valores entre paréntesis, únicos variables, significan lo siguiente:

— n\_lin: Número de la línea del programa, que debe ser múltiplo de 10 y en valor consecutivo a los anteriores.

— data 1: Número de la línea del programa donde se encuentra la primera línea DATA del bloque de definición de la litología correspondiente.

El programa funcionaría del modo siguiente: cuando se encuentra una nueva li-

tología salta a la línea 2050 + clave \* 10 en la nueva forma, mientras que en la del listado va a la línea indicada en la posición de la clave después del GOSUB. Al saltar a esta línea se encuentra con RESTORE Nº cuyo valor le indica donde empieza a definirse la litología. Como se puede ver este proceso es independiente de la litología en sí; sólo depende del valor de la clave lo que permite alterar el orden de las litologías sin tener más que cambiar estos parámetros de acuerdo con el valor asignado a la clave.

## VELOCIDAD DEL PROGRAMA

La velocidad del programa es aceptable para la complejidad del resultado. Depende además del número de líneas precolumnares que se dibujen, de forma que cuantas más tenga que imprimir, más lento será el dibujo de toda la columna.

- Añadir una línea 5 REM, DYNAMIC
- Cambiar la línea 100 a: 100 RANDOMIZE: KEY OFF: DIM AT (20,3): DIM DR, (20)
- Cambiar la línea 2010 a: 2010 ERASE LIT: REDIM LIT (C2,C1)
- Añadir una línea 2515 ERASE AT, DR,
- Cambiar la línea 2520 a: 2520 REDIM AT (NL,3): REDIM DR, (NL)

Con estas modificaciones ya se puede proceder a compilar el programa con lo que se gana bastante velocidad en la impresión de la columna.

## UN EJEMPLO PASO A PASO

Para una mayor claridad y completar lo expuesto en secciones anteriores, se va a explicar aquí como se procede para el dibujo de una columna.

De todas formas este programa en basic se puede compilar para generar un fichero binario y directamente ejecutable desde el sistema operativo del ordenador. Para ello, es necesario un compilador para Gw-Basic y unas ligeras modificaciones al listado:

Se utiliza la letra cursiva para diferenciar lo que aparece en el ordenador de lo que se escribe desde el teclado. El símbolo — corresponde a la tecla RETURN, ENTER, INTRO o el propio símbolo — según el tipo de ordenador.

La columna que se va a dibujar es la de la (Fig. 3) y primeramente se ha de generar un fichero con el programa ENTRADA. BAS. con los siguientes datos:

Nombre del fichero: Abadia  
Número de estratos: 10

Litologías	Altura relativa	Secuencia de teclas a pulsar
Pizarras	25	11 → 25 →
Margas	15	8 → 15 →
Pizarras	480	11 → 480 →
Alter- nancia: calizas a- renosas y margas	555	0 → 7 → 8 → 555 →
Calizas	198	1 → 198 →
Margas	43	8 → 43 →
Calizas	45	1 → 45 →
Pizarras	88	11 → 88 →
Limolitas	88	3 → 88 →
Pizarras	210	11 → 210 →

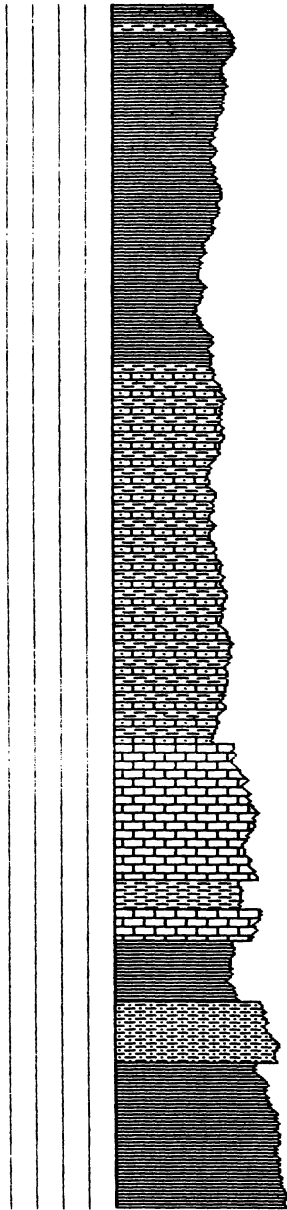


Fig. 3

Una vez generado el fichero, encendemos la impresora e iniciaremos el programa COLUMNAS. BAS. con Run ↵, respondiendo, para este ejemplo, de la siguiente forma:

Random number seed (-23768 to 36767) ?  
100 ↵ (o cualquier otro número comprendido entre estos márgenes).

#### ALTURA DE LA COLUMNA

FOLIO COMPLETO..... 1  
MEDIO FOLIO..... 2  
CUARTO DE FOLIO..... 3  
ENTRADA EN mm..... 4

ELIJA OPCION POR NUMERO? 1 ↵

#### ANCHURA DE LA COLUMNA

FOLIO COMPLETO..... 1  
MEDIO FOLIO..... 2  
CUARTO DE FOLIO..... 3  
ENTRADA EN mm..... 4

ELIJA OPCION POR NUMERO? 4

¿Cuantos mm.? 20 ↵

(elegimos una anchura media de la columna de 20 mm. Este valor puede cambiar según el número aleatorio elegido).

PULSE «RETURN» SI ACEPTA LOS VALORES

SIMPLE DENSIDAD..... 1  
DOBLE DENSIDAD..... 2

ELIJA OPCION POR NUMERO? 2 ↵

COMENZAR EL LA COLUMNA ? 10 ↵

NUMERO DE COLUMNAS DELANTE DE LA COLUMNA ? 4 ↵

SEPARACION ENTRE ELLAS (30) ? 20 ↵  
(Si responde con 0 ó ↵directamente se toma por defecto la separación de 30).

NOMBRE DEL FICHERO ? Abadia ↵

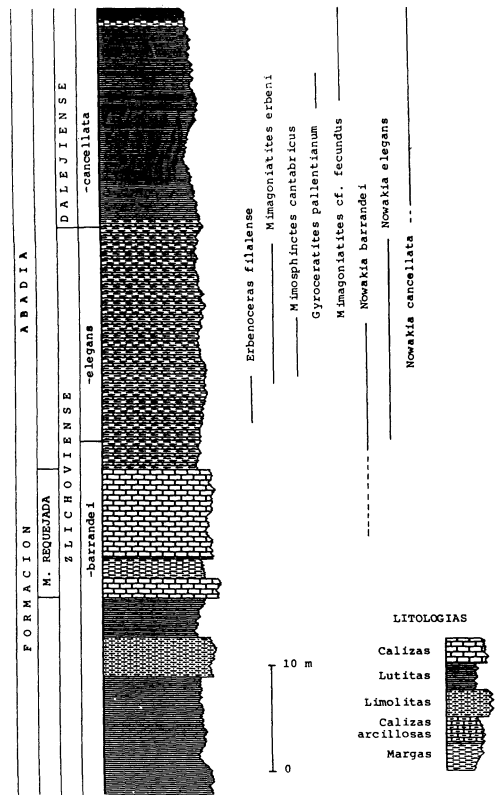
Una vez completado todo esto, veremos como el ordenador toma los datos del fichero apareciendo en la pantalla, tantas veces

como estratos, mensajes de la forma: ES-TRATO No. X (donde X varia de 1 a 10 en este ejemplo) y al final del cual, comenzará a imprimirse la columna en la impresora (Fig. 3).

Por último, ya sólo queda completarla con los datos de pisos, zonas... pudiendo quedar una columna definitiva como la (Fig. 4).

Recibido 4-VI-87  
Aceptado 30-VI-87

Fig. 4. Distribución sintética de Ammonoideos y Dacrioconáridos en los tramos de alternancia superpuestos al M. Requejada de la Fm. Abadía. Según MONTESINOS y TRUYOLS-MASSONI (in liH).





## APENDICE 1

## LISTADO DEL PROGRAMA ENTRADA. BAS.

```

10  CLS: KEY OFF
20  INPUT «NOMBRE DEL FICHERO», Fs
30  CLS: OPEN «0», 9, Fs
40  INPUT «NUMERO DE ESTRATOS», ST: PRINT # , 9 ST
50  CLS: FOR X = 1 TO ST
60  GOSUB 180
70  PRINT «ESTRATO No. », X: PRINT
80  INPUT «CLAVE DE LITOLOGIA (O SI QUIERE ALTERNANCIA);«, M: PRINT
   # 9,M1
90  IF M <> THEN INPUT «ALTURA DEL ESTRATO: », M1: PRINT # 9, M1: GOTO
   140
100 PRINT
110 INPUT «CLAVE DE LA LITOLOGIA 1: », A1: PRINT # , 9 A1
120 INPUT «CLAVE DE LA LITOLOGIA 2: », A2: PRINT # , 9 A2
130 INPUT «ALTURA TOTAL DE LA ALTERNANCIA: », AT: PRINT # 9, AT
140 CLS
150 NEXT X
160 CLOSE # 9
170 END
180 'MENU DE LAS CLAVES LITOLÓGICAS'
190 PRINT: PRINT
200 PRINT: «CALIZAS ..... 1»
210 PRINT: «DOLOMIAS ..... 2»
220 PRINT: «LIMOLITAS ..... 3»
230 PRINT: «CALIZAS NODULOSAS ..... 4»
240 PRINT: «CALIZAS ARCILLOSAS ..... 5»
250 PRINT: «CALIZAS CON BIRDESEYES ..... 6»
260 PRINT: «CALIZAS ARENOSAS ..... 7»
270 PRINT: «MARGAS ..... 8»
280 PRINT: «CUARCITAS ..... 9»
290 PRINT: «ARENISCAS ..... 10»
300 PRINT: «PIZARRAS ..... 11»
310 PRINT: «PIZARRAS NEGRAS ..... 12»
320 PRINT:
330 RETURN

```

## APENDICE 2

## LISTADO DEL PROGRAMA COLUMNAS. BAS.

```

10 REM
20 REM *****
30 REM ** COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS **
40 REM **
50 REM ** E. JORGE TIZADO 1987 **
60 REM **
70 REM *****
80 REM
90 LPRINT CHR$_ (27); «    »: WIDTH LPRINT 255
100 RANDOMIZE: KEY OFF
110 GOSUB 1330: GOSUB 2510: DIM LIT (20, 20)
120 CLS: INPUT «COMENZAR EN LA COLUMNA»; TB; CLS
130 LPRINT CHR$_ (27); CHR$_ (TB)
140 CLS: INPUT «NUMERO DE LINEAS DELANTE DE LA COLUMNA»; NLP
150 PRINT: INPUT «SEPARACION ENTRE ELLAS (30)»; SEP
160 IF SEP = 0 THEN SEP = 30
170 CLS
180 INPUT «NOMBRE DEL FICHERO»; F$_
190 OPEN «I», 9, F$_
200 INPUT # , MI
210 CLS
220 DIM M (MI, 2): DIM ALT (MI, 4)
230 AT = 0: CLV = 0
240 FOR X = 1 TO MI
250 PRINT «ESTRATO No »; X: PRINT
260 INPUT # 9, M (X,2)
270 IF M (X, 2) = 0 THEN ALT (X,1) = 1: INPUT # 9, ALT (X, 3): INPUT #9, ALT (X,
4): CLV = 1
280 INPUT # 9, M (X,1)
290 AT = AT + M (X,1)
300 NEXT X
310 FOR X = 1 TO MI
320 IF M (X,2) = 0 THEN ALT (X,2) = INT (M (X,1) * LARGO/AT)
330 M (X,1) = INT (M (X,1) * LARGO/AT)
340 NEXT X
350 IF CLV = 1 THEN GOSUB 920
360 LPRINT CHR$_ (27); «3»; CHR$_ (3)
370 GOSUB 850
380 REM ** LINEA SUPERIOR DE LA COLUMNA **
390 RP = 2: IF D$_ = «L» THEN MP = 2: RP = 4
400 LPRINT CHR$_ (27); D$_ ; CHR$_ (ANCHO 1 + RP); CHR$_ (ANCHO 2)
410 FOR W = 1 TO ANCHO + R-1: LPRINT CHR$_ : NEXT W: LPRINT CHR$_ (1)
420 REM ** DIBUJO DE LA COLUMNA EN IMPRESORA **

```

```

430 M (0,2) = M (1,2):JM = -1
440 FOR X=1 TO MI
450 C2 = AT(M(X,2),2): C1 = AT (M(X,2), 1)
460 ON M (X,2) GOSUB 2060, 2070, 2080, 2090, 2100, 2110, 2120, 2130, 2140, 2150,
2160, 2170
470 M (X,1) = M (X,1)-1
480 COUNT = 1: IF DRs (M (X-1,2)) = «D» AND DRs (M (X,2)) = «B» THEN AN-
CHO 1 = ANCHO 1-5 * RP
490 IF DRs (M (X-1, 2)) = «B» AND DRs (M (X,2)) = «D» THEN ANCHO 1 = AN-
CHO 1 + 5 * RP
500 MP = 1: RP = 2: IF Ds = «L» THEN MP = 2: RP = 4
510 FOR LG = 1 TO M (X, 1)
520 COL = 1
530 GOSUB 850
540 ALEAT = INT (RND*3 + 1)-2: ANCH 1 = INT (ANCHO 1 + MP*ALEAT)
550 IF ANCH 1 > 255 AND ANCHO 1 <= 255 THEN ANCHO 2 = ANCHO 2 + 1:
ANCHO 1 = ANCHO 1-256
560 IF ANCH 1 <= 255 AND ANCHO 1 <= ANCHO 255 THEN ANCHO 2 = AN-
CHO 2-1: ANCH 1 = ANCH 1- 256
570 ANCHO 1 = ANCH 1
580 LPRINT CHRs(27); Ds ; CHRs (ANCHO 1 + RP); CHRs (ANCHO 2)
590 LPRINT CHRs (1);: IF Ds = «L» THEN LPRINT CHRs (1)
600 DV = 1: IF Ds = «L» THEN DV = 2
610 FOR W = 1 TO ANCHO 1/DV
620 LPRINT CHRs (LIT (COUNT, COL))
630 IF Ds = «L» THEN LPRINT CHRs (LIT (COUNT, COL));
640 COL = COL + 1: IF COL > C1 THEN COL = 1
650 NEXT W
660 LPRINT CHRs (1);: IF Ds = «L» THEN LPRINT CHRs (1);
670 LPRINT: COUNT = COUNT + 1: IF COUNT > C2 THEN COUNT = 1
680 NEXT LG
690 GOSUB 850
700 LPRINT CHRs (27); Ds ; CHRs (ANCHO 1 + RP); CHRs (ANCHO 2);
710 LPRINT CHRs (1);: IF Ds = «L» THEN LPRINT CHRs (1);
720 FOR W = 1 TO ANCHO 1: LPRINT CHRs (1);: NEXT W
730 IF X >= MI GOTO 790
740 IF DRs (M (X,2)) = «D» GOTO 790
750 IF DRs (M (X + 1, 2)) = «B» GOTO 790
760 LPRINT CHRs (1);: IF Ds = «L» THEN LPRINT CHRs (1);
770 LPRINT CHRs (27); Ds ; Ds ; DHRs (5*RP);CHRs (0);
780 FOR W = 1 TO 7*RP-RP/2;: LPRINT CHRs (1); NEXT W
790 LPRINT CHRs (1);: IF Ds = «L» THEN LPRINT CHRs CHRs (1);
800 LPRINT
810 NEXT X
820 GOSUB 850
830 LPRINT CHRs (27); «      »
840 END
850 REM ** LINEAS DELANTE DE LA COLUMNA **

```

```

860 IF NLP = 0 THEN RETURN
870 FOR L = 1 TO NLP
880 LPRINT CHR$(27); D$ ; CHR$(SEP); CHR$(0); CHR$(1);
890 FOR R = 1 TO SEP-1; LPRINT CHR$(0); NEXT R
900 NEXT L
910 RETURN
920 REM ***** ALTERNANCIAS *****
930 ESTR = 0: DIM ST (200, 2)
940 FOR X = 1 TO MI
950 IF ALT (X,1) = 0 THEN GOTO 1220
960 ALGR = ALT (X,2)
970 AT1 = AT (ALT (X,3), 3) + 1
980 AT2 = AT (ALT (X,4), 3) + 1
990 IF AT1 > = AT2 THEN P1 = AT1: P2 = INT (AT2*INT(AT1/AT2))
1000 IF AT2 > AT1 THEN P1 = AT2: P2 = INT (AT1*INT (AT2/AT1))
1010 PT = P1 + P2
1020 IF AT1 > = AT2 THEN LTL = 2 ELSE LTL = 3
1030 NES = INT (ALGR/PT): SOB: INT (ALGR-PT*NES)
1040 AD = INT (SOB/P1): NES = NES*2
1050 IF AD = 1 THEN NES = NES + 1: SOB = SOB-P1
1060 FOR T = 1 TO NES
1070 ESTR = ESTR + 1
1080 LTL = LTL + 1: IF LTL > 4 THEN LTL = 3
1090 LT = ALT(X,LTL)
1100 IF AT1 > = AT2 THEN ALP = P1: IF LTL = 4 THEN ALP = P2
1110 IF AT2 > AT1 THEN ALP = P2: IF LTL = 4 THEN ALP = P1
1120 ST(ESTR,1) = ALP
1130 ST(ESTR,2) = LT
1140 NEXT T
1150 IF SOB < 4 GOTO 1250
1160 ESTR = ESTR + 1
1170 LTL = LTL + 1: IF LTL > 4 THEN LTL = 3
1180 LT = ALT(X,LTL)
1190 ST(ESTR,1) = SOB
1200 ST(ESTR,2) = LT
1210 GOTO 1250
1220 ESTR = ESTR + 1
1230 ST(ESTR,1) = M(X,1)
1240 ST(ESTR,2) = M(X,2)
1250 NEXT X
1260 ERASE M: DIM M (ESTR,2): MI = ESTR
1270 FOR X = 1 TO MI
1280 FOR Y = 1 TO 2
1290 M (X,Y) = ST(X,Y)
1300 NEXT Y: NEXT X
1310 ERASE ALT, ST
1320 RETURN
1330 REM ***** MENU *****

```

```

1340 REM ** ALTURA DE LA COLUMNA **
1350 CLS: TMs = « ALTURA DE LA COLUMNA»
1360 GOSUB 1710
1370 LOCATE 22, 1: PRINT «ELIJA OPCION POR NUMERO»
1380 INPUT A
1390 IF A < 0 OR A > 4 GOTO 1350
1400 LOCATE 22,1: PRINT «    »
1410 IF A = 1 THEN LARGO = 700
1420 IF A = 2 THEN LARGO = 350
1430 IF A = 3 THEN LARGO = 175
1440 IF A = 4 THEN LOCATE 22,1: INPUT «Cuantos mm.»; MM: LOCATE
    22,1: PRINT «    »: LARGO = INT(MM*7/3 + 5)
1450 REM ** ANCHURA DE LA COLUMNA **
1460 TMs = « ANCHURA DE LA COLUMNA»
1470 CLS: GOSUB 1710
1480 LOCATE 22,1: PRINT «ELIJA OPCION POR NUMERO»
1490 INPUT A
1500 IF A < 1 OR A > 4 GOTO 1460
1510 LOCATE 22,1: PRINT «    »
1520 IF A = 1 THEN ANCHO = 400
1530 IF A = 2 THEN ANCHO = 200
1540 IF A = 3 THEN ANCHO = 100
1550 IF A = 4 THEN LOCATE 22,1: INPUT «Cuantos mm.»; MM: LOCATE 22,1: PRINT
    «    »: ANCHO = INT(MM*400/215 + .5)
1560 LOCATE 22,1: PRINT «PULSE «RETURN» SI ACEPTA LOS VALORES»
1570 As = INKEYs : WHILE As = «»: GOTO 1570: WEND
1580 IF ASC (As ) < > 13 THEN GOTO 1350
1590 CLS
1600 PRINT: PRINT: PRINT
1610 PRINT: « SIMPLE DENSIDAD.....1»: PRINT
1620 PRINT: « DOBLE DENSIDAD.....2»
1630 LOCATE 22,1: PRINT «ELIJA OPCION POR NUMERO»
1640 INPUT A
1650 IF A < OR A > GOTO 1590
1660 IF A = 1 THEN TP = 1: DT = 1: ANCHO = ANCHO: Ds = «K»
1670 IF A = 2 THEN TP = 2: DT = 1: ANCHO = 2*ANCHO: Ds = «L»
1680 ANCHO 2 = INT(ANCHO/256): ANCHO 1 = (ANCHO/256-ANCHO 2)*256
1690 IF (ANCHO 1/2-INT (ANCHO 1/2)) < > 0 THEN ANCHO 1 = ANCHO 1 + 1:
    ANCHO = ANCHO + 1
1700 RETURN
1710 REM ** OPCIONES **
1720 PRINT: PRINT
1730 PRINT TMs
1740 PRINT: PRINT « FOLIO COMPLETO.....1»
1750 PRINT: PRINT « MEDIO FOLIO.....2»
1760 PRINT: PRINT « CUARTO DE FOLIO.....3»
1770 PRINT: PRINT « ENTRADA EN mm.....4»
1780 RETURN

```



```

3050 DATA 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1
3060 DATA 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3070 DATA 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3080 DATA 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3090 DATA 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3100 DATA 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1
3110 REM *** DOLOMIAS ***
3120 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0
3130 DATA 0, 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0
3140 DATA 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3150 DATA 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1
3160 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 1
3170 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 0
3180 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 0, 0
3190 DATA 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1
3200 DATA 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3210 DATA 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3220 DATA 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3230 DATA 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1
3240 REM *** LIMOLITAS ***
3250 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3260 DATA 1, 1, 1, 1, 0, 0, 1, 0, 0, 1
3270 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3280 DATA 0, 1, 0, 0, 1, 1, 1, 1, 1, 0
3290 REM *** CALIZAS NODULOSAS ***
3300 DATA 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0
3310 DATA 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 1, 1, 1
3320 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 0
3330 DATA 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 1, 1, 1
3340 DATA 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0
3350 DATA 0, 0, 1, 1, 1, 1, 1, 0, 0, 0, 0, 0
3360 DATA 0, 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3370 DATA 0, 0, 1, 1, 1, 1, 1, 0, 0, 0, 0, 0
3380 REM *** CALIZAS ARCILLOSAS ***
3390 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 0
3400 DATA 0, 0, 1, 1, 1, 0, 0, 0, 1, 0
3410 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 0
3420 DATA 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1
3430 DATA 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3440 DATA 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 1, 1, 1
3450 DATA 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0
3460 DATA 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1
3470 REM *** CALIZAS CON BIRDESEYES ***
3480 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 0
3490 DATA 0, 0, 1, 1, 0, 0, 1, 0, 0, 1, 0
3500 DATA 0, 1, 0, 0, 1, 1, 0, 0, 0, 1, 0
3510 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 0
3520 DATA 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1

```

3530 DATA 0, 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0  
3540 DATA 0, 1, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 1, 1, 0  
3550 DATA 1, 0, 0, 0, 1, 0, 0, 1, 0, 0, 1  
3560 DATA 0, 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0  
3570 DATA 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1  
3580 REM \*\*\* CALIZAS ARENOSAS \*\*\*  
3590 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 0  
3600 DATA 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 1, 0  
3610 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 0  
3620 DATA 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1  
3630 DATA 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0  
3640 DATA 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 1, 0  
3650 DATA 0, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0  
3660 DATA 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1  
3670 REM \*\*\* MARGAS \*\*\*  
3680 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0  
3690 DATA 1, 1, 1, 1, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 1  
3700 DATA 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0  
3710 DATA 0, 0, 0, 0, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1  
3720 REM \*\*\* CUARCITAS \*\*\*  
3730 DATA 0, 0, 0, 0, 0  
3740 DATA 0, 0, 1, 0, 0  
3750 DATA 0, 0, 0, 1, 0  
3760 DATA 0, 0, 1, 0, 0  
3770 DATA 0, 0, 0, 0, 0  
3780 DATA 1, 1, 1, 1, 1  
3790 REM \*\*\* ARENISCAS \*\*\*  
3800 DATA 0, 0, 0, 0, 0  
3810 DATA 0, 1, 0, 0, 0  
3820 DATA 0, 0, 0, 0, 0  
3830 DATA 1, 1, 1, 1, 1  
3840 REM \*\*\* PIZARRAS \*\*\*  
3850 DATA 0  
3860 DATA 1  
3870 REM \*\*\* PIZARRAS NEGRAS \*\*\*  
3880 DATA 1  
3890 REM ZONA PARA AÑADIR NUEVAS LITOLOGIAS



## **II. XEOMORFOLOXIA**





# Síntesis de procesos geomorfológicos en el límite galaico-astur

## Synthesis of geomorphological processes in the «Galaico-Astur» Bounds

ASENSIO AMOR, I y GONZALEZ MARTIN, J. A.

En este trabajo se analizan los distintos procesos geomorfológicos que han intervenido en el modelado de formas en el sector Galaico-Astur. Actualmente, los procesos de índole dinámica (fluviales, marinos, etc.) y los edafogenéticos son los que muestran una mayor incidencia aunque condicionados por la influencia de factores estructurales y de orden climático; buena parte de su eficacia está favorecida, igualmente, por las acciones antrópicas.

En lo que respecta a los procesos antiguos, éstos vuelven a revestir su mayor importancia dentro de la tipología dinámica; no obstante, ellos presentan una originalidad más contrastada al haber actuado bajo condiciones climáticas más rigurosas y extremas, y con niveles de base marinos muy diferentes.

**Palabras clave:** Procesos geomorfológicos

In this synthesis we analyse the several geomorphological processes that have contributed to model the landforms in the «Galaico-Astur» area. At present, the dynamic nature processes (fluvial, marine, etc.) show a greater incidence though they are conditioned by the influence of climatic and structural factors; most of their efficacy results also increased by anthropactions.

As regards the ancient processes, those of dynamic type are again the more important ones. Furthermore, they appear more stressed because their action was performed on different sea-marine levels and their effects were reinforced by extreme and severe climatic conditions.

**Key words:** Geomorphological processes

## ALTERACIONES SOBRE AFLORAMIENTOS «IN SITU»

El modelado del dominio eruptivo de este sector se ha generado, fundamentalmente, a través de procesos de alteración y de barrido de arenas, sin duda, acontecidos en distintas etapas y bajo contrastados ambientes climáticos, quizás sólo abordables merced a un estudio mineralógico de los componentes arcillosos.

Como resultante de estas complejas acciones, se advierte la existencia de berrocales y canchales en cuya génesis intervienen varios factores, pero esencialmente su textura (grano grueso, fino, etc.) y sus circunstancias tectónicas (grado de tectonización, diaclasamiento, etc.). Ambos han guiado la arenización del material y el progreso de los perfiles de alteración, al permitir la infiltración y circulación de aguas en profundidad (así como de sus acciones químicas) por planos perpendiculares y paralelos, con separaciones muy variadas.

En ciertas ocasiones, la intensa meteorización del roquedo motiva la aparición de fragmentos resistentes, con un núcleo relativamente fresco que a su vez muestra una progresiva alteración hacia sus áreas externas; su evolución y escamación conllevan el origen de bloques más o menos redondeados (esféricos, ovoidales) en un ámbito prismático o pinacoidal.

Finalmente, señalar que este tipo de formas y procesos aparecen sobre afloramientos diabásicos (playa de Rego, al W. de Rinlo: ASENSIO, 1985).

## PROCESOS DE ATAQUE Y ABRASION MARINA EN EL LITORAL

Las marejadas presentes y pretéritas del Mar Cantábrico han dejado sus huellas sobre el roquedo esquitoso (Paleozoico inferior) sito en este litoral, originando cantiles y formas escarpadas con entrantes más o menos pronunciados. En la génesis de esta

morfología intervienen, con distinto signo, numerosos factores que sintetizados de un modo esquemático serían los siguientes: violencia y eficacia del oleaje, naturaleza del roquedo, estructura tectónica, grado de alteración de los afloramientos y las herencias climáticas del pasado.

Efectivamente, los procesos de ataque y abrasión marina y sus condicionantes erosivos (frecuencia, intensidad, duración, dirección, etc.) socavan gradualmente la base de los acantilados y abren cuevas (rocas poco resistentes y/o muy diaclasadas o falladas) que con el paso del tiempo dejan sin sustentación a los paneles rocosos de los segmentos medios y superiores de los cantiles; así, su progresivo derrumbe origina una evolución por retroceso de los acantilados; ésta se manifiesta actualmente (modificaciones sufridas hace unos años en los parajes de la ría del Eo, entre el Castillo de San Damián y Peña Furada, carretera del Faro: Foto 1.<sup>a</sup> y 2.<sup>a</sup>) y confiere a esta costa el carácter «juvenil» que desde hace tiempo venimos indicando. Este frente costero presenta una morfología tallada por altos cantiles, generalmente, precedidos de un arrasamiento rocoso intermareal que alterna con playas de muy pequeña extensión (ASENSIO, 1970: ASENSIO, 1975).

Sin embargo, en la destrucción de acantilados también tienen influencia notable otros factores, tales como la naturaleza litológica del roquedo, su disposición y grado de fracturación. El carácter textural y estructural de los materiales de este sector lo forma un extenso y monótono pizarral, de tipo arcilloso-areniscoso en el que se intercalan capas de pizarras areniscosas o de areniscas cuarcitosas, cuyo comportamiento resistente a la erosión plantea una actuación diferencial a la misma, que explica el aspecto recortado y con numerosos entrantes que ofrece la línea de costa. Igualmente, el carácter articulado de la costa responde también a la notable influencia que las condiciones tectónicas antiguas (Hercínico) han impuesto en la región: toda la formación pizarrosa se



Fotos 1 y 2. Aspectos de la destrucción de la carretera del Faro y frente acantilado, como consecuencia de procesos naturales en la evolución de costas.

encuentra plegada y arrumbada hacia el N. y se advierten pliegues en rodilla, basculaciones, etc. y una extensa fracturación que se manifiesta de modo especial en la ría del Eo, donde esta coincide con una falla que puede observarse en los cantiles de Arnao. Finalmente, la acción de paleoclimas (unos fríos con gelivación y gelifluxión) y otros más templados y húmedos han originado una variada serie de modificaciones en los roquederos litorales que han sido aprovechados por la dinámica marina.

## PROCESOS EOLICOS

En los ambientes litorales, los procesos eólicos pueden ser de dos clases: directos a través del transporte de materiales y forma-

ción de dunas, e indirectos, donde la influencia del viento sobre la superficie de las aguas marinas es capaz de engendrar algunas pequeñas acumulaciones complejas.

Ambos tipos se registran en el momento actual (o en tiempos recientes) sobre este sector litoral; los primeros actuando sobre las arenas de las playas susceptibles por su tamaño de ser incorporadas a la discontinua dinámica eólica y construyendo pequeñas acumulaciones y los segundos originando depósitos de arenas finas y muy finas en la parte alta de los acantilados (Arnao, zona inmediata Isla Pancha, escarpes orientales de la ensenada de Villaselán, etc.). En lo que respecta a esta variedad de acumulaciones, se puede decir que su origen amorfo se encuentra vinculado a los días de fuerte temporal en los que las aguas marinas rompen violentamente al pie de los escarpes y los rociones de agua, que se forman mezclados con la espuma, arrastran masas arenosas y restos orgánicos (conchuelas, trozos de caparzones procedentes de los playazos, etcétera). La masa de arena, así como la conchuela, no ocupan un determinado nivel sino que reposan a diferentes alturas sobre el punto medio de la marea; estos conjuntos ofrecen cierta consistencia y ofrecen disposición en capas, siendo éstas muy irregulares en potencia y extensión, no sobrepasando el metro de espesor. A primera vista, la masa de arenas con conchuela y conchas pudiera relacionarse con un antiguo depósito playero, pero tal acumulación no es más que el resultado de la acción del oleaje en días de temporal y fuerte viento.

Por otro lado, auténticas acciones eólicas, mucho más antiguas han dejado testigos de indudable interés; su ejemplo más sobresaliente se ubica en el paraje «Campón-La Viña», en la margen oriental de la ría de Ribadeo; en este lugar, la acumulación eólica (Foto 3.<sup>a</sup>) se apoya sobre un depósito de terraza fluvio-marino (Mindel-Riss); en ella, sus fragmentos fluviales sufrieron una intensa modificación por las aguas marinas, en un momento de transgre-



Foto 3. Duna litoral antigua de arenas finas y muy finas, margen oriental de la Ría de Ribadeo.

sión glacio-eustática; una nueva situación climática conlleva la regresión del mar y una fuerte actividad eólica permite la sedimentación sobre la terraza de materiales finos accionados por el viento, dando lugar a un depósito de características dunares y de tipo litoral; posteriormente, las condiciones climáticas más benignas y húmedas motivan la formación de un suelo que cubre a la acumulación eólica (ASENSIO, 1969).

## PROCESOS FLUVIALES

Procesos fluviales antiguos y recientes son responsables de la presencia de distintos niveles de terrazas y aterrazamientos sitios en los valles de este sector. Su acción ha estado condicionada, esencialmente, por factores climáticos y glacio-eustáticos, así como de orden estructural (litología: erosión diferencial, y tectónica). A lo largo de su evolución cuaternaria las fases de incisión fluvial han revestido una mayor importancia que las etapas de acumulación, como se advierte en la morfología de los valles y por el carácter, tanto escalonado de sus terrazas, como por sus modestos espesores sedimentarios.

Cronológicamente, los niveles más antiguos se ubican a + 70 m. sobre los talwegs; las peculiaridades sedimentológicas del material, el aspecto de sus alteraciones post-sedimentarias y su posición morfológica con respecto a la próxima rasa cantábrica, per-

miten sugerir un régimen hidrológico de alta competencia, en un marco climático con intensas precipitaciones y temperaturas moderadas y una edad anterior al Mindel Riss (Cuaternario antiguo: ¿Günz-Mindel?).

Otro nivel importante a destacar en la evolución geomorfológica de la zona se localiza a + 35-40 m; sin embargo, sus distintas características parecen denunciar condiciones de sedimentación bajo climas bastante frescos o fríos, ya que son evidentes las huellas de la crioclástia en el seno de su masa detrítica.

Igualmente, no deja de ser notorio en la morfología de estos valles la existencia de frecuentes glacis mixtos de vertiente originados en momentos de ruptura de fito-estabilización de las laderas y por la acción de aguas de arroyada difusa, etc.; su antigüedad se hace patente al observarse que los segmentos finales de estas formas se apoyan o enlazan sobre las citadas terrazas altas y medias (ASENSIO y COPA, 1985).

También debe señalarse que las terrazas fluviales antiguas hacen su aparición en el dominio de la rasa cantábrica a cotas de + 60 m y 35 m. En este pretérito marco litoral nos encontramos con un hecho importante: los materiales detríticos fluviales ubicados a cotas relativas de + 60 m no presentan ningún tipo de modificación marina, mientras que los que se disponen a alturas próximas a + 35 m fueron sensiblemente retocados por el mar, dando lugar a acumulaciones y formas complejas; estos depósitos fluvio-marinos han quedado colgados en los frentes de los actuales acantilados o sobre la rasa, una vez que el nivel del mar se relegó a las posiciones altimétricas actuales. Este notable contraste existente entre las acumulaciones + 60 m y + 35 m constituye uno de los elementos de mayor importancia, a la hora de reconstruir la evolución del marco continental y de las oscilaciones marinas de la zona.

En lo que respecta a niveles fluviales próximos a + 10 m, hay que decir que se disponen en diversos parajes del sector: ca-

rrera de Ribadeo a Lugo, aldea de Abres-Rabeja, en Villafernando y en Cerdeiriñas. En ningún depósito existe marcada disposición del material; las pizarras y cuarcitas ofrecen altos porcentajes y los cuarzos son relativamente abundantes; materiales bastante bien calibrados con centilos de pequeñas dimensiones, por lo que es acusada la naturaleza homométrica de los aluviones. El valor de los índices de desgaste es inferiores al obtenido en el nivel + 35-40 m, por lo que parece que la actividad fluvial hubiera disminuido.

Finalmente, los niveles + 5 m se caracterizan por un desgaste muy débil (Md. Id. = 122-129), alto valor del centilo y marcada heteronomía. Todo ello sugiere que estas acumulaciones bajas sean propias de fondo de valle al quedar éstos ocupados por depósitos de origen coluvial. Cualquiera que sea la génesis de estas terrazas, eustática o climática, todas ellas tienen una facies típica y se corresponden, cronológicamente, con el «Monasteriense» (ASENSIO y NONN, 1964).

## PROCESOS FRIOS Y PERIGLACIARES

Las peculiaridades morfológicas del sector, así como el análisis y tipología de las formaciones detríticas revelan la importancia que las manifestaciones frías y periglaciares han tenido, al menos, durante los tiempos del Cuaternario reciente. Entre ellos podría destacarse una amplia variedad de procesos (tales como la gelifracción, gelifluxión, fenómenos gravitatorios, mecanismos de crioturbação y retracción en suelos helados, etc.), que han generado una larga serie de testigos en la zona, cuya síntesis ha sido efectuada, recientemente, para el dominio atlántico (GONZALEZ, 1984).

La estrecha cooperación y colaboración que estas manifestaciones frías han tenido en el modelado de las formas de estos parajes nos obligan a asociarlas de un modo conjunto bajo la denominación genérica de

«procesos periglaciares». Estos han originado vertientes convexo-cóncavas y regularizadas, valles asimétricos, glaciares de vertiente y acumulaciones y micro-formas tales como depósitos macro y microgelifractos, gelifluidales, formaciones coluviales estratificadas, escombros gravitatorios, acumulaciones periglaciares de fondo de valle, heads, crioturbações, cuñas de hielo, etc.

Desde el punto de vista cronológico, la presencia de fenómenos periglaciares en el sector galaico-astur fue señalada por primera vez en depósitos solifluidales, sitios en las inmediaciones de Rinlo (BIROT y SOLE, 1954) y atribuida al Wurm. Posteriormente trabajos realizados en la zona han puesto de manifiesto la existencia de intensos procesos de gelifracción, solifluxión fría y otros que han contribuido a la construcción de las diferentes terrazas del valle del Eo (+ 30 m, en Villafernando), así como de las acumulaciones de fondo de valle del Masma, Oro. Lejoso (Ribadeo), etc. (ASENSIO y NONN, 1964; NONN, 1966; ASENSIO, 1971a y 1971b; ASENSIO, 1974 y 1975; ASENSIO y GOMEZ MIRANDA, 1982, etc.).

Procesos de gelifracción intensos y frecuentes junto con mecanismos de transporte gelifluidales o de arroyada nival han originado numerosas acumulaciones detríticas estratificadas (S. de Vegadeo); la litología esquistosa del material debilita, en parte, su significado climático, pero su origen es claramente de talante frío; sus lechos ordenados (Foto 4.<sup>a</sup>) presentan algunas veces as-



Foto 4. Materiales detríticos originados por procesos de gelivación y solifluxión fría.

pectos festoneados y deformaciones a modo de rosetas (con diferentes orientaciones e inclinaciones de los materiales detríticos) cuya génesis es compleja y en la que no deben descartarse los fenómenos de crioturbación (ASENSIO y GOMEZ MIRANDA, 1984).

Como figuras geométricas de origen también problemático se advierten distintos tipos de grietas y formas acuñadas visibles en algunos depósitos. Algunas de ellas tienen, a pesar de sus similitudes con las auténticas cuñas de hielo, un origen vinculado a surcos de erosión irregular labrados sobre las vertientes periglaciares por aguas de arroyada de deshielo y posteriormente rellenos por fragmentos gelifractos con orientación contrastadas (ASENSIO y GOMEZ MIRADA, 1982). En otros casos, su asociación con procesos de retracción en suelos helados parece indudable, como la detectada en la rasa cantábrica, entre Burela y Cangas de Foz (NONN, 1966); ésta se instala sobre materiales torrenciales y se encuentra datada en -13600 ± 450 años, en tiempos del Würm III (DELIBRIAS et al., 1964).

## ARROYADAS

Sobre las vertientes con fuertes pendientes aparecen cubiertas de fragmentos detríticos apoyados y retenidos en las laderas gracias a la abundante vegetación de bosque alto y matorral; nada de particular tiene que con ocasión de fuertes chubascos, y a pesar del acusado desarrollo vegetal, numerosos elementos detríticos sean arrollados por las aguas, hacia las partes bajas de las vertientes; igualmente, hay que señalar el papel favorecedor en el arrastre de materiales que efectúan los espacios de cultivo en el fondo de los valles y a media ladera de las vertientes con fuertes inclinaciones.

El mecanismo erosivo del suelo acompañado del transporte y sedimentación de los materiales arrancados a la capa superficial de las formaciones edáficas y coluviales es

muy antiguo históricamente en todo este país; parece que en el curso de los últimos años el incremento de la deforestación (motivado por las marcadas roturaciones de la guerra y postguerra civil española y en épocas más recientes, por el uso masivo de madera en la industria del papel, la celulosa y sus derivados, los pastoreos abusivos y la intensificación de mayores rendimientos en las cosechas) ha suscitado el temor de que la erosión del suelo perjudique la actividad agraria y ocasione un fuerte desequilibrio económico. La significación que tiene el mantenimiento del arbolado en las cumbres y laderas de las montañas, especialmente en las zonas medias y bajas de estas últimas, es muy notable y suficientemente conocida; con esta conservación de árboles se evita que las torrenteras originadas en vertientes de fuerte inclinación aumenten, acusadamente, ya que el bosque y sotobosque frena el corrimiento de las capas superficiales del suelo; por el contrario, la deforestación, bien por cortas o por incendios facilita la destrucción del suelo por los efectos de las aguas de lluvia e incrementan el poder destructor de las aguas de arroyada, transportando gravas, arenas y limos hacia zonas inferiores de cultivo y permitiendo el ensanchamiento y profundización de carcavas y torrenteras.

## DESLIZAMIENTOS EN MASA

Bajo este capítulo incluimos una variada tipología de procesos de desplazamiento en masa en las vertientes (solifluxión azonal, etcétera) cuya génesis es siempre compleja y que actúan con relativa frecuencia en este sector. Estas manifestaciones afectan generalmente a superficies no muy amplias de las laderas y en su mayor parte se encuentran originadas por la acción de intensas lluvias y aguaceros que saturan de agua las formaciones superficiales y reducen su resistencia.





Foto 5. Deslizamiento en masa en septiembre de 1969, carretera de Ribadeo-Porto (Rego da Viña).

Junto a las precipitaciones, el control estructural de los afloramientos (litológico y tectónico) es otro de los condicionantes decisivos en el desarrollo de estos procesos, ya que tanto la disposición de las capas como las elevadas proporciones de arcilla (afloramientos esquistosos, además alterados) favorecen de una manera notable el deslizamiento vertiente abajo de masas coluvionares. Tampoco hay que olvidar ni la influencia de factores geomorfológicos (fuerte inclinación de las laderas de algunos relieves) ni el papel que la deforestación antrópica ejercen sobre esta tipología de procesos actuales.

### Consideraciones finales

La región costera galaico-astur se encuentra sometida actualmente, a un clima

de talante oceánico (Cfb, en la clasificación climática de Koppen). Este determina un conjunto de procesos geomorfológicos de índole climática, a la vez que favorece, en mayor o menor medida, la eficacia de otros, de tipología dinámica. Entre los primeros, hay que citar los edafogenéticos y de alteración de los afloramientos rocosos; los procesos de fragmentación mecánica apenas revisiten importancia en este contexto bioclimático y tan sólo arroyadas y deslizamientos en masa son relativamente frecuentes; éstos son activados por intensos chaparrones y dirigidos, tanto por un neto control geomorfológico (inclinación de las vertientes, cantidad de material fino, espesor de la formación superficial, etc.), como por un peligroso uso antrópico del suelo (tala de árboles, incendios, etc.).

Por otro lado, ciertos procesos dinámicos se encuentran notablemente influenciados por las condiciones del clima; este es el caso de los de orden fluvial, donde el clima (con lluvias frecuentes, estación estival corta y poco intensa, etc.) engendran regímenes hidrológicos bastante uniformes a lo largo de todo el año. El examen de los materiales arrastrados por los cauces del sector nos permiten precisar, para el momento actual, algunos mecanismos geomorfológicos de la red fluvial:

- A lo largo de ciertos cursos fluviales (Suarón, etc.) la carga fluvial gruesa se distribuye en montón por bloqueo, formando grandes acumulaciones forzadas con ruptura de pendiente; se puede decir que el lecho mayor, de fondo rocoso, donde repetidamente aparecen afloramientos en las orillas y centro de los cauces, suele encontrarse muy mal calibrado y sobrecargado de materiales de aluvión.
- Salvo épocas de grandes crecidas la relación entre la carga sólida y la líquida es elevada, lo que explica la falta de un tránsito generalizado y regular, fuera de los cortos períodos

(y de carácter episódico) que tienen las avenidas; es decir, la actividad del transporte de materiales gruesos realizada por los ríos de la región sólo es efectiva en las fechas de grandes chubascos y precipitaciones.

- La estabilidad de los lechos es relativa puesto que manifestaciones geomorfológicas de fuerte socavación en las márgenes de los cauces se presentan con mucha frecuencia; si este fenómeno se acusa en ciertos parajes con carácter moderado, es debido a los árboles y matorrales que protegen las orillas.

Finalmente, el mar desarrolla, en el presente, una serie de procesos de ataque sobre los relieves litorales; sus acciones de erosión, arrastre y sedimentación introducen, poco a poco, notables modificaciones en la morfología costera, tanto en amplitud como en su configuración. Así, este sector costero ofrece sensibles articulaciones y presenta abundantes formas litorales como cantiles de mediana altura, falsos acantilados, playas más o menos estrechas, elevados acantilados jalonados, a veces, por cuevas de erosión marina, ensenadas, rías y tesos, etc. También es de destacar la enérgica labor abrasiva que el mar determina sobre los frentes acantilados, fuertemente batidos en las pleamares y días frecuentes de temporal.

En lo que respecta a los procesos antiguos, manifestaciones geomorfológicas más o menos similares se han desarrollado en los parajes de este sector durante el Cuaternario. Especial interés ofrecen los procesos fluviales pretéritos que han dejado numerosos retazos aluviales colgados a diferentes alturas sobre los cauces actuales: + 70-60 m, + 40-35 m, + 12-10 m y + 5 m; éstos constituyen, sin duda, una de las mejores vías de acceso para el conocimiento de la evolución cuaternaria del límite Galaico-Astur.

Testigo de gran valor es, también, la rasa cantábrica; al igual que los testigos fluviales, su origen marino indudable y la presencia en su dominio de acumulaciones fluviales, unas veces retomadas (+ 35) y otras no retocadas (+ 60 m) por la acción del mar, sugieren el excepcional interés de esta unidad geomorfológica.

Por último, hay que señalar que la región ha sido sometida a ambientes climáticos fríos y rigurosos, en un marco que ha sido definido como «periglaciario oceánico» (NONN, 1966 y 1969); su ubicación cronológica debe corresponder a varios monumentos del Würm, aunque no hay que descartar la posibilidad de que hayan existido en la zona otras etapas frías en épocas más antiguas del Cuaternario.

*Recibido, 23-II-87*

*Aceptado, 30-III-87*

## BIBLIOGRAFIA

- ASENSIO, I. y NONN, H. (1964): «Materiales sedimentarios en terrazas fluviales». *Est. Geogr.*, 96, pp. 319-366.
- ASENSIO, I. (1969): «Formación eólica antigua sobre la rasa cantábrica». *Est. Geogr.*, 115, pp. 229-240.
- ASENSIO, I. (1970): «Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-astur, en relación con las oscilaciones glacio-eustáticas». *Est. Geol.*, 26, pp. 29-91.
- ASENSIO, I. (1971): «Fenómenos periglaciares en la zona litoral galaico-astúrica». *Est. Geog.*, 122, pp. 113-118.
- ASENSIO, I. (1971): «Contribución al estudio morfo-dinámico de la cuenca del Masma». *Est. Geol.*, 27, pp. 475-485.
- ASENSIO, I. (1974): «Contribución al estudio de acciones periglaciares en el límite galaico-astur». *Bol. Inst. Est. Asturianos*, 83, pp. 805-809.
- ASENSIO, I. (1975): «Morfología del frente costero en el límite galaico-astur». *Bol. Inst. Est. Asturianos*, 84-85, pp. 347-357.
- ASENSIO, I. y GOMEZ, M. J. (1982). «Acumulaciones detríticas periglaciares del occidente asturiano». *II Coloq. Ibér. Geogr. Lisboa*, 1, pp. 229-239.
- ASENSIO, I. y GOMEZ, M. J. (1984): «Nuevas aportaciones al periglaciario galaico-astur». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, pp. 255-269.
- ASENSIO, I. y COPA, J. R. (1985). «Aspectos geomorfológicos y sedimentológicos del Cuaternario de Mondoñedo-Lorenzana». *Est. Geogr.*, 180, pp. 285-301.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954). «Recherches morphologiques dans le NW. de la Peninsule Iberique». *Memoires et Documents*, 4, pp. 9-61.
- DELIBRIAS, G. et al. (1964). «Age et flore d'un dépôt periglaciaire reposant sur la «rasa» cantabrique près de Burela (Galice), Espagne». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 259, pp. 4092-4094.
- GONZALEZ, J. A. (1984). «Rasgos generales del periglaciario de la Península Ibérica: el dominio atlántico». *Lurralde*, 4, pp. 23-81, Donostia.
- NONN, H. (1966). *Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude morphologique*. These Strasbourg, Les Belles Lettres, Paris, 570 pag.
- NONN, H. (1969). «Evolution geomorphologique et types de relief en Galice occidentale et septentrionale». *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.*, 9, pp. 31-54.



### **III. EDAFOLOGIA E PROCESOS DE ALTERACION**





# Caracterización de las goetitas de medios superficiales de Galicia y estimación de la sustitución de Fe por Al

## Characterization of goethites from surficial environments of Galicia and estimates of the substitution of Fe by Al

BARRAL SILVA, M. T. y GUITIAN RIVERA, F.

Se examinan cincuenta muestras ricas en goetita y de morfología y génesis variada (placas en sedimentos, suelos ricos en sesquióxidos, costras y menas de Fe), caracterizando su mineralogía y composición química por medio de diversas técnicas instrumentales y extractantes selectivos. Se estima el grado de sustitución isomorfa de Fe por Al mediante análisis químico y por el desplazamiento de las líneas de difracción de RX de la goetita. Por ambos métodos se obtienen resultados similares, dando porcentajes de sustitución que no sobrepasan en general el 15 % molar, lo que se considera un bajo grado de reemplazamiento y se explica en función de las condiciones de formación de estas concentraciones de hierro.

**Palabras clave:** Goethita, hierro, sustitución de aluminio, difracción de R. X., extractantes selectivos.

Fifty samples with high goethite contents, differing in their morphology and formed in diverse environments are examined. They include ironpans, crusts, soils high in sesquioxides and iron ores. Several instrumental techniques are used for their mineralogical characterization, together with selective extractants of crystalline and amorphous iron. The extent of the isomorphous replacement of Fe by Al in goethite is estimated by chemical analyses and by the shift of XRD diffraction lines. Both methods give similar results, showing percentages of substitution that not exceed in general 15 mole %. This can be considered a low degree of replacement and is discussed in sight of the formation conditions of these iron accumulations.

**Key words:** Goethite, Iron, Aluminium, substitution, X-ray diffraction, Selective extractants.

BARRAL SILVA, M. T. (Departamento de Edafología y Química Agrícola. Facultade de Farmacia. Universidad de Santiago). Santiago de Compostela

GUITIAN RIVERA, F. (Departamento de Edafología y Química Agrícola. Facultad de Farmacia. Universidad de Santiago). Santiago de Compostela

## INTRODUCCION

La existencia de goetitas ( $\alpha$ -FeOOH) en las que el hierro ha sido parcialmente sustituido por el aluminio fue observada inicialmente por CORRENS y VON ENGELHARDT (1941) en medios sedimentarios y, con posterioridad, por NORRISH y TAYLOR (1961) en goetitas edáficas. Desde entonces diversos autores han resaltado el hecho de que las goetitas naturales raramente son puras, es decir exclusivamente férricas, sino que la situación más común es que se de un cierto grado de sustitución de Fe por Al (BIGHAM et Al. 1978; TORRENT et Al. 1980), LITTLE y GILKES, 1982).

Las condiciones en las cuales el Al se incorpora a la estructura de la goetita han sido estudiadas mediante síntesis de laboratorio (JONAS y SOLYMAR, 1970; TAYLOR y SCHWERTMANN, 1979; LEWIS y SCHWERTMANN, 1979) y desde estas experiencias se deduce que no puede darse miscibilidad completa entre el extremo férrico puro de la serie y ( $\alpha$ -FeOOH) y el extremo aluminico puro ( $\alpha$ -AlOOH). Se considera que el límite superior de sustitución por Al es, para la goetita, de un 33 % molar, lo que supondría la sustitución de un tercio de las posiciones octaédricas, contenido máximo de Al que puede ser soportado por la estructura de la goetita.

Las tasas de sustitución detectadas en goetitas naturales coinciden con las obtenidas en laboratorio y al igual que en éstas raramente se supera el valor máximo del 33 % molar de Al en la estructura. Se ha examinado además la posible existencia de una relación entre el grado de sustitución y las características del medio en que se produce la cristalización de la goetita (SCHWERTMANN, 1979; FITZPATRICK y SCHWERTMANN, 1982) encontrándose que valores bajos de pH, abundancia de materia orgánica, elevados excesos de precipitación, o la presencia de minerales que pueden actuar como fuente de aluminio, aparecen asociados con tasas elevadas de sustitución,

mientras que lo contrario ocurre con respecto al aumento en la temperatura media del aire o en condiciones de gran actividad de silicio. Los factores que se relacionan con altas tasas de sustitución tienen en común que favorecen una gran disponibilidad de aluminio en el medio y facilitan por lo tanto su incorporación a la estructura de la goetita en formación. La estimación del grado de sustitución isomorfa de Fe por Al en las goetitas, al igual que en otros óxidos y oxihidróxidos de hierro, completado con el estudio de otras variables, como por ejemplo la cristalinidad, parece presentar por lo tanto un gran interés como indicador de procesos edáficos.

## MATERIAL

Se han seleccionado 50 muestras con altos contenidos de goetita; en algunas de ellas existen además cantidades variables de otros óxidos de hierro, principalmente de hematita. Su morfología y génesis, así como su distribución geográfica son variadas, pudiendo agruparse en: placas en sedimentos, costras o impregnaciones formadas en taludes a partir de aguas superficiales ricas en hierro, arcillas de suelos con abundantes contenidos en sesquióxidos de hierro y algunas menos de hierro. Una breve descripción de las muestras y de su localización puede encontrarse en la Tabla I.

## METODOS

Las muestras han sido molidas en mortero de ágata hasta lograr un tamaño máximo de 50  $\mu$ , que es el adecuado para la mayor parte de los métodos de identificación utilizados. La caracterización mineralógica se ha realizado mediante los difractogramas de DRX de polvo cristalino de las muestras molidas (o en su caso de la fracción arcilla); se estudió su comportamiento térmico por Análisis Térmico Diferencial y se obtuvie-



TABLA I. Localización y características de las muestras

Muestra	Localidad	Tipo de suelo o sedimento	Características de la muestra	Color (muestra molida)
MIL-1	Os Milagros (Ourense)	Sedimento aluvial areno-arcilloso, en borde de la depresión de Maceda.	<i>Capa endurecida</i> , continuo, 5 cm de espesor, estruct. aglomerada, fuertemente cementada; horizontal.	10 YR 6/8
MIL-2	"	" "	Idem., continua, 2,5 cm de espesor, débilmente cementada, horizontal, con óxidos de Mn en el borde superior.	10 YR 5/6
MIL-3	"	" "	Idem, continua, 1, 5-2 cm de espesor, muy fuertemente cementada; horizontal	10 YR 6/8
MIL-4	"	" "	Idem, continua, 1,5 cm de espesor, estrc. aglomerada con algún hueco, muy fuertemente cementada; contorneada	10 YR 6/8
MIL-5	"	" "	Idem, continua 2,5 cm de espesor, muy fuertemente cementada; contorneada.	10 YR 6/8
MIL-6	"	" "	Idem, quebrada, 2 cm de espesor, estrc. aglomerada con algún hueco, muy fuertemente cementada	10 YR 6/8
RASA-2	Arealonga (Lugo)	Sedimento arenoso cuarcítico en la rasa cantábrica	<i>Capa endurecida</i> , continua, 2 cm de espesor, estruct. aglomerada, débilmente cementada; horizontal	10 YR 5/8
RAZO INF.	Razo (A Coruña)	Sedimento arenoso cuarcítico (playa levantada)	<i>Capa endurecida</i> , continua, 4 mm de espesor, estructura aglomerada, medianamente cementada, con óxidos de Mn en la parte superior.	7,5 YR 6/8
OS IRM-1	Reinante (Lugo)	Sedimento arenoso cuarcítico en la rasa cantábrica	<i>Capa endurecida</i> , continua, 1-1,5 cm de espesor, estruct. aglomerada, muy fuertemente cementada	10 YR 5/8

TABLA I. Localización y características de las muestras

Muestra	Localidad	Tipo de suelo o sedimento	Características de la muestra	Color (muestra molida)
OS IRM-2	"	"	Idem, continua, estruc. laminar, muy fuertemente cementada	10 YR 5/6
OS IRM-3	"	"	Idem, continua, con varias subcapas, estruc. aglomerada, fuertemente cementada	10 YR 5/8
ROUPAR-A	Roupar (Lugo)	Sedimento aluvial arenoso cuarcítico	<i>Capa endurecida</i> , continua, 2,5 cm de espesor, estruc. aglomerada muy fuertemente cementada; contorneada	10 YR 6/8
ROUPAR-B	"	"	Idem, continua; horizontal	10 YR 7/6
ROUPAR-C	"	"	Idem, discontinua, estr. aglomerada, fuertemente cementada con óxidos de Mn en la parte superior; horizontal	10 YR 5/6
ROUPAR-D	"	"	Idem, continua, 0,5 cm de espesor, estruc. aglomerada fuertemente cementada, horizontal	10 YR 6/8
2041-B5-PL	"	"	Placas de hierro delgadas, 0,5 cm de espesor, débilmente cementadas, subverticales	10 YR 6/8
R-PAP	Roupar (Lugo)	Sedimento aluvial, arenoso cuarcítico, con capas arcillosas intercaladas	<i>Capa endurecida</i> , continua, 1-1,5 cm de espesor, estruc. aglomerada muy fuertemente cementada; horizontal	10 YR 6/8
R-PN	"	"	Idem, continua, 3 cm de espesor, estruc. aglomerada, muy fuertemente cementada, horizontal	10 YR 6/8
R-PM	"	"	Idem, parte inferior de R-PN, medianamente cementada	10 YR 6/8
R-GNC	"	"	Separación globosa, con cortex endurecido de óxido de hierro y parte interior de color negro, conteniendo pirita y sulfatos de hierro	10 YR 6/8
R-GRI	"	"	Interior de una separación globosa; arena rojiza	7,5 YR 6/8

TABLA I. Localización y características de las muestras

Muestra	Localidad	Tipo de suelo o sedimento	Características de la muestra	Color (muestra molida)
R-TC	"	"	Separación tubular, muy cementada	7,5 YR 6/8
R-TMC	"	"	Idem, medianamente cementada	10 YR 6/8
MdC-1	Monte Marco da Curra (A Coruña)	Impregnación en talud	<i>Costra</i> esponjosa, estruc. vesicular, fuertemente cementada	5 YR 5/8
MdC-2	"	"	Idem, estructura vesicular, fuertemente cementada	5 YR 5/8
MdC-6	"	"	Idem, esponjosa, estruc. en canalillos, débilmente cementada	7,5 YR 5/8
MdC-7	"	"	Idem, esponjosa.	10 YR 6/8
MdC-9	"	"	Idem, vesicular, débilmente cementada	7,5 YR 5/6
MdC-9-1	"	"	parte pulverulenta de MdC-9	2,5 YR 4/8
CRu	"	"	Precipitado con formas arracimadas	7,5 YR 5/8
MdC-3	"	"	Precipitado verrucoso	2,5 YR 4/8
2042-1	Cecebre (A Coruña)	Terraza fluvial, con gravas de arenas cuarcíticas	<i>Capa cementada</i> , continua, 7 cm de espesor, estruc. aglomerada muy fuertemente cementada	10 YR 6/8
2042-2	"	"	Idem, 1 cm de espesor	10 YR 6/8
CECEBRE-1 y 2	"	"	Idem, continua, 10 cm de espesor, estruc. aglomerada muy fuertemente cementada	10 YR 6/8
PLAYA ME-RA-1	Mera (A Coruña)	Playa con cantos de arenas gruesas	Fragmento rodado de conglomerado, con cemento ferruginoso, probablem. proveniente de cono torrencial, muy fuertemente cementado	10 YR 6/8
PI. CONO MERA	"	Cono torrencial	<i>Capa endurecida</i> , 3 cm de espesor, estruc aglomerada, muy fuertemente cementada	10 YR 6/8

TABLA I. Localización y características de las muestras

Muestra	Localidad	Tipo de suelo o sedimento	Características de la muestra	Color (muestra molida)
2050 ARC	Barco de Val- deorras (Ourense)	Phaeozem calcáreo	fracción 2 u de los horz. I y II (7,5 YR 5/8) y III (7,5 YR 6/8)	
2044 ARC	Courel (Lugo)	Luvisol crómico	fracción 2 u de los horz. I y IV (7,5 YR 5/8) y V (10 YR 6/8)	
MIN. Fe-1	Reinante (Lugo)		Mineral de hierro	7,5 YR 5/6
MIN Fe-2	Reinante (Lugo)		Mineral de hierro	7,5 YR 5/8
FORNAS MINA	Fornás (A Coruña)	Montera de oxida- ción en expl. de an- fibolitas piritíferas	Mineral de hierro	7,5 YR 5/8
FORNAS-2 R-MINA	” Roupar (Lugo)	” ” Cuenca terciaria	Mineral de hierro Mineral de hierro	10 YR 6/8 10 YR 5/8

ron los espectros de absorción infrarroja de las muestras diluídas y prensadas con BrK. En algunos casos, fragmentos de las separaciones de hierro han sido observados con microscopio electrónico de barrido.

El análisis del hierro y aluminio totales se ha realizado por Fluorescencia de RX; el reactivo Citrato-ditionito-bicarbonato (MEHRA y JACKSON, 1960) se ha utilizado como extractante del «hierro libre» no unido a silicatos, y el reactivo Oxálico-oxalato tamponado a pH 3.0 (SCHWERTMANN, 1964) para la solubilización de los compuestos amorfos de hierro y aluminio.

Algunos de los efectos que sobre las propiedades de los óxidos de hierro produce la sustitución del Fe por Al pueden ser utilizados, con mayor o menor sensibilidad, para detectar la extensión en que ha ocurrido la sustitución. El menor radio iónico del Al (0.53 Å) en relación con el del Fe (0.65 Å) da lugar a una disminución en el tamaño de la celdilla unidad, comprobándose que los parámetros de la red van decreciendo de un modo continuo y lineal desde el extremo férrico puro hasta el aluminico puro (Ley de Vegard); este efecto se refleja, en los difractogramas de RX, en los desplazamientos de las líneas características de difracción de la goetita hacia ángulos mayores, de modo que puede estimarse el grado de sustitución evaluando exactamente este desplazamiento. En este trabajo hemos seguido el método propuesto por SCHULZE (1984), basado en el cálculo de la dimensión  $c$ , que varía linealmente con el grado de sustitución, dentro del intervalo 0-33 % molar de Al. Según este autor, puede utilizarse la relación  $c = (1/d(111)^2 - 1/d(110)^2)^{-1/2}$ , para conocer el valor de este parámetro, estimándose luego el porcentaje de sustitución mediante la ecuación  $\text{Al (\% molar)} = 1730 - 572.0 c$ . El intervalo de confianza del 95 % para esta

estimación es de  $\pm 2.6\%$  moles de Al. La posición de las líneas de difracción correspondientes a los planos (111) y (110) de la goetita se ha medido sobre los difractogramas de polvo cristalino de las muestras, realizadas con un difractómetro Siemens D-500, empleando la radiación  $K\alpha$  del Cu, monocromador de grafito y filtro de Ni, colimadores de 0.3-0.3-0.3-0.15 y 0.05 °, velocidad de goniómetro 1/10 ° 2  $\theta$ , constante de tiempo (amortiguación) 10 seg. y velocidad de registro 2 cm/min. La precisión en el posicionamiento del goniómetro 2 $\theta$ / $\theta$  se ha calibrado con un patrón de Au y las líneas de difracción de goetita se han corregido tomando como referencia las de cuarzo  $\alpha$  (3,3 Å), presente en casi todas las muestras. La lectura, medida, interpretación y cálculo de los difractogramas y parámetros, se han realizado en un ordenador HP 9000 serie 200/16, con tableta gráfica HP 9111A utilizando un programa desarrollado al efecto con 18000 Muestras/Difractograma.

Se ha querido confrontar los resultados de este método con los que se obtienen del análisis químico de las muestras. Para ello se han comprobado los valores de Fe y Al extraídos con el reactivo Citrato-ditionito-bicarbonato, capaz de solubilizar tanto los compuestos amorfos, como los cristalinos de hierro, con los extraídos mediante tampón oxálico-oxalato, que actúa únicamente sobre las formas menos organizadas. Dado que el aluminio puede encontrarse en los suelos como constituyente de diversos minerales amorfos que son solubles en este último extractante, las sustituciones aluminosas no serán detectables más que por la diferencia de las tasas de Al extraído por los dos reactivos. Según el cálculo propuesto por GUILLET y JEANROY (1985) el porcentaje de sustitución puede estimarse mediante la siguiente relación:

$$\text{Sust (\% molar)} = \frac{(\text{Al CBD} - \text{Al Ox}) / 27}{\frac{(\text{Al CBD} - \text{Al Ox})}{27} + \frac{(\text{Fe CBD} - \text{Fe Ox})}{55,8}} \times 100$$

## RESULTADOS

Según se deduce de los análisis mineralógicos todas las muestras contienen goetita, cuya cristalinidad es variable a juzgar por las diferencias de anchura que presentan sus bandas de difracción de RX. Algunas muestras contienen también hematita (muestras MdC-1, 2, 3, 9, 9-1, Min.Fe-1) y en algunas Min.Fe-2) es incluso el mineral predomi-

nante. Los valores del hierro extraído en oxalato indican que en un pequeño número de muestras (Rasa-2, Razo inf., R-GNC, perfiles 2050 Y 2044) existen probablemente minerales de bajo grado de orden del tipo de la ferrihidrita, cuya identificación de DRX resulta difícil.

En cuanto a los análisis mineralógicos realizados mediante ATD y Espectroscopia IR, podemos observar (Fig. 1) los diagramas

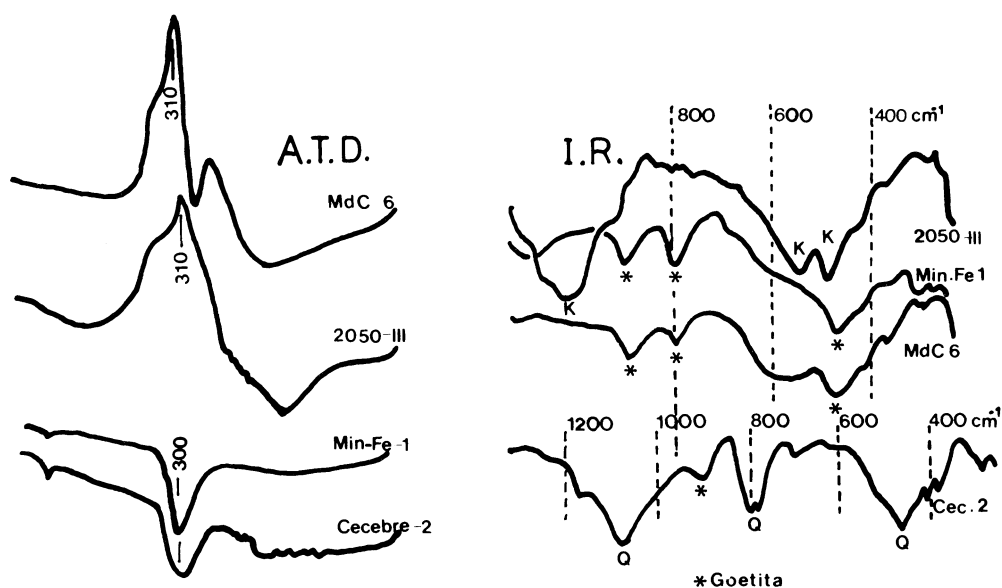


Fig. 1. Diagramas de ATD y espectros IR más representativos de las muestras estudiadas.

correspondientes a las muestras Cecebre (Placa en sedimento), MdC (Costra), Min.Fe-1 (Mena de hierro) y fracción arcilla del horizonte 2050 B23, como representativos de los 4 tipos fundamentales de materiales estudiados. La presencia abundante de cuarzo en las muestras procedentes de sedimentos, y de silicatos de la arcilla en la fracción menor de  $2\ \mu$  de los suelos estudiados, dificultan la expresión en los espectros IR de los efectos debido a la goetita; sin embargo en las menas y costras se aprecian típicas bandas de absorción en las frecuencias de 900, 800 y  $450\ \text{cm}^{-1}$ , aproximadamente, debidas a las vibraciones de deformación de los OH de la goetita.

En cuanto a los diagramas de ATD, la muestra Min.Fe-1 presenta un efecto endotermo de la goetita alrededor de  $300\ ^\circ\text{C}$ , correspondiente a la deshidroxilación de este mineral y su transformación en hematita; el mismo efecto se aprecia en la muestra Cecebre. Aspecto muy diferente presentan los diagramas de la fracción arcilla del perfil 2050 B23 y de la muestra MdC-6, en donde se aprecia un efecto endotermo alrededor de los  $100^\circ$  correspondiente a la pérdida del agua de hidratación, seguido de un efecto exotermo que culmina aproximadamente a  $310^\circ$ ; para algunos autores (SCHWERTMANN, 1979) este efecto es característico de la ferrihidrita y se debe al reordenamien-

to de este óxido de baja cristalinidad y su transformación en hematita; para otros autores esta reacción exoterma se debe a la combustión de materia orgánica asociada a la muestra. Esta última explicación no es válida en el caso de la muestra 2050 B23 que ha sido sometida a un ataque con agua oxigenada para destrucción de la materia orgánica, previamente a la dispersión y sifonado de la arcilla; además se ha realizado el calentamiento de la muestra en atmósfera de Nitrógeno, obteniéndose un diagrama de ATD que presenta los mismos accidentes que el obtenido en atmósfera de aire.

Los análisis químicos de las muestras estudiadas, se indica en la Tabla II. Resalta en primer lugar la gran similitud ante los valores de hierro total y de hierro extraíble en CDB, lo que se pone también de manifiesto en la relación Fe CDB/Fe Total, que en la mayoría de los casos es muy próxima a la unidad, lo que nos indica que en casi todas las muestras el hierro está fundamentalmente como óxidos u oxihidróxidos, es decir como «hierro libre», y apenas ligados a los silicatos. Este resultado es coherente con el tipo de matriz que se encuentra más frecuentemente en las muestras y que está mayoritariamente constituida por cuarzo; en otros casos, como por ejemplo en los perfiles 2050 y 2044, puede estar reflejando una fuerte alteración que haya liberado al hierro

de las estructuras de los silicatos. Una parte importante del aluminio se encuentra sin embargo formando parte de las redes de los silicatos ( $\text{Al total} > \text{Al CDB}$ ).

La extracción con oxálico-oxalto solubiliza pequeñas cantidades de hierro, con las excepciones anteriormente señaladas (R-GNC), Razo inf. Rasa-2, algunos horizontes de los perfiles 2050 y 2044) y ésto se refleja en los bajos valores de la relación Fe OX/Fe CDB, lo que indica que el hierro está generalmente bien cristalizado, lo que ya había sido observado en el análisis mineralógico.

La sustitución de Fe por Al, estimada mediante DRX y Análisis químico, se indica para cada muestra en la Tabla III. La muestra 2042-2 presenta la menor tasa de sustitución, siendo ésta del 0.17 % por DRX y del 0.01 % por vía química. La muestra Rasa-2 presenta el mayor contenido en aluminio, que llega a suponer un 18.4 % o un 23 % de sustitución, según el método de estimación utilizado. El conjunto de las muestras se sitúa en general por debajo del 15 % de sustitución, valor que puede ser considerado bajo (FITZPATRICK y SCHWERTMANN, 1982), dentro del rango de sustitución que ha sido detectado en goetitas naturales. Estos autores han asociado ciertos intervalos de sustitución con determinados tipos de condiciones edáficas:

---

#### MEDIOS QUE PRESENTAN BAJA SUSTITUCION: (0-15 moles %)

- Suelos con el alto contenido en bases
- Suelos hidromorfos

#### MEDIOS QUE PRESENTAN ALTA SUSTITUCION: (18-33 moles %)

- Suelos no hidromorfos muy ácidos, caolíníticos.
  - Suelos gibbsíticos, saprolitas, bauxitas ferruginosas (muy desilicificados).
- 

(según Fitzpatrick y Schwertmann, 1982).

TABLA II. Análisis químico

Muestra	Fe <sub>Tot</sub>	Fe <sub>CIB</sub>	Fe <sub>ox</sub>	Fe <sub>CIB</sub> /Fe <sub>Tot</sub>	Fe <sub>ox</sub> /Fe <sub>CIB</sub>	Al <sub>Tot</sub>	Al <sub>CIB</sub>	Al <sub>ox</sub>
MIL-1	24.53	24.50	0.42	1.00	0.017	2.75	0.60	0.10
MIL-2	18.14	18.00	0.20	0.99	0.010	2.61	0.50	0.20
MIL-3	19.81	19.75	0.30	0.99	0.015	3.07	0.55	0.00
MIL-4	15.05	15.00	0.32	0.99	0.021	3.13	0.45	0.00
MIL-5	18.11	17.55	0.48	0.97	0.027	1.03	0.55	0.24
MIL-6	20.26	19.85	0.52	0.98	0.026	1.33	0.20	0.10
OS-IRM-1	15.32	15.00	0.18	0.98	0.012	3.55	0.85	0.20
OS-IRM-2	17.17	16.50	0.22	0.96	0.013	0.80	0.35	0.00
OS-IRM-3	23.63	23.35	0.24	0.99	0.010	2.47	0.25	0.05
RASA-2	12.77	12.19	5.20	0.95	0.427	4.83	2.59	1.60
RAZO-INF.	13.66	13.33	4.68	0.98	0.351	3.23	1.17	0.50
2042-1	18.41	18.00	0.44	0.98	0.024	0.64	0.45	0.00
2042-2	12.75	12.38	2.26	0.97	0.182	3.16	0.90	0.90
CECEBRE-1	14.02	14.16	0.42	1.00	0.30	1.11	0.33	0.00
CECEBRE-2	18.68	17.92	0.12	0.96	0.007	2.21	0.42	0.20
Pl.MERA-1	14.72	14.00	0.45	0.95	0.032	3.01	0.15	0.00
Pl.C.MERA	29.63	28.75	0.50	0.97	0.017	1.79	1.10	0.10
ROUPAR-2	21.41	21.00	1.02	0.98	0.049	1.61	0.30	0.10
ROUPAR-B	10.44	10.00	0.30	0.96	0.030	0.65	0.17	0.10
ROUPAR-C	11.73	11.25	0.32	0.96	0.28	3.10	0.57	0.00
ROUPAR-D	16.26	15.42	0.42	0.95	0.027	1.81	0.057	0.00
2041-B5-PL	18.66	18.15	0.42	0.97	0.023	3.13	0.66	0.17
R-PAP	11.15	10.60	1.00	0.95	0.094	3.12	0.09	0.10
R-GNC	4.09	4.00	2.30	0.98	0.575	1.38	0.70	0.08
R-GRI	5.95	5.50	0.20	0.92	0.036	2.32	0.30	0.14
R-TC	7.51	7.00	0.90	0.93	0.130	1.84	0.30	0.14
R-TMC	9.24	9.00	0.50	0.97	0.055	0.54	0.50	0.14
R-PN	9.16	9.00	1.00	0.98	0.111	2.80	0.22	0.07
R-PM	7.56	7.40	0.14	0.98	0.019	0.49	0.16	0.07
MdC-1	16.32	16.30	0.46	1.00	0.028	3.56	0.85	0.00
MdC-2	38.42	38.08	0.40	0.99	0.010	0.70	0.66	0.10
MdC-3	55.65	55.00	0.47	0.99	0.008	2.51	0.42	0.00
MdC-6	41.91	40.95	0.90	0.98	0.022	3.90	1.75	0.00
MdC-7	36.47	35.75	0.24	0.98	0.006	3.46	0.65	0.10
MdC-9	39.32	36.65	0.50	0.93	0.014	1.75	0.95	0.10
MdC-9-1	39.60	38.50	0.52	0.97	0.013	1.60	1.10	0.10
CRu	56.63	56.45	1.63	1.00	0.029	3.85	1.75	0.15
R-MINA	10.16	10.00	0.09	0.98	0.009	0.39	0.33	0.09
FORNAS Min	40.43	39.78	0.50	0.98	0.012	2.42	0.59	0.06
FORNAS-2	38.18	37.96	1.08	0.99	0.028	1.40	0.83	0.10
MIN.Fe-1	41.78	41.40	0.42	0.99	0.010	1.83	0.45	0.04
MIN.Fe-2	59.88	59.20	0.67	0.99	0.011	3.15	0.70	0.04
2050-I ARC	13.85	13.80	1.60	1.00	0.116	2.04	0.83	0.75
2050-II ARC	14.66	13.95	1.37	0.95	0.098	2.48	0.67	0.85
2050-III ARC	11.58	11.28	0.94	0.97	0.083	1.00	0.75	0.77
2044 A ARC	14.56	14.30	2.86	0.98	0.200	2.88	1.24	0.89
2044 B21 ARC	16.36	16.05	2.16	0.98	0.130	2.23	1.36	0.61
2044 B22 ARC	17.96	17.45	2.43	0.97	0.139	2.23	1.34	0.57
2044 B23 ARC	16.99	16.65	2.36	0.98	0.142	1.93	1.32	0.67
2044 B24 ARC	17.05	16.43	1.24	0.96	0.075	1.60	1.43	0.57



TABLA III. Sustitución de Fe por Al en la goetita

Muestra	% Sust. Quím.	% Sust.DRX	% Diferencia
MIL-1	4	3.612	10.00
MIL-2	3	3.095	31.17
MIL-3	6	5.748	5.20
MIL-4	6	5.191	14.48
MIL-5	4	3.853	4.67
MIL-6	1	0.330	67.98
OS IRM-1	8	7.553	6.59
OS IRM-2	4	3.075	24.12
OS IRM-3	2	1.947	3.65
RASA-2	23	18.880	18.91
RAZO INF.	14	12.840	9.29
2042-1	5	4.541	10.18
2042-2	0.01	0.179	-1687
CECEBRE-1	5	4.164	17.72
CECEBRE-2	2	1.878	7.10
PLAYA MERA-1	2	1.344	33.80
PL. CONO MERA	7	6.105	13.79
ROUPAR-A	2	2.606	20.70
ROUPAR-B	1	0.625	38.52
ROUPAR-C	4	3.347	17.32
ROUPAR-D	7	6.816	3.63
2041-B5-PL	6	5.109	15.85
R-PAP	10	7.540	25.60
R-GNC	0.01	0.790	-7804
R-GRI	19	11.240	41.84
R-TC	5	4.138	18.24
R-TMC	8	7.663	5.21
R-PN	4	3.765	6.87
R-PM	2	1.485	26.75
MdC-1	10	7.608	24.92
MdC-2	3	2.619	13.70
MdC-3	2	1.710	15.50
MdC-6	8	7.080	12.50
MdC-7	3	2.228	26.73
MdC-9-1	5	4.993	1.14
MdC-9	5	4.400	13.00
CRu	6	5.148	15.20
R-MINA	5	4.040	20.20
FORNAS MINA	3	2.812	7.27
FORNAS-2	4	3.390	16.25
MIN.Fe-1	2	1.884	6.80
MIN.Fe-2	2	1.307	35.65
2050 I ARC	1	0.314	69.63
2050 II ARC.	0.01	0.364	-3542
2050 III ARC	0.01	0.978	-9681
2044 A ARC	6	5.072	16.47
2044 B 21 ARC	10	6.009	40.91
2044 B 22 ARC	10	5.181	49.19
2044 B 23 ARC	9	8.264	9.18
2044 B 24 ARC	10	8.154	19.46

Las condiciones de formación de gran parte de las muestras estudiadas se relacionan con la existencia de niveles freáticos actuales, o que han afectado a los perfiles en algún momento del pasado; en otros casos se ha producido la precipitación y cristalización de los oxihidróxidos de hierro a partir de aguas superficiales ricas en hierro; en ambos casos la formación de los óxidos de hierro se habrá producido en condiciones hidromorfas. Por otra parte los dos perfiles de suelos estudiados (2050 y 2044) se han desarrollado a partir de materiales calizos y, aunque en la actualidad se encuentran ya prácticamente descarbonatados, contienen aún pequeñas cantidades de caliza o al menos valores de pH relativamente elevados. Según FITZPATRICK y SCHWERTMANN (1982), tanto en medios calizos como hidromorfos se alcanzan tasas de sustitución por aluminio que no suelen superar el 15 %; en el caso de los medios calizos está clara la baja disponibilidad de Al que les caracteriza.

En cuanto a la baja sustitución que es propia de los medios hidromorfos, ha sido explicada porque en esas condiciones se producen acumulaciones absolutas de hierro, movilizándose este elemento en forma reducida, sin que el aluminio pueda acompañarlo con igual facilidad; además en los medios hidromorfos el pH suele ser más elevado que en los suelos bien drenados y, por último, se ha argumentado también que la movilización del hierro ferroso se produce hacia zonas con alta presión parcial de oxígeno, por ejemplo poros grandes, donde se produciría la precipitación del hierro sin que hubiese ninguna fuente de aluminio en su proximidad.

Finalmente, examinando el grado de acuerdo existente entre los dos métodos —DRX y Químico— de estimación de la sustitución Fe-Al (Fig. 2), se observa que únicamente las muestras R-GRI, y horizontes B21 y B22 del perfil 2044 (correspondientes al relleno arenoso de una separación

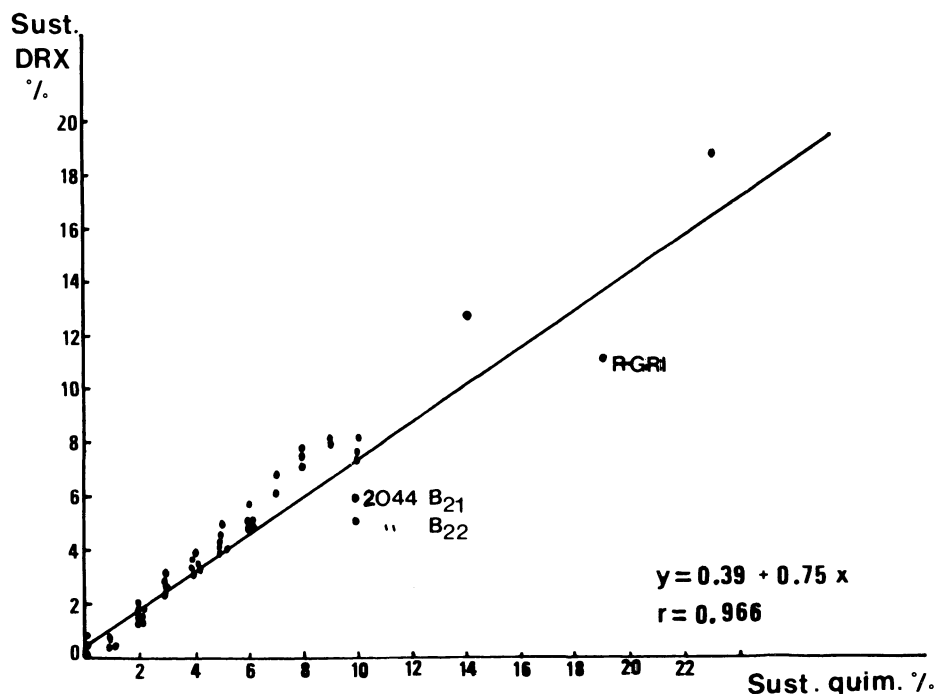


Fig. 2. Correlación entre los valores de la sustitución Fe-Al estimados mediante DRX y Análisis químico.

globosa de hierro y a un luvisol crómico desarrollado sobre caliza, respectivamente se alejan significativamente de la tendencia general, no encontrándose una razón clara que lo justifique. En cualquier caso la recta de regresión obtenida evidencia la buena concordancia entre ambos métodos de estimación de la sustitución aluminosa, siendo el grado de ajuste de  $r = 0.96$ , que es incluso sensiblemente más elevado ( $r = 0.99$ ) si ex-

cluimos de la correlación las tres muestras que difieren del comportamiento general. Esta similitud refuerza la confianza en las conclusiones obtenidas anteriormente sobre el grado de sustitución isomorfa que presentan las muestras estudiadas.

*Recibido, 4-III-87*

*Aceptado, 30-IV-87*

## BIBLIOGRAFIA

- BIGHAM, J. M.; GOLDEN, D. C.; BOWEN, L. H.; BUOL, S. W.; WEED, S. B. (1978). Iron oxide mineralogy of well-drained Ultisols and Oxisols: I. *Soil Sci. Am. Jour.* 42, 816-825.
- FITZPATRICK, R. W.; SCHWERTMANN, U. (1982). Al-substituted goethite-an indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. *Geoderma*, 27, 335-347.
- GUILLET, B.; JEANROY, E. (1985). Note sur une méthode chimique d'évaluation des substitutions alumineuses dans les oxydes et/ou oxyhydroxydes de fer. *Sci. du Sol* n.º 1985/1, 37-40.
- JONAS, K.; SOLYMAR, K. (1970). Preparation X-ray, derivatographic and infrared study of aluminium substituted goethites. *Acta Chim. Acad. Scient. Hung. T.* 66(4), 383-394.
- LEWIS, D. G.; SCHWERTMANN, U. (1979). The influence of Al on iron oxides. III Preparation of Al-goethites in M KOH. *Clay Min.* 14, 115-126.
- LITTLE, I. P.; GILKES, R. J. (1982). Aluminium substitution in goethites on soils from alluvium, Gippsland, Victoria. *Aust. Jour. of Soil Res.* 20, 351-355.
- MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. (1960). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate-bicarbonate system buffered with sodium bicarbonate. *Proc. 7 th U. S. Nat. Congr. Clays and Clay Min.* 317-327. Pergamon Press. London.
- NORRISH, K.; TAYLOR, R. M. (1961). The isomorphous replacement of iron by aluminium on soil goethites. *Jour. of Soil sci.* Vol. 12, n.º 2, 294-306.
- SCHULZE, D. G. (1984). The influence of Al on iron oxides. VIII. Unitcell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays and Clay min.*, vol. 32, n.º 1, 36-44.
- SCHWERTMANN, U. (1979). The influence of Al on iron oxides. V. Clay minerals as sources of aluminium. *Soil Sci.* 128, n.º 4, 195-200.
- SCHWERTMANN, U.; KAMPF, N. (1985). Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of SW and Central Brazil. *Soil. Sci.* vol. 139, n.º 4, 344-350.
- TAYLOR, R. M.; SCHWERTMANN, U. (1979). The influence of Al in iron oxides I. The influence of Al on Fe oxide formation from the Fe (II) system. *Clay and Clay Min.* 26, 373-383.
- THIEL, R. (1963). Zum System  $\alpha$  - FeOOH -  $\alpha$  - AlOOH. *Z. ANorg. Allg. Chem.* 326. 70-78.
- TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; SCHULZE, D. G. (1980) - Iron oxide mineralogy of some soils of two river terrace sequences in Spain. *Geoderma*, 23, 191-208.

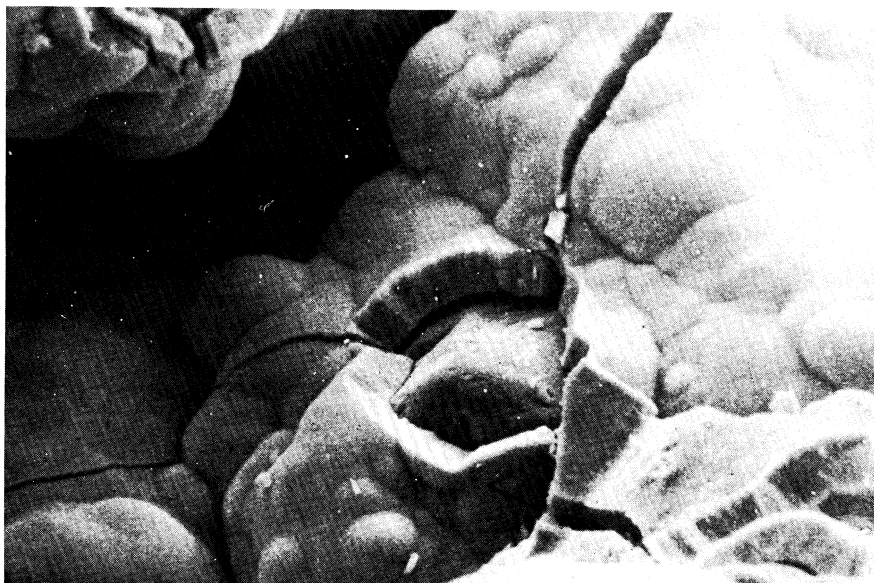
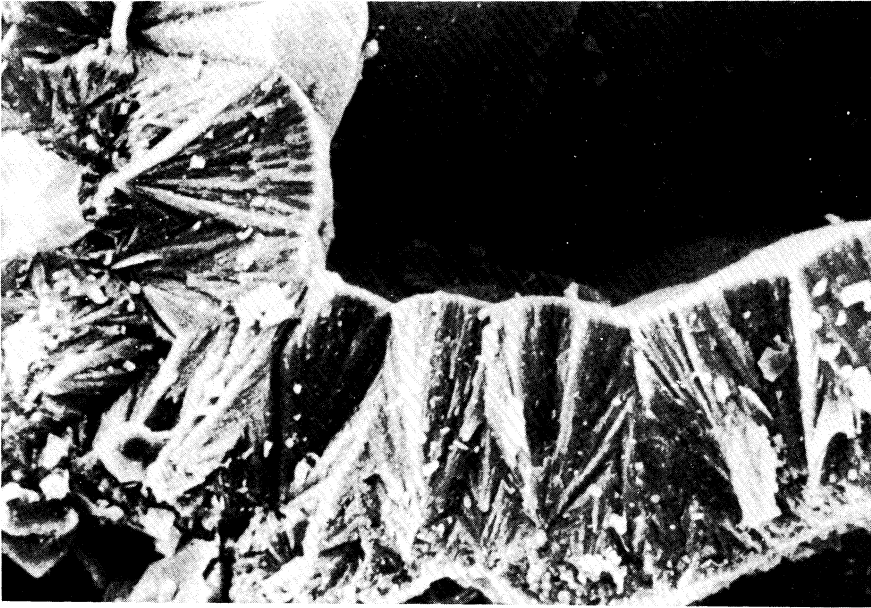


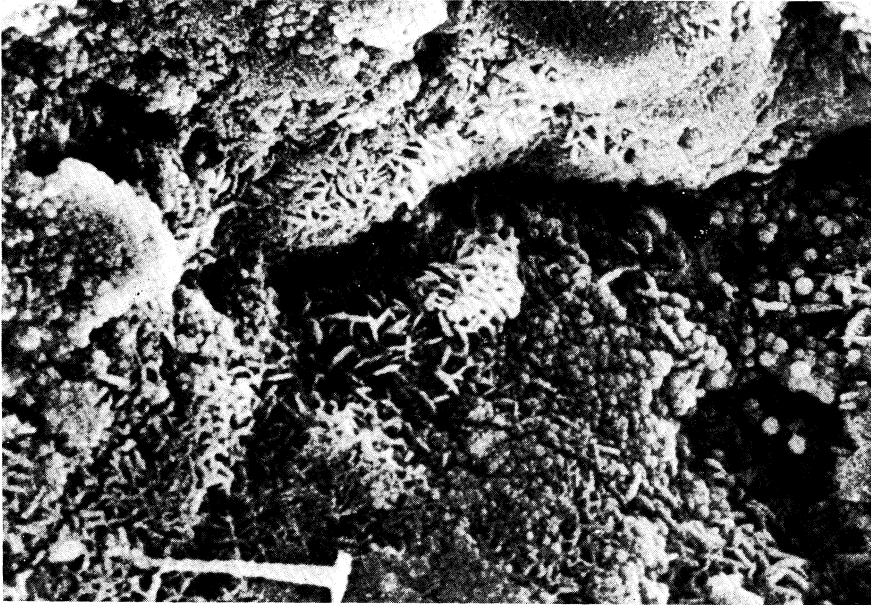
Foto 1 Muestra R-PM (placa). Revestimientos de óxidos de hierro que cementan los granos de cuarzo (500 x).



Foto 2 Muestra R-TMC. Recubrimientos discontinuos en una separación tubular (3.500 x).



Fotg. 3. Muestra Cecebre. Aspecto radial característico de goetitas bien cristalizadas (750 x).



Fotg. 4. Muestra MdC-3. Formas aciculares y globosas de los óxidos de hierro (2.500 x).





## Procesos de oxidación de pirita en medios superficiales: potencial acidificante e interés para la recuperación de suelos de mina

### Pyrite oxidation processes in surface systems: acidifying potential and its interest in minesoils reclamation

URRUTIA, M.; GRAÑA, J.; GARCIA-RODEJA, R.; MACIAS, F.

Se analizan los mecanismos de oxidación de pirita, considerando las diferentes vías de evolución admitidas en la bibliografía, la influencia de las condiciones del medio (Eh, pH, microorganismos, etc.), la naturaleza de los productos formados y su potencial acidificante en distintas condiciones.

Como ejemplo se presentan datos obtenidos en el estudio de dos explotaciones mineras en rocas anfíbolíticas ricas en sulfuros de las proximidades de Santiago de Compostela. Se concluye la necesidad del conocimiento de estos procesos para una mejor planificación de las medidas de control del impacto ambiental en suelos, aguas y organismos, así como de los procedimientos más adecuados para la recuperación de escombreras y «suelos de mina».

**Palabras clave:** oxidación de la pirita, acidificación, condiciones de pH-EH.

Some aspects of pyrite oxidation mechanism such as the evolution pathways recognized in the literature, the influence of environmental conditions (Eh, pH, microorganism, etc.), nature of formed products and acidifying potential under different conditions are revised. As an example, the results obtained in a study of two mines in sulphide rich amphibolitic rocks near Santiago de Compostela, are included. It is concluded the need of the knowledge of these processes in order to improve the planification of the methods to control environmental impacts in soils, waters and organisms, as well as to establish the most suitable procedures for waste materials and minesoils reclamation.

**Key words:** Pyrite oxidation, acidification, Eh-pH conditions.

## INTRODUCCION

La mayor parte de los procesos de oxidación que se producen en ambientes naturales llevan consigo una modificación simultánea del estado ácido-base del sistema, incrementando generalmente su acidez. Uno de los de mayor interés, por su alto potencial de impacto ambiental, es la oxidación de sulfuros metálicos que se produce cuando grandes cantidades de sedimentos fuertemente reducidos y ricos en sulfuros, procedentes de actividades mineras, procesos de recuperación de sedimentos con sulfuros u otras causas, son expuestos a la intemperie en áreas relativamente reducidas. En estas situaciones el exceso de acidez afecta rápidamente al medio acuoso, escasamente amortiguado, donde pueden llegar a producirse valores de pH inferiores a 3. Posteriormente, se reduce el pH de los suelos y sedimentos a valores inferiores a 4, con una modificación drástica de las concentraciones de distintos elementos en las fases fluídas y en el complejo coloidal, pudiendo llegar a la destrucción completa de las estructuras cristalinas y a la práctica imposibilidad del crecimiento vegetal cuando la acidez es muy fuerte.

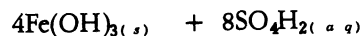
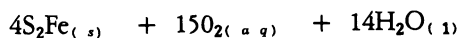
Los procesos de oxidación de sulfuros son, todavía, poco conocidos, a pesar de la gran cantidad de estudios dedicados a esclarecer tanto los mecanismos por los que transcurren, como los productos que se ven afectados por ellos en diferentes condicio-

nes. Sin embargo, existe ya una base de conocimientos que puede y debe ser utilizada para minimizar los impactos ambientales de zonas afectadas por estos procesos, especialmente escombreras de minas con fuerte concentración de sulfuros. Dado que en Galicia hay una minería importante con estos posibles problemas (lignitos, Cu, Zn, Pb, arsenopirritas...) se ha iniciado un programa de estudio de los denominados «Suelos de Mina» pretendiendo realizar en este primer trabajo una revisión de los mecanismos, productos y potencial de creación de acidez de la oxidación de la pirita, por ser los sulfuros más frecuentes. Los ejemplos de Galicia se han tomado de análisis realizados en dos explotaciones en rocas de tipo anfíbolítico con presencia de sulfuros, la cantera del Touro y la mina de Fornás, ambas en las inmediaciones de Santiago de Compostela.

## PROCESO DE OXIDACION

La oxidación de los sulfuros metálicos es un proceso complejo, que incluye varios tipos de reacciones (óxido-reducción, hidrólisis, formación de complejos iónicos, solución-precipitación, etc.) de cuyo conjunto se origina alguna forma oxidada de hierro, aniones sulfato y una fuerte acidez, estimada como 2 moles de ácido por mol de pirita, si se considera como ecuación general de la oxidación la siguiente:

(1)

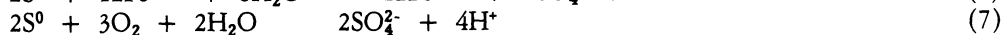
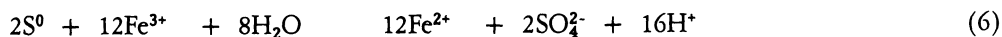
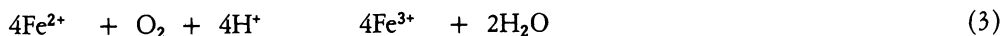
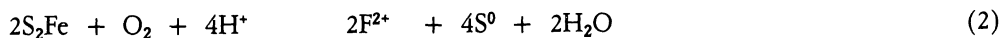


Esta reacción de oxidación e hidrólisis implica la pérdida de un electrón por el Fe, 14 electrones por el S y la ganancia de 7 electrones y medio por el oxígeno, por cada mol de pirita, así como la precipitación de un mol de hierro hidrolizado, proceso que claramente no puede suceder en una etapa única (NORDSTROM, 1982) puesto que, cinéticamente, las reacciones con transfe-

rencia de más de dos electrones son muy poco probables (BASOLO y PEARSON, 1967).

Las etapas más comunmente citadas (TEMPLE y DELCHAMPS, 1953; VAN BREEMEN, 1973; LE ROUX *et al.*, 1974; STUMM y MORGAN, 1981; BACKES *et al.*, 1986) son las siguientes:





En ellas los agentes oxidantes son el Oxígeno molecular (reacciones 2, 3 y 7) y el  $Fe^{3+}$  (reacciones 5 y 6).

Algunos autores señalan también la formación de oxianiones de S metaestables como polithionatos, sulfitos y tiosulfatos (MOSES, 1982; GOLDBERGER, 1983).

Debido a la complejidad del proceso no se conoce con certeza que reacción predomina a un pH dado, cuáles son los reactivos y los productos y cómo varían en el tiempo; en ello radica la dificultad de realizar estudios cinéticos y la variabilidad de datos en-

contrados entre los realizados (GARRELS y THOMPSON, 1960; SMITH y SHUMATE, 1970; MATHEWS y ROBINS, 1972; NORDSTROM, 1982; MCKIBBEN y BARNES, 1986). Estos últimos, en estudios de oxidación experimental en soluciones de HCl diluidas a temperatura de 30 °C, concluyen que:

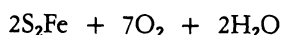
— La velocidad de oxidación de la pirita por el ión  $Fe^{3+}$ , a pH 1-2, es función de la concentración de protones en este rango de pH del siguiente modo:

$$R_{sp}Fe^{3+} = -10^{-9.74} \cdot [Fe^{3+}]^{0.5} \cdot [H^+]^{-0.5}$$

— La velocidad de oxidación por el oxígeno disuelto es función de la concentración de  $O_2$  y prácticamente independiente de la de protones en el intervalo de pH de 2-4, según la expresión:

$$R_{sp/O_2} = -10^{-6.77} \cdot [O_2]^{0.5}$$

Además, los parámetros fisicoquímicos del medio de oxidación ejercen un efecto importante en estas reacciones, especialmente el potencial redox de cada uno de los pares redox implicados y el pH al que se producen las mismas. Ambos parámetros son frecuentemente utilizados para caracterizar los entornos geoquímicos, aunque en realidad son consecuencia del balance químico global de todas las sustancias presentes en el sistema y no a la inversa (SATO, 1960a). Asimismo pueden modificar los mecanismos de oxidación, que se concretan en dos tipos fundamentales:



— Un *mecanismo de naturaleza inorgánica*, debido al oxígeno molecular o al ión férrico.

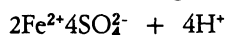
— Un *mecanismo con intervención biótica* fundamentalmente bacterias oxidantes del azufre y del hierro.

Ambos pueden suceder simultáneamente (SILVERMAN, 1967) y el predominio de uno u otro vendrá determinado fundamentalmente por el pH y el Eh y, a continuación, por factores limitantes del crecimiento bacteriano (Temperatura, concentración de sulfatos, etc.).

### Oxidación inorgánica

Se distinguen dos modos de oxidación inorgánica de la pirita, en función del agente oxidante implicado:

— El primer mecanismo es la *oxidación por medio del Oxígeno* según la reacción:



en la cual el 87,5 % del oxígeno del sulfato es aportado por el oxígeno molecular y el 12,5 % restante deriva del agua (TAYLOR *et al.*, 1984). Es una reacción claramente limitada por la disponibilidad de oxígeno que suele ser baja debido a la dificultad de difusión de este elemento, y su cinética depende de la velocidad de reducción del oxígeno molecular (SATO, 1960b; NORDSTROM, 1982). Esto implica que la reacción no transcurre cuando la concentración de  $O_2$  en el medio es baja, lo que en términos de Eh sucede a valores inferiores a 300 mv. La velocidad de difusión depende de las relaciones físicas entre las fases sólidas y fluidas, fundamentalmente de la porosidad y contenido en agua. BORNSTEIN *et al.* (1980) observan que la velocidad de difusión es máxima, en suelos, subsuelos y arenas, para contenidos de agua entre el 10

y 20 % respecto a peso seco y para porcentajes de poros rellenos de aire entre el 30 y el 70 %. Por consiguiente la reacción será mucho más lenta en suelos excesivamente secos o totalmente encharcados. Por otra parte, las concentraciones de  $H^+$ ,  $SO_4^{2-}$  y  $Fe^{2+}$  también intervienen en la velocidad de reacción, que disminuye a medida que se incrementan aquellas.

En resumen, el mecanismo inorgánico de oxidación por acción del  $O_2$  se favorece en medios abiertos y bien drenados, con fácil eliminación de los productos disueltos, pH inferior a 4,0, Eh por encima de 300 mv y contenidos en agua inferiores a la capacidad de campo pero no excesivamente bajos.

— El segundo mecanismo es la *oxidación por medio del hierro férrico* (GARRELS y THOMPSON, 1960; SMITH *et al.*, 1968) según la reacción:



que se obtiene combinando las reacciones (5) y (6). En ella, el 100 % del oxígeno del anión sulfato deriva del agua (TAYLOR *et al.*, 1984). El factor limitante en este caso es la disponibilidad de  $Fe^{3+}$  y también influyen, aunque en menor medida, las concentraciones de  $Fe^{3+}$ ,  $SO_4^{2-}$  y  $H^+$  haciendo decrecer la velocidad de la reacción a medida que se incrementan. La concentración de  $Fe^{3+}$  depende del Eh, pH y de la naturaleza de la fase sólida más soluble del sistema que, por debajo de pH 4,5, es el  $Fe(OH)_3$  amorfo (Fig. 1). A pesar de que no es la fase más estable parece lógico considerar este producto como el que controla la concentración de  $Fe^{3+}$  ya que se ha demostrado ex-

perimentalmente que es el producto que se forma en las fases iniciales de la oxidación (NORDSTROM, 1982).

El pH tiene un doble efecto; por una parte la solubilidad de las fases sólidas de hierro depende fuertemente de este parámetro, incrementándose unas mil veces por cada unidad de descenso del mismo y, por otra, cuando es superior a 4 la concentración de  $Fe^{3+}$  en solución se vuelve excesivamente baja (inferior a  $10^{-8}$  M si se considera el equilibrio con el  $Fe(OH)_3$  amorfo). En cuanto al Eh, si se tiene en cuenta el siguiente mecanismo de oxidación de  $Fe^{2+}$  a  $Fe^{3+}$ :



$$Eh = 0,77 - 0,059 \log \frac{[Fe^{2+}]}{[Fe^{3+}]}$$

se deduce que los valores de este parámetro deben ser muy altos (Eh mayor de 500 mv) para poder mantener una alta concentración

de  $Fe^{3+}$  y una relación  $[Fe^{2+}]/[Fe^{3+}]$  favorable a la marcha de la oxidación (Tabla I).

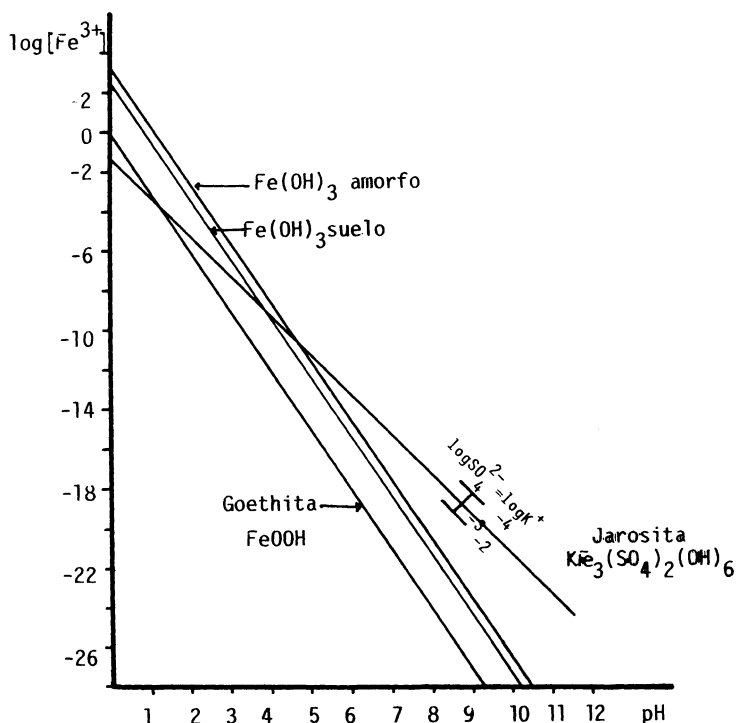


Fig. 1: Diagrama de solubilidad de distintos compuestos de Fe

TABLA I. Valores de Eh correspondientes a diferentes relaciones  $[Fe^{2+}]/[Fe^{3+}]$  según el mecanismo anterior.

$[Fe^{2+}]/[Fe^{3+}]$	Eh (v)
0,01	0,888
1	0,770
100	0,652
10.000	0,534

En resumen, se trata de un mecanismo de oxidación poco probable ya que exige valores de Eh muy elevados y de pH muy bajos (Fig. 2). Sin embargo se ve favorecido por la acción catalizadora de determinadas bacterias quimiolitotróficas acidófilas, oxidantes del  $Fe^{2+}$ , como el *Thiobacillus ferrooxidans*. Estas bacterias incrementan la

velocidad de la reacción de oxidación del  $Fe^{2+}$  en casi seis veces, lo que permite la existencia en solución de suficiente  $Fe^{3+}$  para que la oxidación de la pirita continúe y con ello el proceso se autoperpetúa (SINGER, y STUMM, 1970; LACEY y LAWSON, 1970; NORDSTROM, 1976; IVARSON et AL., 1982).

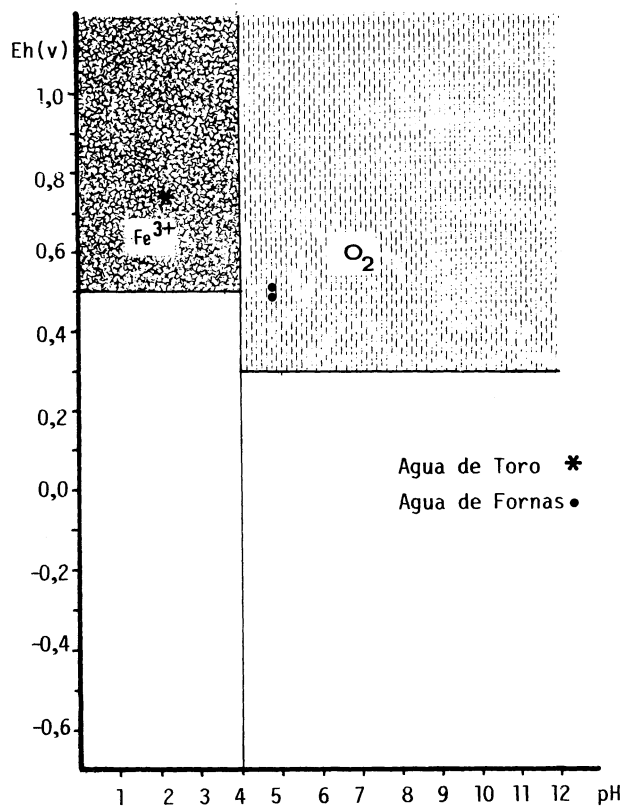


Fig. 2: Condiciones Eh-pH en las que es posible la oxidación inorgánica de la pirita debida al O<sub>2</sub> o al Fe<sup>3+</sup>

Además de los ya nombrados otros factores que influyen en la oxidación inorgánica (CLARK, 1966; SHUMATE *et al.*, 1971; VAN BREEMEN, 1970; RICHARDSON, 1976).

- Temperatura: La velocidad de oxidación debida al oxígeno se duplica por cada incremento de 10 °C en la temperatura.
- Tamaño de partícula: A menor tamaño de partícula mayor superficie y mayor velocidad de oxidación. También influye el tipo de pirita destacando como más reactiva la framboi-

dal (CARUCCIO *et al.*, 1976; PUGH *et al.*, 1984).

- Presencia de otros sulfuros (calcopirita, blenda...): Hacen disminuir la velocidad de oxidación de la pirita por protección galvánica (NORDSTROM, 1982).
- Superficie expuesta: Consecuencia del grado de alteración o forma de la superficie, tal como describen MCKIBBEN y BARNES (1986), que aseguran que la presencia de hendiduras, bordes de fractura, defectos, inclusiones, etc., son los factores su-

perficiales que más influyen en la aparición y velocidad de los procesos de oxidación.

### Oxidación bacteriana

Puede ser el mecanismo de oxidación más importante en todo el rango de pH de las aguas naturales. Las principales poblaciones microbianas son bacterias quimiolitotróficas acidófilas del *G. Thiobacillus*, aunque pueden contribuir también otros grupos (*Metallogenium*, *Sulfolobus*...) (RALPH, 1979).

En función de las condiciones físico-químicas, especialmente pH y Eh, parece existir una sucesión de bacterias oxidantes del Fe (WALSH y MITCHELL, 1972a y b; RALPH, 1979) (Fig. 3). A valores de pH entre 3,5-4,5 (óptimo 4,1) se han encontrado bacterias del *G. Metallogenium*, bacterias filamentosas tolerantes al ácido, que llevarían el pH hasta valores menores de 4, permitiendo la actuación del *Thiobacillus ferrooxidans*. En el rango de pH 6-9 se han aislado también especies bacterianas como

*Sphaerotilus natans* y *Gallionella ferruginea* (RALPH, 1979), aunque en este rango de pH la oxidación inorgánica es relativamente alta y la intervención bacteriana no está aún clara. Según WALSH y MITCHELL (1972a y b) el miembro terminal de las sucesiones pH-dependientes de las bacterias oxidantes, tanto del S como del Fe, es el *Thiobacillus ferrooxidans*, que parece controlar los procesos de oxidación en medios ácidos y oxidantes (Fig. 3). Esta bacteria precisa un medio acuoso (aunque toma el oxígeno y el anhídrido carbónico del aire), una fuente de amonio, pequeñas cantidades de fosfato, calcio y magnesio, generalmente ya presentes en el agua (BRUYNESTEYN y HACKL, 1984) y altas concentraciones de iones sulfato (LAZAROFF, 1963; TUOVINEN et al., 1971 y 1975) necesarios para la oxidación del Fe (II). Su crecimiento en suelos debe producirse en la capa superficial, aunque parece posible su existencia en profundidad (KLEINMANN, 1979; KLEINMANN y CRERAR, 1979). Por otra parte es capaz de soportar altas concentraciones de  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Co}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  y  $\text{Al}^{3+}$ , entre otros metales (TUOVINEN et al., 1971).

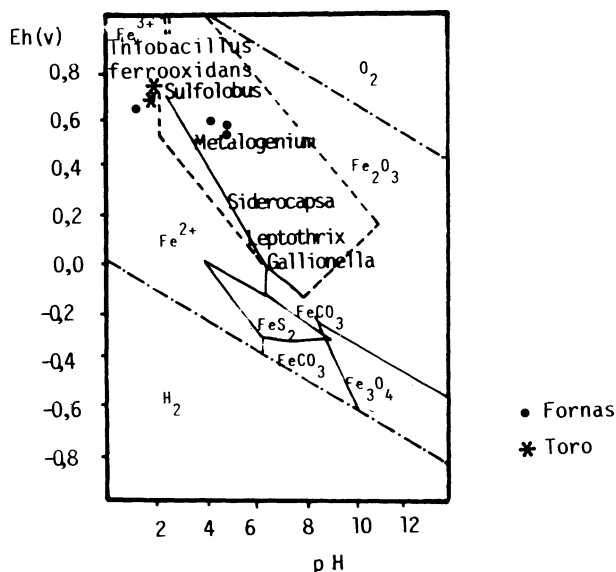


Fig.3: Diagrama Eh-pH de estabilidad del hierro y dominio de los principales grupos de bacterias oxidantes del Fe (Grant y Long, 1985).

El *T. ferrooxidans* puede tomar parte en la oxidación de la pirita de dos modos:

- Según un mecanismo de «contacto indirecto», como catalizador de la oxidación de hierro ferroso a férrico en medios ácidos (MARGALITH *et Al.*, 1966) (mecanismo inorgánico mediado bacterianamente).
- Según un mecanismo de «contacto directo», actuando sobre la superficie de la pirita y oxidando enzimáticamente al hierro y al sulfuro (BRYNER y JAMESON, 1958; DUNCAN *et Al.*, 1967; BECK y BROWN, 1968; TORMA, 1971; DUNCAN y WALDEN, 1972).

Otros autores, como KLEINMANN (1979) o ARKESTEYN (1980), apoyan la idea de que el *T. ferrooxidans* es capaz de vivir incluso a pH mayor que 7,0; KLEINMANN considera que aunque el medio ten-

ga un pH próximo a la neutralidad éste valor no sería representativo ya que en la proximidad de los granos de pirita es considerablemente menor y, en estas zonas, se situarán los Thiobacilos actuando por contacto directo en las etapas iniciales del proceso. Esto se ha confirmado en el presente estudio por medio de datos de pH de abrasión de pirita y mezclas de sulfuros, que dan valores de 5,80 y 5,97, respectivamente, cuando se establece el equilibrio en medio acuoso. Si el contenido de oxígeno en solución es mayor el pH se vuelve fuertemente ácido; Así, en agua oxigenada (50 %) el pH de abrasión es menor de 0,1 con un tiempo de contacto de 2 minutos (Tabla II). Por el contrario SOKOLOVA y KARAVAIKO (1968) o ZAJIC (1969) opinan que otras especies *Thiobacillus* son capaces de realizar una función similar y KELLY *et Al.* (1969) encuentran que los cultivos mixtos oxidan la pirita con mayor eficacia que los puros. Es evidente,

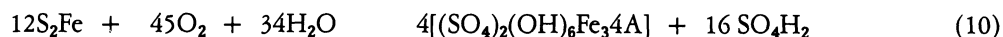
TABLA II. Datos de pH de abrasión de pirita, mezclas de sulfuros y anfibolita encajante en agua y de pirita en agua oxigenada al 50 % (tiempo de contacto 2 m 15 s).

	pH abrasión	[H <sup>+</sup> ]	meq H <sup>+</sup> /100gr
Pirita	5,80	$1,58 \cdot 10^{-6}$	$3,16 \cdot 10^{-4}$
Mezcla de sulfuros	5,97	$1,07 \cdot 10^{-6}$	$2,14 \cdot 10^{-4}$
Anfibolita	9,56	$2,75 \cdot 10^{-10}$	$5,50 \cdot 10^{-8}$
Pirita (H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> )	0,08	0,83	332

por tanto, que la intervención de otras especies bacterianas en la catálisis de estas reacciones es todavía objeto de discusión.

En principio la oxidación microbiológica puede ser representada por la ecuación de oxidación de la pirita (reacción 1) (BRUY-

NESTEYN y HACKL, 1984) pero, puesto que la bacteria precisa la presencia de anión sulfato como predominante para oxidar al Fe<sup>2+</sup>, éste elemento no precipita como hidróxido sino como un mineral tipo jarosita u otros sulfatos básicos de hierro:



siendo A = H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, Na<sup>+</sup> o K<sup>+</sup> ...

lo que permite una mayor concentración de  $\text{Fe}^{3+}$  que la que se produciría en el equilibrio con el hidróxido amorfo a pH ligeramente ácidos o alcalinos. El umbral de pH al que la jarosita regula la concentración de  $\text{Fe}^{3+}$  es dependiente de la concentración de sulfatos, según se observa en la (Fig. 4) lo que también influirá en las condiciones en que puede producirse la oxidación inorgánica con  $\text{Fe}^{3+}$  como agente oxidante (Fig. 2).

Por tanto, la oxidación bacteriana depende fundamentalmente de la cinética de

crecimiento de las bacterias (NORDSTROM, 1982), es decir, de la temperatura, humedad, sustancias nutritivas, etc.

### Productos de la oxidación

Como productos de la oxidación se originan una serie de precipitados que son, fundamentalmente, combinaciones del hierro con el oxígeno o con el sulfato, de cristalinidad variable (Tabla III). Gradualmente

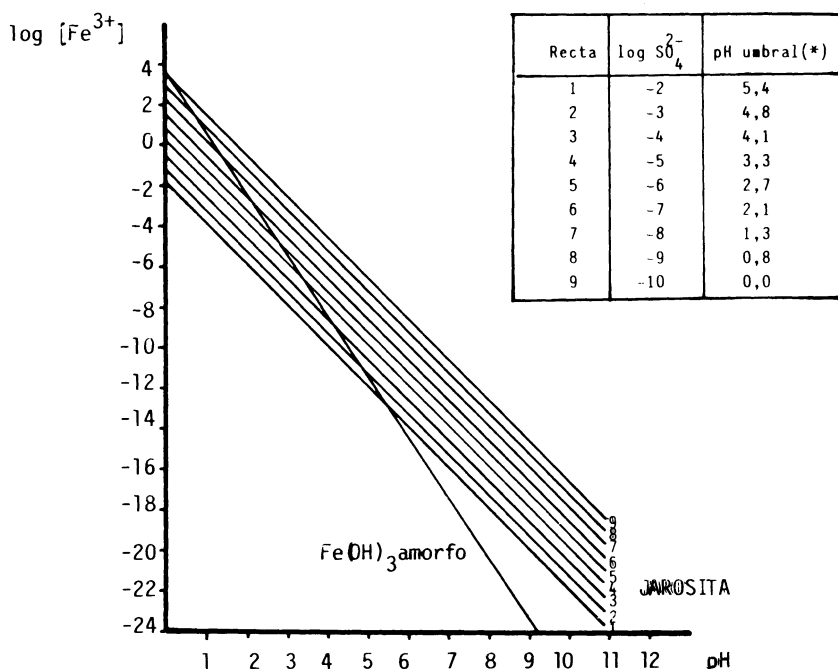


Fig. 4: Solubilidad de la jarosita en función de la concentración de  $\text{SO}_4^{2-}$  del medio. ( $\log K^+ = -3$ ). (\*) A valores de pH mayores la jarosita controla la concentración de Fe en solución).

los sulfatos pueden evolucionar por deshidratación y oxidación hacia ferrihidrita o goethita, que es el compuesto de mayor estabilidad en la mayor parte de los medios naturales (Fig. 1 y Fig. 5). La jarosita únicamente sería estable en medios de pH fuerte-

mente ácidos (menor de 4) y Eh muy elevado, con altas concentraciones de sulfatos. Estos dos ambientes se han identificado en el estudio de las aguas de escorrentía superficial en las minas de Fornas y Touro (Fig. 5).

TABLA III. Productos de oxidación de la pirita (S. S. A. = encontrado únicamente en suelos sulfato-ácidos)

Combinaciones hierro-oxígeno	<ul style="list-style-type: none"> <li>— Oxidos o hidróxidos de Fe - GOETHITA</li> <li>— Oxihidróxidos casi amorfos - FERRIHIDRITA</li> </ul>	VAN BREEMEN, 1973; SCHWERTMAN y TAYLOR, 1977; NORDSTROM, 1982; THORNBER y WILDMAN, 1984; THORNBER, 1985; LAZAROFF et al. 1985.
Combinaciones hierro-sulfato (y otros metales existentes en el medio).	<ul style="list-style-type: none"> <li>— JAROSITAS (con <math>\text{NH}_4^+</math>, <math>\text{K}^+</math>, <math>\text{Na}^+</math>, o <math>\text{H}_3\text{O}^+</math>)</li> </ul>	SHOKAREV et al., 1972; IVARSON, 1973; VAN BREEMEN, 1973; NORDSTROM, 1982; LAZAROFF et al., 1985; ROSS e IVARSON, 1980.
	<ul style="list-style-type: none"> <li>— Sulfatos hidratados: — <math>(\text{SO}_4)_3\text{Fe}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}</math></li> <li>— Eflorescencias: — <i>Melanterita</i>: <math>\text{SO}_4\text{Fe} \cdot 7\text{H}_2\text{O}</math> — <i>Rozemita</i>: <math>\text{SO}_4\text{Fe} \cdot 4\text{H}_2\text{O}</math> — <i>Szomolnokita</i>: <math>\text{SO}_4\text{Fe} \cdot \text{H}_2\text{O}</math> — Roemerita: <math>(\text{SO}_4)_4 \text{Fe}^{2+} \text{Fe}^{3+} \cdot 12\text{H}_2\text{O}</math> — Sulfato férrico ligeramente básico: — <math>\text{Fe}_7(\text{SO}_4)_9(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}</math> — Yeso: <math>\text{SO}_4\text{Ca}</math> — Pickeringita: <math>\text{MgAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}</math> (S. S. A.)</li> <li>— Copiapita: <math>\text{Fe}_3\text{Fe}_2(\text{OH})_2(\text{SO}_4)_6 \cdot 20\text{H}_2\text{O}</math> — Voltaíta: <math>\text{K}_2\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{2+}(\text{SO}_4)_{12} \cdot 18\text{H}_2\text{O}</math> — Rhomboclasa: <math>\text{FeH}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}</math> — Coquimbita: <math>\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}</math> — Tamarugita: <math>\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}</math> (S. S. A.) — Alunita sódica: <math>\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}</math> (S. S. A.) — Sulfatos de Fe y K, Cu, Pb, Ca, Al...</li> </ul>	VAN BREEMEN, 1973; BUURMAN, 1975; RICHARDSON, 1976; ROSS e IVARSON, 1980; IVARSON et al., 1982; NORDSTROM, 1982; LAZAROFF et al., 1985; THORNBER, 1985.

(Subrayados los sulfatos más frecuentemente citados)



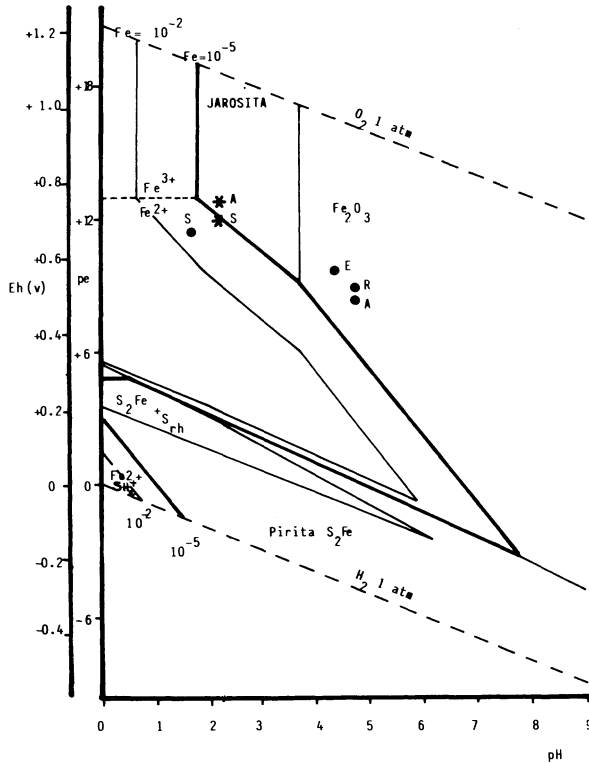


Fig. 5: Diagrama pe-pH de Pirita, S r6mbico,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  amorfo, jarosita y  $\text{K}^+$   $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  disueltos a un  $\log [\text{SO}_4^{2-}] = -2,3$ ,  $\log [\text{K}^+] = -3,3$ ,  $25^\circ\text{C}$  y 1 atm. (Van Breemen, 1973) y situaci3n de las condiciones de las aguas de esco-rrentia superficial de las minas estudiadas: ● Mina de Fornas; \* Mina de Toro. A: Agua; S: Sedimento; E: Escombrera; R: R3o Forn3s.

## ACIDIFICACION

Durante todo el proceso de oxidaci3n de la pirita la producci3n de 3cido es continua,

variando su cantidad seg3n el grado de oxi-daci3n del hierro, el mecanismo de oxi-da-ci3n y los productos resultantes de la reac-ci3n (VAN BREEMEN, 1973; BRUYNES-TEYN y HACKL, 1984) (Fig. 6).

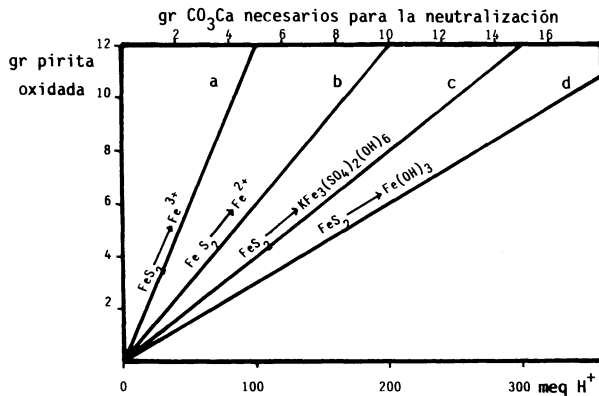
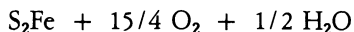
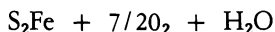


Fig. 6: Producci3n de 3cido durante la oxidaci3n de pirita (Van Breemen, 1973).

- Si todo el hierro se oxida y permanece en solución como  $\text{Fe}^{3+}$ , cada mol

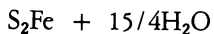


Esto sucedería en medios muy ácidos y oxidantes (Eh mayor de 500 mv).

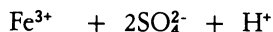


Esto se producirá cuando las condiciones de Eh sean menores de 500 mv, y el pH menor o próximo a 8.

- Si todo el hierro oxidado precipita como jarosita, se producen 2,66 moles de protones por mol de pirita (reacción 10), lo cual tendrá lugar en medios ácidos y muy oxidantes (pH menor de 4 y Eh mayor de 600 mv),



de pirita produce un equivalente de protones:

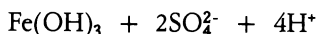


- Si se forma  $\text{Fe}^{2+}$  se origina doble cantidad de protones:



con fuerte concentración de sulfatos, restringiéndose el campo al decrecer ésta (Figs. 4 y 5).

- Finalmente, la mayor producción de ácido se obtiene cuando el hierro oxidado se hidroliza a hidróxido férrico, originándose 4 moles de protones por mol de pirita (pH mayor de 4 y Eh mayor de 200 mv):



En la naturaleza realmente tiene lugar una combinación de estas reacciones, principalmente de las dos últimas, con lo cual la producción de ácido oscilará entre 1,2-2 moles de protones por mol de pirita oxidada (BRUYNESTEYN y HACKL, 1984). Al mismo tiempo, la fuerte tendencia que presenta el ión férrico a hidrolizarse y precipitar favorece los dos últimos procesos, convir-

tiendo la oxidación de pirita en una de las reacciones de meteorización más acidificantes (STUMM y MORGAN, 1981). Como ejemplo de este hecho se presentan los datos de la acidez creada a partir de la oxidación de piritas, en medio acuoso y con agua oxigenada, y dos tipos de material existente en las escombreras de la mina de Fornas (Fig. 7 y Tabla IV).

TABLA IV.  $\text{MeqH}^+ / 100 \text{ gr}$  producidos en su oxidación por pirita y escombreras de la mina de Fornas (F2 = Escombrera con vegetación: F3 = Escombrera estéril)

ESCOM.	F2, 0-2 cm	F2, 2-15 cm	F 3/1	F 3/2	PIRITA	$\text{H}_2\text{O}$	$\text{H}_2\text{O}_2$
0,125 d.	$1,26 \cdot 10^{-4}$	$2,01 \cdot 10^{-4}$	0,80	0,201	2m.15s	$0,89 \cdot 10^{-3}$	332
1d.	$5,05 \cdot 10^{-4}$	$5,05 \cdot 10^{-4}$	0,253	0,800	2h.	$2,10 \cdot 10^{-3}$	672
2d.	$6,35 \cdot 10^{-4}$	$5,05 \cdot 10^{-4}$	0,505	0,800	3h.	$13,00 \cdot 10^{-3}$	720
4d.	$6,35 \cdot 10^{-4}$	$5,05 \cdot 10^{-4}$	0,505	0,635	25h.	$12,00 \cdot 10^{-3}$	838
15d.	$6,35 \cdot 10^{-4}$	$8,00 \cdot 10^{-4}$	0,800	1,008	30h.	$20,00 \cdot 10^{-3}$	885
30d.	$10,08 \cdot 10^{-4}$	$3,18 \cdot 10^{-4}$	1,280	1,600			
60d.	$15,92 \cdot 10^{-4}$	$4,01 \cdot 10^{-4}$	1,280	2,000			
90d.	$25,38 \cdot 10^{-4}$	$15,92 \cdot 10^{-4}$	1,280	1,600			

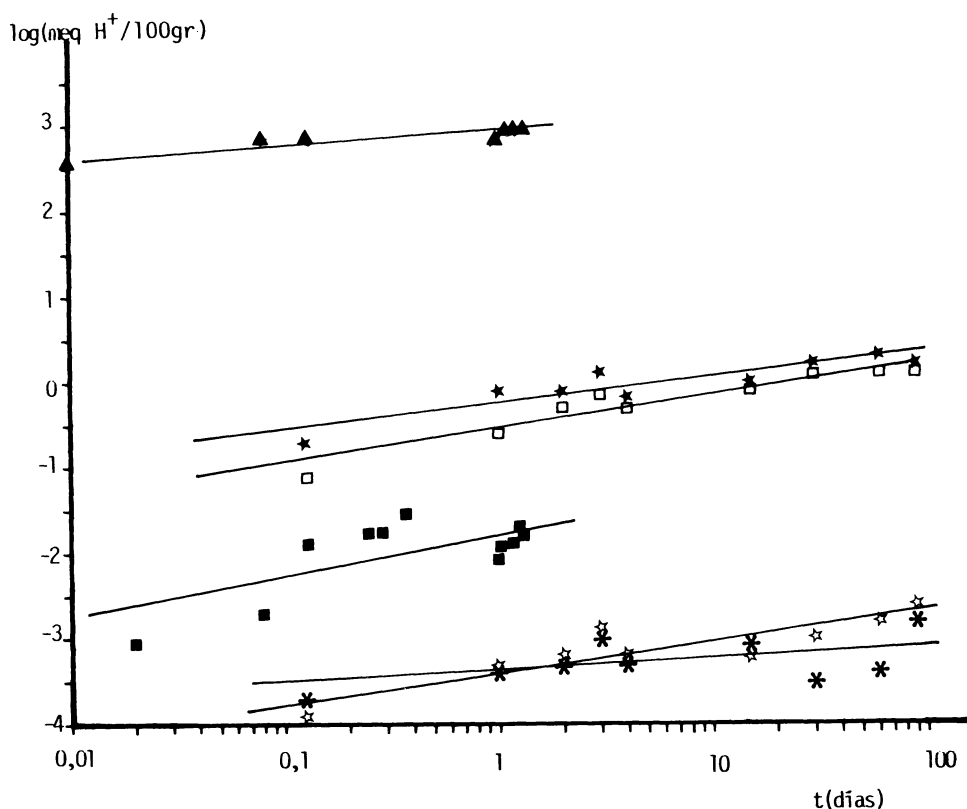


Fig. 7: Cantidad de protones producidos por 100 gr de muestra en escombreras de la mina de Fornas y pirita (en agua y  $\text{H}_2\text{O}_2$ ) a lo largo del tiempo (expresado como  $\log(\text{meqH}^+/100 \text{ gr})$  frente a  $\log$  tiempo (días).  $\blacktriangle$  Pirita en  $\text{H}_2\text{O}_2$ ;  $\blacksquare$  Pirita en agua;  $\star$  Escombrera con vegetación (0-2cm);  $\ast$  Escombrera con vegetación (2-15cm);  $\square$  Escombrera sin vegetación I;  $\star$  Escombrera sin vegetación II.

## CONCLUSION

El conocimiento de los mecanismos y de las condiciones bióticas y físico-químicas en que tiene lugar la oxidación de la pirita permite establecer las pautas de acidificación que pueden producirse en distintos sistemas naturales. Este conocimiento resulta esencial para una adecuada planificación de las medidas destinadas a controlar impactos ambientales sobre suelos, aguas y organismos, así como para el establecimiento de los

procedimientos más adecuados dirigidos a la recuperación de escombreras y «suelos de mina». En caso contrario, se corre el riesgo de alcanzar resultados diferentes a los esperados, que en ocasiones pueden llegar a agravar el problema, o, cuando menos, a realizar inversiones de mayor entidad que las realmente necesarias.

*Recibido, 28-II-87*

*Aceptado, 8-V-87*

## BIBLIOGRAFIA

- ARKESTEYN, G. J. (1980). Pyrite oxidation in acid sulphate soils: The role of microorganisms. *Plant and Soil*: 54: 199-134.
- BACKES, C. A.; PULFORD, I. D.; DUNCAN, H. J. (1986): Studies on the oxidation of pyrite on colliery spoil. I. The oxidation pathway and inhibition of the ferrous-ferric oxidation. *Reclam. Reveg. Res.*, 4: 279-291.
- BASOLO, F.; PEARSON, R. G. (1967). Mechanisms of inorganic reactions. 2nd. edn. S. Wiley and Sons, Inc. N. Y. 701p.
- BECK, J. V.; BROWN, G. D. (1968). Direct sulfide oxidation in the solubilization of sulfide ores by *Thiobacillus ferrooxidans*. *J. Bacteriol.* 96: 1433-1434.
- BORNSTEIN, J.; HEDSTROM, W. E.; SCOTT, T. R. (1980). Oxygen diffusion rate relationships under three soil conditions. *LSA Exp. Sta. Tech. Bull.* 98. 12 pp. Univ. Maine.
- BRUYNESTEYN, A.; HACKL, R. P. (1984). Evaluation of acid production potential of mining waste materials. *Minerals and the Environment*, 4: 5-8.
- BRYNER, L. C.; JAMESON, A. K. (1958). Microorganisms in leaching sulfide minerals. *Appl. Microbiol.* 6: 281-287.
- BUURMAN, P. (1975). In vitro weathering products of pyrite. *Geologie in Mijnbouw*, 54: 101-105.
- CARUCCIO, F. T.; GEIDELL, G.; SEWELL, J. M. (1976). The character of drainage as a function of the occurrence of framboidal pyrite and ground water quality in eastern Kentucky, p. 1-6. In *6th Symp. Coal Mine Drainage Res.* Louisville, Ky.
- CLARK, C. S. (1966). Oxidation of coal mine pyrite. *J. Sanit. Eng. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 92: 127-145.
- DUNCAN, D. W.; LANDESMAN, J.; WALDEN, C. C. (1967). The role of *Thiobacillus ferrooxidans* in the oxidation of sulfide minerals. *Can. J. Microb.* 13: 397-403.
- DUNCAN, D. W.; WALDEN, C. C. (1972). Microbiological leaching in the presence of ferric iron. *Dev. Ind. Microbiol.* 13: 66-75.
- GARRELS, R. M.; THOMPSON, M. E. (1960). Oxidation of pyrite in ferric sulphate solution. *Amer. J. Sci.*, 258: 57-67.
- GOLDHABER, M. B. (1983). Experimental study of metastable sulfur oxyanion formation during pyrite oxidation at pH 6-9 and 30 °C. *Amer. Sci.*, 283: 193-217.
- GRANT, W. D.; LONG, P. E. (1985). Environmental Microbiology. In «The Handbook of Environmental Chemistry». Vol. 1, Part D: «The Natural Environment and the biogeochemical cycles». Hutzinger, O. (ed). Springer Verlag. Germany.
- IVARSON, K. (1973). Microbiological formation of basic ferric sulfates. *Can. J. Soil Sci.*, 53: 315-323.
- IVARSON, K. C.; ROSS, G. J.; MILES, N. M. (1982): Microbiological transformations of iron and sulfur and their applications to Acid Sulfate Soils and Tidal Marshes. In «Acid sulphate weathering». *Soil Sci. Soc. Am.* pp. 57-75. Madison.
- KELLY, D. P.; NORRIS, P. R.; BRIERLEY, C. L. (1979): Microbiological methods for the extraction recovery of metals. In Bull. Ellwood and Ratledge (eds). *Microbial Technol. Soc. Gen. Microbiol.* pp. 263-308.
- KLEINMANN, R. L. P. (1979). The biogeochemistry of acid mine drainage and a method to control acid formation. Ph. D. Thesis. Princeton Univ. Princeton.
- KLEINMANN, R. L. P.; CRERAR, D. A. (1979). *Thiobacillus ferrooxidans* and the formation of acidity in simulated coal mine environments. *Geomicrobiol. J.*, 1: 373-388.
- LACEY, E. T.; LAWSON, F. (1979). Kinetics of the liquid-phase oxidation of acid ferrous sulfate by the bacterium *Thiobacillus ferrooxidans*. *Biotech. Bioeng.* 12: 29-50.
- LAZAROFF, N. (1963). Sulfate requirement for iron oxidation by *Thiobacillus ferrooxidans*. *J. Bacteriol.* 85: 78-83.
- LAZAROFF, N.; MELANSON, L.; LEWIS, E.; SANTORO, N.; PUESCHEL, C. (1985). Scanning Electron Microscopy and Infrared Spectroscopy of iron sediments formed by *Thiobacillus ferrooxidans*. *Geomicrobiol. J.*, 4: 231-268.
- LE ROUX, N. W.; NORTH, A. A.; WILSON, J. C. (1974). Bacterial oxidation of pyrite In «10th International Mining Processing Congress», London, (1973). *Inst. Mining and Metallurgy*, pp. 1.051-1.066.
- MARGALITH, P.; SILVER, M.; LUNDGREN, D. G. (1966). Sulfur oxidation by the iron bacterium *Ferroplasma ferrooxidans*. *J. Bacteriol.*, 92: 1.706-1.709.
- MATHEWS, C. T.; ROBINS, R. G. (1972). The oxidation of ferrous disulfide by ferric sulfate. *Austral. Chem. Eng. Aug.* 21-25.
- McKIBBEN, M. A.; BARNES, H. F. (1986). Oxidation of pyrite in low temperature acidic solutions: Rate laws and surface textures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 1.509-1.520.
- MOSES, C. O. (1982). Kinetic investigations of sulfide mineral oxidation in sterile aqueous media. M. Sc. Dissertation. Univ. Virginia.
- NORDSTROM, D. K. (1976). Kinetic and equilibrium aspects of ferrous iron oxidation in acid mine waters. *Abstract. Geol. Soc. Am. Ann. Mtg.* Denver. Colorado.
- NORDSTROM, D. K. (1982). Aqueous pyrite oxidation and the consequent formation of secondary iron minerals. En «Acid Sulphate Weathering», Ch. 3, pp. 37-56.

- PUGH, C. E.; HOSSNER, L. R.; DIXON, J. B. (1984). Oxidation rate of iron sulfides as affected by surface area, morphology, oxygen concentration and autotrophic bacteria. *Soil Sci.*, 137: 309-313.
- RALPH, B. J. (1979). Oxidative reactions in the sulfur cycle. En «Biochemical cycling of mineral-forming elements», Ch. 6. 3. Trudinger, P. A. Swaine, D. J. (eds). *Elsevier*. pp.: 369-400.
- RICHARDSON, J. A. (1976). Pit Heap into pasture. Natural and artificial revegetation of coal mine waste. En «Reclamation, Environment and Man», Vol. 4. J. Lenihan and W. W. Fletcher (eds). *Blackie and Son Ltd*. London. pp. 60-93.
- ROSS, G. J.; IVARSON, K. C. (1980). The occurrence of basic ferric sulfates in some canadian soils. *Can. J. Soil Sci.*, 61: 99-107.
- SATO, M. (1960a). Oxidation of sulfide ore bodies, I. Geochemical environments in terms of Eh and pH. *Economic Geol.*, 55: 928-961.
- SATO, M. (1960b). Oxidation of sulfide ore bodies, II. Oxidation mechanisms of sulfide minerals at 25 °C. *Econ. Geol.*, 55-1.202-1.231.
- SCHWERTMAN, U. TAYLOR, R. M. (1977). Iron oxides. En «Minerals in soil environments». J. B. Dixon and S. B. Weed (eds). *Soil Sci. Soc. Am.* Madison. Wis. pp.: 145-180.
- SHOKAREV, M. M.; MERGULIS, E. V.; VERSHINI-NA, F. I.; BEISEKEEVA, L. I.; SAUCHENKO, L. A. (1972). Infrared spectra of iron (III) hydroxide sulfates and hydroxides. *Russ. J. Inorg. Chem.*, 17: 1.293-1.296 (Traducción al inglés).
- SHUMATE, K. S.; SMITH, E. E.; DUGAN, P. R.; BRANT, R. A.; RANDLES, C. I. (1971). Acid mine drainage formation and abatement. *E. P. A. Rep.* 14010 FPR 04171.
- SILVERMAN, M. P. (1967). Mechanisms of bacterial oxidation. *J. Bacteriol.* 94: 1.051-1.056.
- SINGER, P. C.; STUMM, W. (1970). Acid mine drainage: the rate determining step. *Science*, 167: 1.121-1.123.
- SMITH, E. E.; SHUMATE, K. S. (1970). The sulfide to sulfate reaction mechanism; A study of the sulfide to sulfate reaction mechanism as it relates to the formation of acid mine waters. *Water Poll. Control Res. Ser.*, Ohio State Univ. Res. Found.
- SMITH, E. E.; SUANKS, K.; SHUMATE, K. S. (1968). Sulfide to sulfate reaction studies. *2nd. Symp. Coal Mine Drainage Res.* Pittsburgh, Pa. 12-34.
- SOKOLOVA, G. A.; KARAVAİKO, G. I. (1968). Physiology and geochemical activity of *Thiobacilli*. *Israel Prog. for Scientific. Transl.* 283 p.
- STUMM, W.; MORGAN, J. J. (1981). Aquatic chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. *Wiley-Interscience*. London.
- TAYLOR, B. E.; WHEELER, M. C.; NORDSTROM, D. K. (1984). Stable isotope geochemistry of acid mine drainage: experimental oxidation of pyrite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 48: 2.669-2.678.
- TEMPLE, K. L.; DELCHAMPS, E. W. (1953). Autotrophic bacteria and the formation of acid in bituminous coal mines. *App. Microbiol.*, 1: 255-258.
- THORNBUR, M. R. (1985). Supergene alteration of sulphides, VII. Distribution of elements during the gossan-forming process. *Chem. Geol.*, 53: 279-301.
- THORNBUR, M. R.; WILDMAN, J. E. (1984). Supergene alteration of sulphides, VI. The binding of Cu, Ni, Zn, Co and Pb with gossan (iron-bearing minerals). *Chem. Geol.*, 44: 399-434.
- TORMA, A. E. (1971). Microbiological oxidation of synthetic cobalt, nickel and zinc sulfides by *Thiobacillus ferrooxidans*. *Revue Can. Biol.*, 30: 209-216.
- TUOVINEN, O. H.; NIEMELLA, S. I.; GYLLENBERG, H. G. (1971). Effect of mineral nutrients and organic substances on the development of *Thiobacillus ferrooxidans*. *Biotechn. & Bioeng.*, 13: 517-527.
- TUOVINEN, O. H.; KELLEY, B. C.; NICHOLAS, D. J. (1975). The uptake and assimilation of sulfate by *Thiobacillus ferrooxidans*. *Arch. Microbiol.*, 105: 123-127.
- VAN BREEMEN, N. (1973). Soil forming processes in acid sulphate soils. En «Acid Sulphate Soils», Vol. I. *Proc. Int. Symp. H. Dost* (ed). Wageningen. The Netherlands. pp: 66-130.
- WALSH, F.; MITCHELL, R. (1972a). An acid-tolerant iron-oxidizing *Metallogenium*. *J. Gen. Microbiol.* 72: 369-376.
- WALSH, F.; MITCHELL, R. (1972b). A pH-dependent succession of iron bacteria. *Environ. Sci. Technol.*, 6: 809-812.
- ZAJIC, J. E. (1969). Microbial biogeochemistry. *Academic Press*. New York.





## Meteorización en una zona de contacto: granito-lamprófido

### Weathering in granite and lamprophyre contact

TABOADA, T. M.; ROMERO, R.; GARCIA, C.; MACIAS, F.

Se realiza el estudio microestructural, mineralógico y geoquímico del proceso de meteorización en una zona de contacto granito-lamprófido. En la roca granítica se observa gibbsita, en los medios muy lixiviados, y filosilicatos 1:1 en los menos drenados. En el lamprófido los productos son filosilicatos 1:1, integrados vermiculíticos y oxi-hidróxidos de hierro; la abundancia de estos óxidos permite la conservación de la estructura original hasta etapas muy avanzadas de la meteorización.

El proceso global es de tipo monosialítico (fermonosialítico en las rocas básicas) con una tendencia inicial alitizante en las rocas graníticas.

El pH de abrasión constituye un buen índice del grado de meteorización de estas rocas.

**Palabras clave:** Meteorización, Granito, Lamprófido, Contacto, pH de abrasión.

In this paper is developed a microstructural, mineralogical and geochemical study of the weathering process in a contact between a granitic rock and a lamprophyre. In the granitic rock the main weathering products are gibbsite, under strongly leaching conditions, and 1:1 phyllosilicates when the drainage is lesser. In the lamprophyre the products are 1:1 phyllosilicates, vermiculitic integrades and iron oxides; the abundance of this oxides permit the conservation of rock structure till advanced stages of weathering.

The overall process is monosiallitic (fermonosiallitic in the basic rock), although an alitic tendency can be appreciated during the initial stages of the granitic rock weathering. The abrasion pH is good index to asses the weathering degree of these rocks.

**Key words:** Weathering, Granite, Lamprophyre, Contact, Abrasion pH.

TABOADA, T. M.; ROMERO, R.; GARCIA, C.; MACIAS, F.

(Departamento de Edafología y Química Agrícola. Facultad de Biología. Universidad de Santiago)

## INTRODUCCION

Los estudios sobre meteorización realizados hasta ahora en Galicia tenían por objeto analizar los procesos desarrollados en extensos afloramientos rocosos en los que las condiciones del medio de alteración (climáticas, topográficas, de drenaje, etc...) presentaban ciertas variaciones. En este caso se realiza un estudio en el que, manteniendo constantes todos los factores que influyen en los procesos de meteorización, es la composición de la roca original la única variable; con este fin se analiza una zona de contacto entre una roca ácida (granito) y una básica (lamprófidio). El análisis de los procesos de meteorización en zonas de contacto es un tema no sólo inabordable en Galicia, sino también muy poco frecuente en la bibliografía y únicamente cabría destacar en este campo los trabajos de CLEMENCY, Ch, V. (1976) y CLEMENCY Ch, V. y BUSSEMBERG, E. (1976), llevados a cabo en regiones de clima tropical.

## CARACTERIZACION DE LA ZONA DE ESTUDIO

El contacto estudiado se encuentra situado en la zona noroccidental gallega (coordenadas aproximadas 42° 56' 45" N - 8° 56' 40" W), muy próximo a la localidad de Mazaricos y cerca del lugar donde el río Beba vierte sus aguas en el Xallas. Se sitúa sobre el granito de la Ruña perteneciente al grupo de los granitos sincinemáticos hercínicos (Arps. C. E. S., 1970); se trata de un granito porfídico con abundantes megacristales de hasta 4 cm de longitud, orientada por el flujo magmático y reorientado por las últimas fases de deformación hercínica (BARRERA, J. L. et al. 1981). El lamprófidio asociado es horbléndico y ha hecho intrusión después de la última fase de deformación hercínica (FLOOR, P. 1968).

Geomorfológicamente la zona presenta una superficie con altitud media en torno a

los 400 m con cumbres que superan los 500 m. Por tratarse de una zona muy fracturada con grandes diferencias litológicas la red de drenaje que la recorre se adapta, generalmente, a los materiales que oponen menor resistencia a la erosión.

El clima que soporta actualmente el área se caracteriza por registrar una elevada precipitación, la cantidad de lluvia caída anualmente oscila entre 1.400 y 2.100 mm. El régimen térmico es suave y regular; así, la temperatura media del mes más cálido no supera los 21 °C y la temperatura media del mes más frío no baja de 6,8 °C (CARBALLA, A. et al. 1983).

Según los criterios de la Soil Taxonomy (1975) el clima del suelo se caracteriza por un régimen hídrico de tipo údico y un régimen térmico mésico.

## MATERIAL Y METODOS

En el contacto se han tomado muestras de ambos tipos de rocas en estado fresco y alterado; además se ha recogido una muestra de un pequeño enclave de saprolita granítica que aparece entre la saprolita básica (Fig. 1).

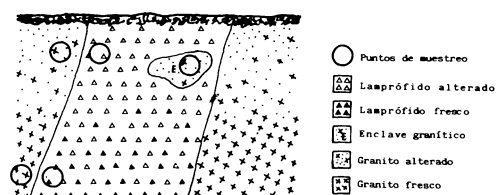


Fig. 1

Las muestras disgregables se recogieron en cajas de Kubiena, procurando no alterar su estructura y anotando su orientación.

La determinación del color en húmedo y en seco se ha hecho de acuerdo con las claves internacionales Munssel Soil Color Charts (1975).

Con las muestras se realizaron: Análisis mecánico (GUITIAN, F. y CARBALLAS, T, 1976); densidad real (GUITIAN, F. y



CARBALLAS, T. 1976); densidad aparente (mediante picnómetro, en muestras secas al aire e impermeabilizadas con una laca); análisis de la microestructura (las descripciones siguen la terminología de STOOPS, G. et al., 1979 y BULLOCK, P. et al. 1984); análisis mineralógico, tanto por D.R.X. (polvo cristalino y agregado orientado de la muestra total y de las fracciones arena, limo y arcilla) como por observación al microscopio óptico (láminas delgadas de la muestra total y preparaciones de arenas). Las determinaciones químicas realizadas son: pH en agua (1,5 gr: 2,5 ml), pH de abrasión y concentración de cationes en la solución de abrasión (GRANT, W. H., 1969), análisis químico total (GUITIAN RIVERA, F. 1981); análisis químico de la fracción arcilla, para lo cual los cationes que ocupan posiciones de cambio se determinan utilizando como solución reemplazante  $\text{Cl}_2\text{Ba}$  0,6 M y en la solución obtenida se valoran Ca, Mg, Al, Na y K por espectrofotometría de absorción y de emisión atómica. El residuo sólido de la operación anterior se lava con

agua y alcohol, se deja secar a  $110^\circ\text{C}$  y se disuelve (GUITIAN RIVERA, 1981) analizándose en la solución resultante Ca, Mg, Na, K, Al, Si, Fe y Ba.

La suma de Ca, Mg, Na, K y Al, expresada en meq/100 gr de suelo, obtenidos en la cuantificación de la solución de reemplazamiento, representa la capacidad de cambio efectiva CICE; mientras que la cuantificación del Ba, expresada en meq/100 gr de suelo nos permite conocer la capacidad de cambio total (T).

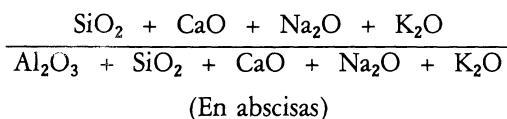
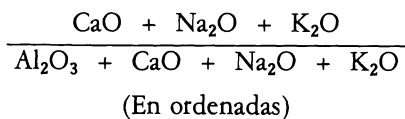
La evolución geoquímica que sufren los materiales durante la alteración se ha estudiado con la ayuda de los diagramas triangulares del tipo de los propuestos por CHESWORTH W. (1973), observándose además el comportamiento relativo de lo que dicho autor denomina «sistema residual» (sistema  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

Los índices de PARKER, A. (1970), en cuyo numerador se expresan las cantidades de Ca, Na, Mg y K en átomos-gramo y en cuyos denominadores figuran las energías de enlace de estos cationes con el oxígeno:

$$I_a = \left( \frac{\text{Ca}}{0.7} + \frac{\text{Mg}}{0.9} + \frac{\text{K}}{0.25} + \frac{\text{Na}}{0.35} \right) \times 100$$

nos proporcionan una buena información de los elementos más móviles del sistema de alteración.

Siguiendo a KRONBERG, B. I., y NESBITT, M. (1981) se ha representado en un diagrama la evolución de los valores molares:



Finalmente se ha tratado de determinar el orden de movilidad de los elementos a partir de cálculos isovolumétricos, iso- $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e iso- $\text{Al}_2\text{O}_3$  ya que Fe y Al son considerados normalmente como los elementos menos móviles en los medios de alteración no hidromorfos.

## RESULTADOS Y DISCUSION

### Morfología

En la zona de contacto el aspecto más llamativo es la diferencia de color de los productos de alteración de los dos tipos de

rocas; así puede observarse que estos colores varían entre pardo amarillento claro (2,5Y 6/4 en húmedo y gris claro (2,5 Y 7/2 en seco) en el granito alterado; y pardo fuerte (7,5 YR 5/8 en húmedo) y amarillo rojizo (7,5 YR 6/8 (s)) en el caso del lamprófidio alterado. El enclave granítico presenta zonas abigarradas con tonos blanco rosáceo (7,5 YR 8/2) y rojo claro (10 YR 6/8) en húmedo y blanco (10 YR 8/1) y rojo claro (10 R 6/6) en seco. También hay que señalar la presencia de recubrimientos sequioxídicos de Fe y Mn en la zona de alteración del lamprófidio, películas que en algunos casos llegan a introducirse ligeramente en el enclave granítico.

Otro rasgo diferenciador de los productos de alteración de los dos tipos de rocas es el grado de compactación del material, mucho más alto en el caso del lamprófidio, ya que los materiales graníticos presentan una fácil disgregación como corresponde al proceso descrito clásicamente como arenización de este tipo de materiales.

### *Evolución microestructural y mineralógica*

En la muestra de granito fresco se aprecia como los fenocristales de feldespato alcalino se encuentran pertitzados y maclados según CARLSBAD; se observa también, a veces, la macla polisintética de la albita, apreciándose en algún caso, intercrecimientos mirmequíticos.

El cuarzo es heterogranular, alotriomorfo y con frecuencia tiene extinción ondulante. La moscovita aparece en grandes cristales tabulares; la biotita, con inclusiones de circón, está frecuentemente orientada y, finalmente, la clorita aparece como mineral accesorio.

La muestra de granito alterado está constituida por una masa basal arcillosa, con contextura de tipo cristalítico (BULOCK, P. *et al.*, 1984), que con la ayuda de los análisis por D.R.X. puede identificarse como gibbsítica; en esta matriz destacan granos heterométricos constituidos por

cuarzo y nódulos pseudomorfo graníticos, apreciándose también restos de feldespatos con alteración lineal paralela de grado 3 y 4 (Stroops *et al.*, 1979) y biotitas, fracturadas y desfleadas, con alteración lineal paralela de grado 1 y 2 (STOOPS *et al.*, 1979) pero que todavía conservan su color y pleocroismo.

Existen dos diferencias fundamentales entre la muestra anteriormente descrita y el enclave granítico, la primera de ellas radica en que la masa basal de este último es más caolínica, hecho que se ha comprobado con la ayuda de la D.R.X., si bien el estudio microscópico permite ver zonas donde ya parece identificarse este tipo de filosilicato, entre estas zonas destacan las asociadas a las numerosas venas y grietas que, como un entramado, recorren la saprolita. La otra diferencia destacable es que prácticamente los únicos granos que se conservan en el enclave son los de cuarzo.

La roca básica es un lamprófidio horbléndico de textura porfídica con fenocristales de anfíboles idiomorfos o subdiomorfos y pequeños granos alotriomorfos de feldespatos, con clorita y minerales opacos como accesorios.

En las primeras etapas de la alteración se observan ya ligeras transformaciones en los anfíboles que adquieren un color verde pálido y un débil pleocroismo; por otra parte, tanto las líneas de exfoliación de estos minerales como las grietas interminerales comienzan a rellenarse de oxi-hidróxidos de hierro. Los feldespatos sufren inicialmente un modelo de alteración de tipo punteado pero, tras las etapas iniciales del proceso, sólo se conservan de ellos diminutos residuos dispersos.

Finalmente la saprolita básica aparece constituida por una masa arcillosa con abundante oxi-hidróxidos de hierro (en muchos casos se observa goethita) que al haber penetrado a través de las grietas de los anfíboles, facilitando su alteración lineal entrecruzada, permiten la conservación de «fantasmas» de estos minerales. Esta saprolita es-

tá atravesada por venas rellenas de arcilla con películas de oxihidróxidos de hierro y manganeso en su interior.

La textura de las muestras alteradas se refleja en la tabla n.º I, en ella puede observarse que las muestras graníticas poseen tex-

turas más gruesas, que van de franco-arenosa a franca; mientras que en el lamprófidó alterado, aunque el análisis granulométrico da como resultado una textura franca, se ha observado la formación de pseudopartículas (constituídas por la agrupación de arcillas

Tabla n.º I. Análisis granulométrico (%)

	Granito alterado	Enclave granítico	Lamprófidó alterado
Gravas	7.1	12.4	2.1
A.G. 2-0.2 mm	40.6	39.6	17.5
A.F. 0.2-0.05 mm	18.6	10.9	23.6
L.G. 0.05-0.02 mm	14.0	5.1	14.3
L.F. 0.02-0.002 mm	16.9	27.9	30.2
Arcilla $\leq$ 0.002 mm	9.9	16.5	14.4
Textura	Franco-arenosa	Franca	Franca

protegidas por una película sesquioxídica) que son muy difíciles de destruir por los procedimientos usuales de la dispersión, lo que nos conduce a pensar que los resultados del análisis granulométrico de estas muestras son deficitarios en fracciones finas. Esta

característica es similar a la descrita por PEDRO, G. et al. (1976) para suelos fuertemente alterados y ricos en sesquióxidos.

La identificación microscópica de la fracción arena (Tabla n.º II) refleja diferencias importantes entre los dos tipos de saprolitas

Tabla n.º II. Identificación microscópica de la fracción arena (%)

	Granito alterado	Enclave granítico	Lamprófidó alterado
Cuarzo	45.6	40.2	1.0
Feldespato	37.9	38.1	--
Micas	8.2	12.7	--
Clorita	6.8	6.9	--
Opacos	--	0.6	--
Fragmentos de roca	1.5	1.5	--
Alteritas **	--	--	99.0

\*\* Las alteritas han sido identificadas por D.R.X., análisis que se recoge en la Tabla n.º III

estudiados, puesto que las arenas graníticas están constituidas fundamentalmente por cuarzo, feldespato y mica y en las arenas básicas, salvo una pequeña proporción de cuarzo y anfíbol, los componentes mayoritarios son materiales muy alterados, cuya identificación al microscopio petrográfico no es posible, por lo que se hace necesario acudir a la realización de análisis por D.R.X., cuyos resultados se recogen en la tabla III.

El estudio mineralógico por D. R. X. de la muestra total (Tabla n.º III) señala como rasgo más característico el hecho de que, habiendo tomado las muestras de granito y de lamprófido fresco al mismo nivel, el primero de ellos está constituido exclusivamente por minerales primarios mientras que en el lamprófido ya aparecen minerales secundarios como son los filosilicatos 1:1 dioctaédricos e intergradados vermiculíticos.

En el granito la meteorización provoca la destrucción parcial de los feldespatos (efectos en torno a  $3.18 - 3.22 \text{ \AA}$ ) y la neoformación de gibbsita ( $4.82 \text{ \AA}$ ), mientras que en las primeras etapas el cuarzo ( $3.33 \text{ \AA}$ ) y las micas ( $10 \text{ \AA}$ ) permanecen inalterados. En el caso concreto del enclave granítico sus constituyentes principales son cuarzo y filosilicatos 1:1 dioctaédricos ( $7.15 \text{ \AA}$ ). Por tanto podemos ver que el grado de evolución de estas dos saprolitas graníticas es distinto, dato que se refleja todavía con más fuerza al analizar las arcillas de estas dos muestras. Así, mientras que las arcillas del «granito alterado» están constituidas fundamentalmente por gibbsita las del enclave presentan principalmente filosilicatos 1:1 dioctaédricos. Este hecho tendría su explicación en la existencia de dos microsistemas de alteración distintos. En el caso del «granito alterado» la gran permeabilidad de la saprolita granítica permitiría la fuerte lixiviación de la sílice con lo que permanecería el aluminio como único elemento inmóvil, mientras que, dado que el enclave granítico se encuentra sobre una saprolita de roca básica cuya permeabilidad es mucho menor, la sí-

lice se lixiviaría más lentamente (el tiempo de residencia sería mayor) y se facilitaría la formación de filosilicatos 1:1 dioctaédricos.

Por otra parte hay que tener en cuenta, tal como apuntan los datos encontrados hasta ahora en el estudio de los medios de alteración gallegos (MACIAS *et al.*, 1980), que la gibbsita es metaestable en estos medios por lo que en fases de meteorización más avanzadas se transformaría en minerales caoliníticos.

La fracción limo de las saprolitas graníticas tiene una composición mineralógica intermedia entre la de las fracciones arena y arcilla.

En la evolución del lamprófido lo más destacable es el descenso del contenido en anfíboles (efecto típico a  $8.34 \text{ \AA}$ ) y de la clorita (efecto en torno a  $14.25 \text{ \AA}$ ), produciéndose al mismo tiempo un incremento notable de filosilicatos 1:1 dioctaédricos (presentes en todas las fracciones pero cuya cristalinidad desciende a medida que disminuye el tamaño de partícula), integrados vermiculíticos (minerales que, saturados en Mg o K presentan efectos sobre  $14$  y  $12 \text{ \AA}$  y que al calentar las muestras, saturadas en K, a temperaturas de  $110^\circ$ ,  $300^\circ$  y  $550^\circ$ , se produce un colapsamiento paulatino de las estructuras hasta un espaciado en torno a  $10 \text{ \AA}$ ).

La composición de las distintas fracciones granulométricas de esta saprolita es muy similar tal como puede observarse en la Tabla n.º III.

### *Evolución geoquímica*

El primer indicio del grado de alteración que presenta cada una de las muestras, tanto de las rocas ácidas como básicas, nos lo proporciona el contenido en agua puesto que se incrementa a medida que la meteorización progresa. Además este dato pone en evidencia el distinto grado de alteración que presentan las rocas seleccionadas como más frescas dentro de cada perfil (Tabla n.º IV) ya que el granito posee una proporción de

Tabla III. Composición mineralógica (Análisis por D.R.X.)

	Cuarzo	Mica	Feldespatos	Anfiboles	Clorita	Integrados vermiculíticos	Filosil.1:1	Gibbsita	Goethita <sup>a</sup>		Fondo radiac.
									30°	50°	
Granito fresco	xxx	xx	xxx	--	--	--	--	--	--	10	7
Granito Alterado	Muestra total	xxx	--	--	--	--	--	--	--	15	10
	Muestra Arena	xxx	--	--	--	--	--	x	--	15	10
	Limo	x	xx	--	--	x	xxx	xxx	--	15	10
	Arcilla	--	--	--	--	T	T	xxx	--	15	12
Enclave Granítico	Muestra total	xxx	--	--	--	--	xx	x	--	15	10
	Arena	xxx	--	--	--	xx	x	--	--	20	12
	Limo	x	--	--	--	x	xx	x	--	15	10
	Arcill	--	--	--	T	T	xxx	x	T	15	12
Lamprófidio Fresco	Muestra total	--	xx	xx	xx	T	x	--	--	23	19
Lamprófidio Alterado	Muestra total	--	--	T	--	T	xx	--	xx	25	23
	Arena *	T	--	T	--	xx	xx	--	xx	28	25
	Limo	--	--	--	T	x	xx	--	xx	28	25
	Arcilla	--	--	--	--	x	xx	--	xx	30	27

\* «pseudopartículas»

agua (1.77 %) mucho más baja que el lamprófido (14.02 %).

Otro rasgo que también demuestra el distinto grado de alteración de las dos muestras es la densidad, como se ve en la Tabla n.º IV, las densidades son similares, pero hay que tener en cuenta que las rocas básicas, dada su naturaleza mineralógica,

poseen densidades más elevadas que las ácidas y, por tanto, si el lamprófido estuviera fresco su densidad sería más alta. En la Tabla n.º IV también puede apreciarse que en cada uno de los tipos de rocas la densidad descende a medida que avanza la alteración.

En los materiales alterados, tanto ácidos

Tabla n.º IV. Composición química de la muestra total y densidades

	Granito		Enclave granítico	Lamprófido	
	Fresco	Alterado		Fresco	Alterado
SiO <sub>2</sub>	76.61	74.59	66.34	35.55	39.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.75	12.05	18.04	18.28	23.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.63	1.79	1.97	10.49	13.30
MnO	0.02	0.02	0.05	0.15	0.05
MgO	0.39	0.27	0.66	4.39	2.28
CaO	0.73	0.05	0.31	13.61	<0.002
Na <sub>2</sub> O	0.27	<0.002	<0.002	0.24	<0.002
K <sub>2</sub> O	4.98	3.45	0.36	1.33	0.27
TiO <sub>2</sub>	0.82	0.68	0.66	1.94	1.94
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.33	1.95	3.21	4.68	7.21
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.47	5.15	8.4	9.34	11.81
Densidad aparente	--	2.36	1.60	--	1.58
Densidad real	2.66	--	--	2.58	--

como básicos, el curso de la meteorización nos muestra una importante pérdida de bases, fundamentalmente Ca, Na, Mg y K, hecho que queda reflejado en los índices de PARKER (Fig. n.º 2); el que este índice sea más elevado en la roca básica de partida se explica porque estas rocas presentan mayor proporción de bases, especialmente elementos alcalinotérreos. También puede observarse como los valores de este índice en el enclave granítico y en el lamprófido alterado se sitúan en las zonas que se han definido para Galicia como de bajo contenido en bases (MACIAS, F. et. al., 1982).

La representación de los índices propuestos por KRONBERG y NESBITT (Figura n.º 3) sigue con una gran aproximación

la curva teórica definida por estos autores, llegando a situarse en zonas bastante avanzadas tanto el lamprófido alterado (cercano al punto donde se representan suelos muy evolucionados) como el enclave granítico (próximo al punto del cuarzo).

El diagrama de CHESWORTH (Figura n.º 4) sitúa a las muestras en lo que podríamos considerar dos campos, apareciendo el «lamprófido fresco» en la zona más alejada del vértice donde se representa el 100 % de SiO<sub>2</sub>—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y las muestras graníticas, junto con el lamprófido alterado, próximas a este sistema residual.

El que la roca granítica fresca se aproxime al citado vértice se debe principalmente a su elevado contenido en SiO<sub>2</sub> y no que a se

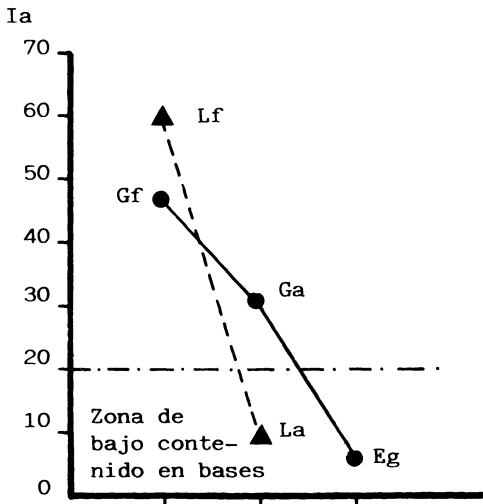


Fig. 2. Índice de Parker

Gf = granito fresco  
Ga = granito alterado  
Eg = enclave granítico

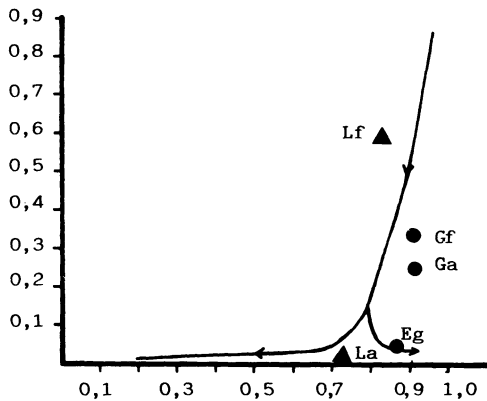


Fig. 3. Diagrama de Kromberg y Nesbitt.

Lf = Lamprófido fresco  
La = Lamprófido alterado

encuentre en una fase avanzada de meteorización, dato que concuerda con los estudios de alteración de rocas graníticas realizadas en Galicia (CALVO, R. M. et al. 1981).

En cuanto a las variaciones que experimentan entre si los tres componentes del sistema residual (Figura n.º 5) cabe señalar

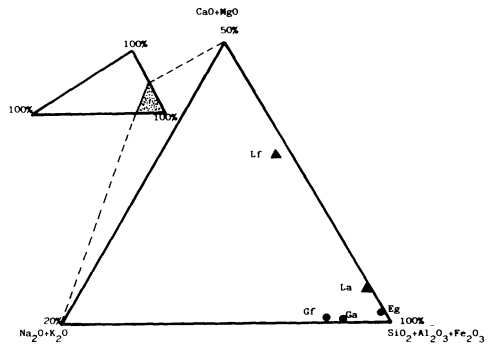


Fig. 4. Diagrama de Chesworth.

Gf = Granito fresco  
Ga = Granito alterado  
Eg = Enclave granítico  
Lf = Lamprófido fresco  
La = Lamprófido alterado

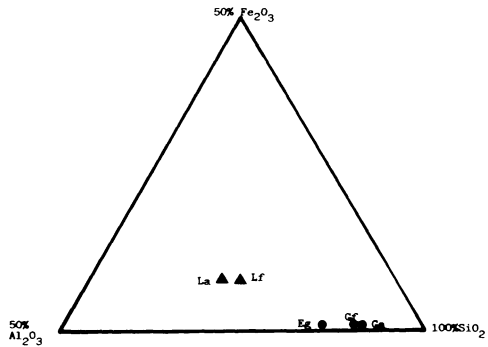


Fig. 5

que, tanto las rocas ácidas como las básicas, manifiestan una tendencia a la acumulación relativa de Al y pérdida de Si a medida que progresa la alteración.

Los diagramas iso- $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , iso- $\text{Al}_2\text{O}_3$  y los cálculos isovolumétricos propuestos por MILLOT y BONIFAS, M. (1955) muestran que la movilidad es:

— Entre granito fresco y alterado:  
 $\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg}, \text{K} > \text{Si} > \text{Fe} > \text{Al}$

— Entre lamprófido fresco y alterado:  
 $\text{Na}, \text{Ca} > \text{K} > \text{Mg} > \text{Si} > \text{Al}, \text{Fe}$

También hay que señalar que los resultados obtenidos a partir del estudio del pH

de abrasión concuerdan con lo predicho por GRANT, W. H. (1969), ya que tienden a descender a medida que se incrementa el grado de alteración; presentándose además una buena correlación entre estos valores y

los contenidos de Na y K de la solución de abrasión (Tab. 5; Fig. 6).

El estudio químico de la fracción más evolucionada de cada una de las muestras nos permite señalar, como era previsible,

Tabla n.º V. pH en agua, pH de abrasión y concentración de cationes en la solución de abrasión

	Granito			Lamprófido	
	Fresco	Alterado	Enclave granítico	Fresco	Alterado
pH agua	--	5,45	4,99	--	4,73
pH abrasión	6,95	5,23	4,84	5,53	4,44
Ca (ppm)	10,0	6,2	22,0	7,0	5,4
Mg (ppm)	1,4	0,6	3,0	1,7	0,7
Na (ppm)	15,0	7,2	8,4	6,0	5,8
K (ppm)	20,6	8,2	3,4	1,6	1,6

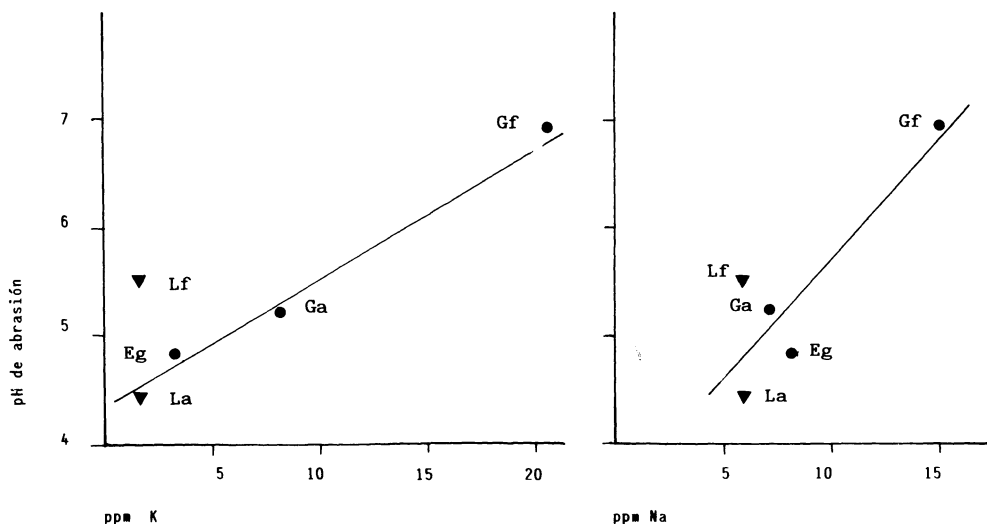


Fig. 6. Relación entre el pH de abrasión y la concentración de Na y K en la solución de abrasión.

que la fracción coloidal presenta en su composición química fundamentalmente  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; aunque, como puede observarse en la (Tabla n.º VI), la cantidad de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  es muy superior en la saprolita básica y la de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en las saprolitas ácidas.

El resto de los elementos aparecen en una proporción mucho menor y en general se encuentran ocupando posiciones de cambio (Tabla n.º VII), a excepción del Mg que es en su mayor parte estructural (estaría formando parte de arcillas trioctaédricas).



Tabla n.º VI. Análisis total de arcillas (%)

	Granito alterado	Enclave granítico	Lamprófido alterado
SiO <sub>2</sub>	60.66	71.25	70.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.64	24.96	13.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.04	2.29	13.94
MgO	0.24	0.57	0.85
CaO	0.36	0.23	0.11
Na <sub>2</sub> O	0.80	0.53	0.58
K <sub>2</sub> O	0.26	0.17	0.03

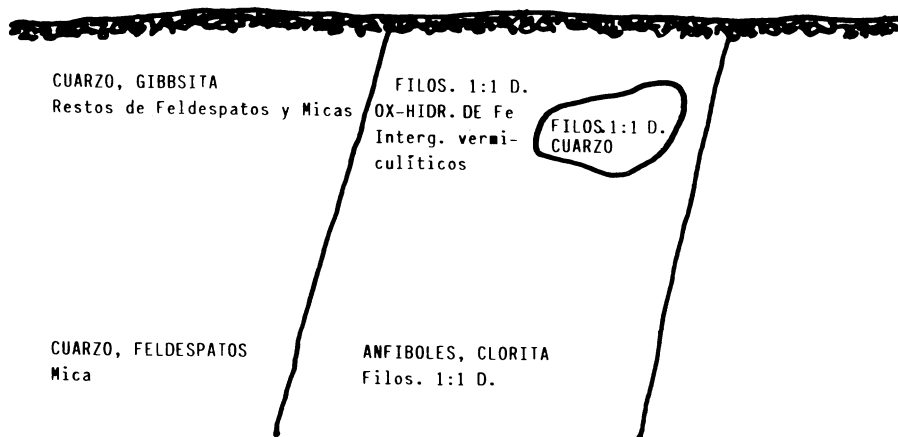
Tabla n.º VII. Capacidad de cambio de arcillas (meq/100 gr)

	Granito alterado	Enclave granítico	Lamprófido alterado
Al	0.66	0.78	0.67
Ca	12.77	8.18	3.99
Mg	1.65	1.32	0.82
Na	20.27	16.18	14.18
K	1.10	1.00	0.74
ClCe	36.45	27.46	20.40
T	35.13	41.32	42.96

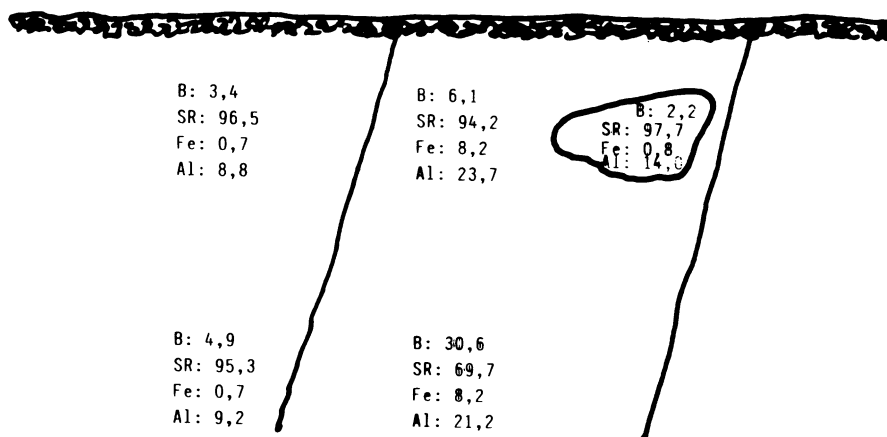
Tabla n.º VIII. Porcentaje de elementos en posiciones de cambio respecto a la composición total de la arcilla.

	Granito alterado	Enclave granítico	Lamprófido alterado
Al	0.03	0.04	0.07
Mg	12.50	5.26	2.35
Ca	100.00	100.00	100.00
Na	78.75	94.34	75.86
K	19.23	29.41	100.00

## EVOLUCION MINERALOGICA



## EVOLUCION GEOQUIMICA



B= % molar de bases

SR= Sistema residual (% molar de  $\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ )

Fe= % molar de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$

Al= % molar de  $\text{Al}_2\text{O}_3$

Fig. 7. Esquema resumen de la evolución mineralógica y geoquímica.

Los datos encontrados nos permiten decir que el tipo de meteorización (PEDRO, 1979) que se desarrolla en las rocas ácidas pasa, en medios bien drenados, por una fase inicial de alitización, manifestándose

posteriormente una tendencia monosialítica. En las básicas el tipo de meteorización es fermonosialítica (Figura n.º 7).

Recibido 3-II-87  
Admitido 18-II-87

# BIBLIOGRAFIA

- ARPS, C. E. S. (1970). Petrology of a part of the Western Galician basement between the Rio Jallas and the Ria de Arosa (NW Spain). *Leids Geol. Med.*, 46, 51-55.
- BARRERA, J. L.; BELLIDO, F.; CASQUET, C.; NAVIDAD, M. (1981). Memoria del mapa geológico n.º 93 (Outes) del I. G. M. E. Escala 1:50.000.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. (1984). *Handbook for soil thin section description*. Wayne Research Publications. London.
- CALVO DE ANTA, R.; GUITIAN RIVERA, F. MACIAS, F. (1981). Alteración del granito de Monte Meda (La Coruña). Datos preliminares. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, 245-251.
- CALVO DE ANTA, R. M.; GUITIAN, R. F.; MACIAS, F. (1981). Aspectos geoquímicos de la alteración de un granito de dos micas en Galicia. *Acta Científica Compostelana*, 18, 287-313.
- CARBALLEIRA, A.; DEVESA, C.; RETUERTO, R.; SANTILLAN, E.; UCIEDA, F. (1983). *Bioclimatología de Galicia*. Fundación Barrié de la Maza. La Coruña.
- CHESWORTH, W. (1973). The Residua system of chemical weathering: a model for the chemical breakdown of silicate rocks at the surface of the Earth. *J. Soil. Sci.*, 24, 69-81.
- CLEMENCY, Ch. V. (1976). Simultaneous weathering of a granitic gneiss and an intrusive amphibolite dike near São Paulo, Brazil, and the origin of the clay minerals. *Proc. Int. Clay Conference*. Mexico (Ed. S.W. Bailey, (15-25).
- CLEMENCY, Ch. V.; BUSENBERG, E. (1976). A comparison of the chemistry and mineralogy of weathering sequences from quartz-rich and quartz-free rock from Brazil. *Proc. Symposium on water-rock interaction*. Geol. Survey. Praga. 54-63.
- CLEMENCY, Ch. V. (1977). A quantitative geochemical, mineralogical and physical study of some selected rock weathering profiles from Brazil. Dep. of Geol. Sciences. Univ. New York and Buffalo.
- FLOOR, P. (1968). Basement rocks of Western Galicia as source for the minerals in the Ria de Arosa. *Leid. Geol. Med.* 37, 69-79.
- GRANT, W. H. (1969). Abrasion pH, an index of chemical weathering. *Clays and Clay Minerals*, 17, 151-155.
- GUITIAN OJEA, F.; CARBALLAS, T. (1976). Técnicas de análisis de suelos. Ed. Pico Sacro. Santiago de Compostela.
- GUITIAN RIVERA, F. (1981). Estudio de las materias primas cerámicas gallegas. Tesis Doctoral. Fac. de Químicas. Univ. de Santiago.
- KRONBERG, B. I.; NESBITT, M. (1981). Quantification of weathering soil geochemistry and soil fertility. *J. Soil Sci.*, 32, (3), 453-459.
- MACIAS, F.; GARCIA-RODEJA, E.; GUITIAN, F.; PUGA, M. (1980). Origen y distribución de la gibbsita en Galicia. *An. Edaf. Agrobiol.* XXXIX, 1533-1563.
- MILLOT, G.; BONIFAS, M. (1955). Transformation isovolumétrique dans les phénomènes de lateritisation et bauxitisation. *Bull. Serv. Carte Geol. Alsace-Lorraine*. Strasbourg 8, 3-10.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1975). Macbeth division of Kollmorgen corporation.
- PARKER, A. (1970). An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.* 501-504.
- PEDRO, G.; CHAUVEL, A.; MELFI, A. J. (1976). Recherches sur la constitution et genèse de terra rossa estructurada du Brasil. *Ann. Agron.*, 27, (3), 165-294.
- PEDRO, G. (1979). Caractérisation générale des processus de l'altération hydrolitique. *Science du sol.*, 2-3, 93-105.
- SOIL CONSERVATION SERVICE (1975). *Soil Taxonomy* U. S. Dep. Agric. Washington D. C.
- STOOPS, G.; ALTERMULLER, H. J.; BISDOM, E. B. A.; DELVIGNE, J.; DOBROVOLSKY, V. V.; FITZPATRICK, E. A.; PANEQUE, G.; SEEMAN, J. (1979). Guidelines for the description of mineral alterations in soil micromorphology. *Pedologie*, XXIX. (1) 121-135.





## Procesos de alteración y neoformación mineral en medios serpentínicos de Galicia

### Weathering processes and mineral neoformation at serpentinite areas from Galicia (Spain)

CALVO, R.; MACIAS, F.; BUURMAN, P.

Se realiza un estudio de muestreos en distintos grados de alteración, desde roca fresca a fracción arcilla de horizontes edáficos. El orden de movilidades geoquímicas es  $Mg > Si, Ca > Na \gg Al = Fe$ , en una primera etapa, y un mayor enriquecimiento en Fe en los estadios más avanzados. El grado de alteración alcanzado se encuentra en una posición intermedia al obtenido para este tipo de rocas en áreas mediterráneas y tropicales y siempre es mucho menor que el observado sobre otros materiales básicos de Galicia. A pesar de que termodinámicamente las soluciones de suelos y arroyos se sitúan en un campo intermedio entre filosilicatos 1/1 y 2/1, estos últimos en medios de peor drenaje, la escasez de Al inhibe la formación de arcillas de tipo caolinita, siendo los productos de neoformación típicos en los medios más evolucionados oxihidróxidos de Fe y precipitados silíceos.

**Palabras clave:** serpentinita, alteración, geoquímica, arcillas, Galicia.

In a serpentinite area several samples with different degrees of weathering, ranging from fresh rock to clay fractions of soil horizons, were studied. During weathering, the geochemical mobility of the elements follows the order  $Mg > Si, Ca > Na \gg Al = Fe$  in the initial phases, showing a greater approach to Fe pole in more advanced stages. The intensity of weathering is intermediate between that obtained for serpentinites in mediterranean and tropical areas, and never reaches the high levels found in other basic rocks of Galicia. The composition of stream waters and soil solutions falls between the stability fields of 1/1 and 2/1 layer silicates, last ones mostly in poorly drained areas. In spite of this fact, the scarcity of Al inhibit the formation of kaolinite; iron oxihydroxides and precipitated silica being the most typical secondary products in the more evolved environments.

**Key words:** serpentinite, weathering, geochemistry, clay, Galicia.

CALVO, R. (Dpto. Edafología. Fac. de Biología. Universidad de Santiago)

MACIAS, F. (Dpto. Edafología. Fac. de Biología. Universidad de Santiago)

BUURMAN, P. (Depment. of Soil Science and Geology. Agricultural University. Wageningen)

## INTRODUCCION

La infertilidad de algunas áreas con suelos formados sobre rocas serpentínicas se ha relacionado fundamentalmente con las características específicas de este material original. Sin embargo, no todas las áreas serpentinizadas presentan la misma apariencia en su cubierta vegetal y al lado de zonas estériles o con escasa vegetación, hay otras en las que no se observan diferencias con relación a la existente sobre materiales originales no serpentinizados. Estos hechos pueden explicarse como una consecuencia de la heterogeneidad de composición y distribución espacial de las facies serpentínicas originadas, debido a la gran variedad de materiales que pueden sufrir serpentización e incluso a las modificaciones locales de las condiciones de fertilidad originadas por los procesos de erosión y acumulación superficial.

Como una primera fase del estudio de los tipos y fertilidad de los suelos de áreas serpentinizadas de Galicia, se analizan en este trabajo los procesos de alteración y neoformación de arcillas que afectan a estos materiales.

## MATERIAL Y METODOS

Dada la gran heterogeneidad de las áreas serpentinizadas, con variaciones importantes de la composición en distancias centimétricas, se ha optado por realizar un estudio estadístico, con una amplia recogida de datos (realizados por diferentes autores) de muestras en distintos estadios de alteración, desde rocas no o escasamente alteradas a componentes de la fracción arcilla en diferentes horizontes edáficos (Tablas 1 y 2).

## PROCESOS DE ALTERACION DE ROCAS ULTRABASICAS DE GALICIA

En el proceso de alteración de los materiales geológicos tiene particular importan-

cia la definición precisa de la composición química y mineralógica del material de partida, las condiciones climáticas y fisicoquímicas del medio de alteración y el «tipo y grado de evolución alcanzado».

### a) *Composición química y mineralógica del material inicial*

Desde el punto de vista mineralógico las rocas básicas y ultrabásicas de las áreas serpentinizadas de Galicia se caracterizan por la presencia de minerales ferromagnesianos y que han sido más o menos modificados a través de diferentes fases y tipos de metamorfismo, de los que la serpentización es el más frecuente. Las rocas susceptibles de ser serpentizadas son extremadamente variables, dunitas, peridotitas de diversos tipos, gabros, rocas metamórficas diversas (eclogitas, anfíbolitas, esquistos básicos...), si bien el grado de serpentización sólo llega a ser total a partir de rocas ultrabásicas.

Los minerales primarios son transformados o sustituidos por otros en equilibrio con las condiciones características de la serpentización (elevado contenido de fluidos y sustancias volátiles con fuerte concentración de Mg y otros elementos metálicos y temperaturas entre 200 y 500 °C, lo que condiciona una mayor estabilidad, en las condiciones de la superficie de la corteza terrestre, que la de la mayoría de los minerales preexistentes).

Dependiendo del grado de serpentización alcanzada, las rocas resultantes presentan facies con diferentes proporciones de minerales heredados, y secundarios, originados durante el proceso. Así, podemos encontrar asociaciones de olivino, espinela, pargasita, antigorita, crisotilo, lizardita y talco (la más frecuente en las peridotitas serpentinizadas de A Capelada); anfíboles, piroxenos, espinela, magnetita, cromita y talco; clorita, dolomita, óxidos de hierro, talco... etcétera.

Desde el punto de vista geoquímico las rocas peridotíticas fuertemente serpentini-

TABLA I. Composición química de rocas de áreas serpentinizadas de Galicia (%)

Tipo de roca	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Autor	Localización
Peridotitas	44,3	3,3	8,7	40,8	2,3	0,1	0,00	Maaskant, 1970	Capelada
	40,2	2,7	9,4	34,4	2,0	0,2	0,05	"	"
	41,8	4,1	7,7	34,9	3,0	0,1	0,00	"	"
	40,1	5,3	8,5	31,3	2,6	0,4	0,05	"	"
	39,8	1,4	9,5	36,1	1,9	0,2	0,70	"	"
	39,6	2,3	9,0	34,8	2,5	0,3	0,60	"	"
	39,9	3,1	7,6	35,7	0,8	0,05	0,05	"	"
	38,1	0,7	9,5	35,9	1,1	0,31	0,12	Parga Pondal, 1967	Verines
	37,4	0,7	8,6	41,8	0,6	0,4	0,13	"	Irixoa
	44,8	5,1	9,5	37,0	3,2	0,27	0,60	Maaskant, 1970	Melide
	42,0	3,1	9,8	35,1	2,5	0,3	0,00	"	"
	40,9	2,5	8,7	36,6	2,0	0,1	0,04	"	"
	39,9	1,1	8,5	36,0	0,1	0,02	0,00	"	"
	41,1	1,7	9,0	36,3	1,4	0,00	0,00	"	"
Vm	40,7	2,6	8,8	36,1	1,8	0,20	0,14		
Lherzolititas	35,6	0,2	8,4	40,8	0,6	<0,01	<0,01	Van Calsteren, 1978	Capelada
	36,7	0,4	10,0	38,8	2,5	"	"	"	"
	35,8	0,4	10,3	41,5	0,7	"	"	"	"
	36,3	0,4	11,7	37,5	1,3	"	"	"	"
	36,7	0,5	10,7	37,7	2,1	"	"	"	"
	36,4	0,7	11,1	38,4	0,9	"	"	"	"
	38,0	0,8	10,7	37,1	3,6	"	"	"	"
	36,4	0,9	10,4	38,1	1,2	"	"	"	"
	36,5	0,6	10,7	38,7	1,6	"	"	"	"
Vm	36,5	0,5	10,4	38,7	1,6	<0,01	<0,01	Van Calsteren, 1978	Capelada
Piroxenitas	47,0	1,4	3,6	26,0	13,9	0,1	0,1	"	"
	43,1	1,2	6,6	28,4	11,4	0,1	0,00	"	"
	44,2	0,9	6,4	28,0	12,0	0,1	0,00	"	"
	44,2	1,7	6,4	26,0	12,4	0,1	0,00	"	"
	42,5	1,7	8,2	27,0	10,8	0,1	0,00	"	"
	45,0	1,8	6,5	26,8	12,3	0,2	0,00	"	"
	48,5	1,8	5,4	24,4	15,6	0,0	0,00	"	"
Vm	44,9	1,5	6,1	26,6	12,6	0,09	0,00		
Granatíferas									
Vm (9)	41,9	13,4	7,3	22,3	8,2	0,7	0,1	Maaskant, 1970	Capelada
Anfibolititas								Maaskant, 1970	Melide
Vm (18)	47,2	14,4	10,4	8,2	10,9	2,6	0,23	Van Calsteren, 1978	Capelada

TABLA II. Composición química de productos de alteración y suelos formados sobre rocas serpentinizadas de Galicia (%)

Material	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Autor	Localidad
Saprolita/ R. alterada	37,2	0,37	11,6	37,8	0,09	0,01	0,02	Buurman, 1985	Capelada
	36,5	0,60	13,6	35,9	0,21	0,01	0,04	"	"
	39,0	0,40	19,0	31,1	0,38	0,03	0,02	"	"
	42,9	3,60	8,2	32,7	3,40	0,14	0,04	"	"
	37,6	2,43	9,7	36,0	0,86	0,12	0,05	"	"
	40,6	2,90	9,5	33,3	2,00	0,20	0,12	"	"
	43,1	3,90	7,3	38,8	0,42	0,07	0,11	García Paz, 1982	Melide
	47,7	3,70	8,6	33,2	0,30	0,13	0,12	"	"
	40,3	2,40	5,6	37,8	0,30	0,05	0,07	"	"
	40,7	3,70	7,9	35,3	0,30	0,03	0,08	"	"
Vm	40,6	2,40	10,1	35,2	0,83	0,08	0,07		
Hor. C y B	30,1	7,8	29,6	8,8	0,80	0,40	0,51	Buurman, 1985	Capelada
	39,4	4,4	21,1	17,0	3,50	0,30	0,40	"	"
	31,6	11,6	21,9	14,6	1,12	0,08	0,13	"	"
	33,2	11,5	21,1	15,5	0,80	0,03	0,09	"	"
	10,4	5,9	53,3	3,5	0,03	0,04	0,09	"	"
	36,5	11,0	19,3	14,9	0,90	0,07	0,07	"	"
	32,6	10,9	24,7	13,8	5,14	0,73	0,30	"	"
	30,3	10,5	28,3	10,6	3,90	0,56	0,27	"	"
	32,9	11,6	23,9	13,1	4,55	0,86	0,21	"	"
	38,8	5,9	13,5	23,8	1,35	0,23	0,22	"	"
Vm	33,9	9,5	22,6	14,7	2,45	0,36	0,24	"	"
Hor. A (**)	17,8	7,8	14,5	8,7	4,00	0,94	0,09	Calvo y Tovar, 1986	Melide
	17,9	13,3	12,9	9,2	3,67	1,46	0,09	"	"
	18,4	11,9	7,7	5,6	9,62	1,60	0,03	"	"
	18,6	12,1	7,3	6,3	11,90	1,80	0,00	"	"
	17,5	9,6	9,2	9,6	7,50	1,41	0,06	"	"
	19,6	6,4	11,8	7,5	6,50	1,53	0,09	"	"
	20,1	6,2	9,3	10,0	4,02	1,58	0,03	"	"
	23,9	6,3	8,8	5,6	4,37	1,53	0,09	"	"
	19,8	11,2	6,7	9,0	13,65	1,06	0,03	"	"
	19,2	12,6	7,3	7,5	9,62	1,55	0,06	"	"
	14,1	7,5	25,2	10,0	3,67	0,54	0,09	"	"
	13,2	5,5	23,6	3,5	9,62	0,34	0,09	"	"
	13,9	6,8	22,5	12,9	4,55	0,35	0,06	"	"
	14,9	6,9	23,6	9,0	4,90	0,39	0,09	"	"
	17,6	10,5	11,1	5,4	3,32	0,72	0,87	"	"
	14,1	5,0	22,4	9,0	6,12	0,55	0,12	"	"
	17,5	6,7	14,5	9,2	4,40	0,57	0,15	"	"
	13,7	9,5	7,8	7,9	6,47	0,27	0,03	"	"
	16,0	5,3	22,8	10,2	1,75	0,10	0,03	"	"
Vm	17,3	8,5	14,1	8,2	6,30	0,96	0,11		
Arcillas (Hor. B y C)	36,6	9,1	23,2	13,6	0,11	0,11	0,36	Buurman, 1985	Capelada
	45,8	8,5	16,3	16,0	1,16	0,13	0,54	"	"
	37,0	10,8	23,8	12,4	0,09	0,00	0,11	"	"
	38,8	10,3	22,6	11,6	0,16	0,02	0,11	"	"
	16,1	5,8	56,1	2,7	0,07	0,01	0,10	"	"
	42,5	8,8	20,8	8,7	0,07	0,02	0,09	"	"
	13,3	6,4	51,3	2,3	0,14	0,06	0,38	"	"
	24,8	7,4	43,1	2,7	0,07	0,03	0,12	"	"
	25,5	6,1	43,7	1,6	0,07	0,03	0,14	"	"
	26,5	11,0	31,8	7,0	0,10	0,05	0,17	"	"
	45,3	6,8	11,5	18,8	0,16	0,00	0,37	"	"
Vm	32,0	8,3	31,3	8,8	0,20	0,04	0,23		
Arcillas (Hor. A)	44,7	11,9	16,5	10,3	0,57	0,21	0,61	Burman, 1985	"
	41,9	12,8	17,6	11,8	0,45	0,21	0,55	"	"
	41,9	10,0	19,0	9,6	0,82	0,14	0,51	"	"
	41,0	8,6	20,9	12,0	0,77	0,12	0,40	"	"
	39,5	10,0	21,8	10,3	0,83	0,14	0,48	"	"
	34,4	10,4	26,1	7,3	0,29	0,11	0,45	"	"
	29,0	9,3	36,8	2,8	0,20	0,15	0,71	"	"
	44,8	13,5	13,7	5,8	0,39	0,22	0,81	"	"
	36,7	14,4	19,9	5,7	0,22	0,18	0,56	"	"
	34,1	12,3	25,9	4,7	0,23	0,15	0,44	"	"
	19,7	12,4	40,4	5,0	0,14	0,07	0,17	"	"
	44,4	8,9	16,6	10,7	0,20	0,14	0,52	"	"
Vm	37,7	11,2	22,9	8,0	0,43	0,15	0,52		

(\*) Zona de enriquecimiento de Fe (no incluida en los valores medios)

(\*\*) Los horizontes A presentan aportes de diferente naturaleza



zadas se caracterizan por unos elevados contenidos de MgO (más de un 30 %) y de  $\text{Fe}_2\text{O}$  (sobre un 10 %); bajos contenidos de  $\text{SiO}_2$  y, sobre todo de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ , cuya suma casi nunca supera el 0,5 % del total y tiene un valor medio de 0,02 % (PARGA, 1966; MAASKANT, 1970; HUBREGTSE, 1973; VAN CALSTEREN, 1978). Las diferencias con otras rocas de Galicia se aprecian claramente en la Tabla I y en la (Fig. 1a) (MACIAS, et al., 1982).

### b) El medio de alteración

Las rocas serpentinizadas de Galicia están asociadas a los complejos básicos que ro-

dean a los esquistos de Ordenes y al complejo de rocas metamorizadas que forman parte de la unidad denominada Complejo Antiguo por PARGA PONDAL (1966). Esta distribución condiciona una cierta variabilidad climática, asociada al grado de continentalidad, dentro de las características generales templado-húmedas, de Galicia.

La precipitación es elevada, superior a los 1.300 mm anuales con una diferente distribución estacional de las condiciones de humedad ambiental, diferenciándose el complejo de La Capelada por una repartición más regular de las lluvias y una humedad relativa siempre superior al 80 %. La temperatura media anual es próxima a 11

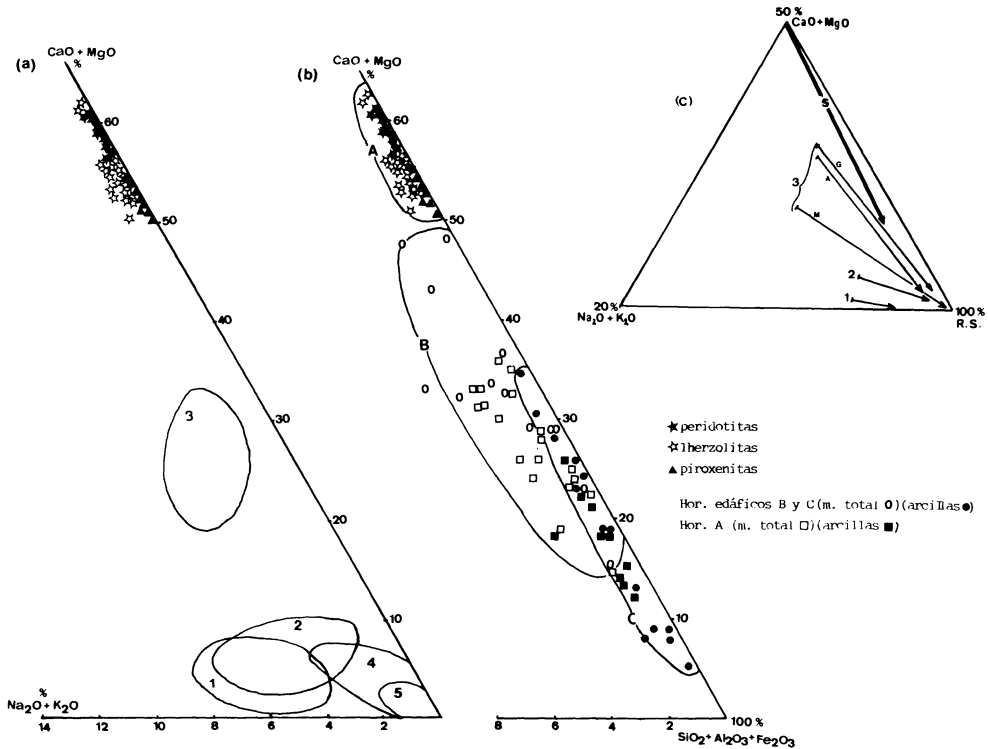


Fig. 1. a) Composición química de rocas serpentinizadas (peridotitas, lherzolitas y piroxenitas) con relación a otros materiales de Galicia (1-rocas graníticas; 2-esquistos; 3-rocas básicas; 4-sedimentos cuaternarios; 5-areniscas y cuarcitas).  
b) Evolución geoquímica durante la alteración de rocas serpentinizadas (A-roca fresca; B-Saprolitas y horizontes edáficos; C-arcillas).  
c) Comparación de la evolución geoquímica durante la alteración de diferentes rocas de Galicia (1-granitos; 2-esquistos; 3-rocas básicas; M-metabásicas; A-anfibolitas; G-gabros; S-serpentinitas).

°C, con un carácter más extremado en la zona interior (Melide).

El «clima» del medio de alteración presenta características específicas, fundamentalmente ligadas a las condiciones de drenaje, diferenciándose medios con drenaje libre y escaso tiempo de residencia, en zonas de ladera o sistemas fisurales, y zonas con drenaje moderado a bajo, en las áreas llanas o deprimidas. El tiempo de residencia condiciona variaciones en las características de pH, Eh, T°, fuerza iónica... existentes en el sistema de alteración.

Los medios bien drenados, relativamente pobres en materia orgánica, son sistemas con pH neutro a ligeramente alcalino (6,5-8), que puede alcanzar valores muy elevados en la zona de contacto con los minerales primarios no serpentínicos (pH de abrasión 10). Cuando hay abundancia de compuestos orgánicos y actividad biótica, decrece la capacidad de neutralización de ácidos, pudiendo traducirse este proceso en un descenso del pH, que en ningún caso alcanza valores inferiores a 4,5.

Las aguas de escorrentía existentes en estos sistemas presentan valores similares, con una importante variación estacional, encontrándose valores de pH entre 7,5 y 8,3 en aguas de arroyos y, entre 6,8 y 8,6, en la solución del suelo de los horizontes superficiales de Melide. Concentraciones locales de sulfuros pueden hacer decrecer estos valores, pero lo más frecuente es encontrarse en condiciones próximas a la neutralidad, con un pH más elevado que en sistemas similares de otros materiales originales. La concentración de iones en la solución y aguas de escorrentía es relativamente elevada, especialmente en Si y Mg (con valores entre  $10^{-3}$  y  $10^{-4}$  M) más elevados que los existentes en horizontes situados en igual posición, sobre otros tipos de rocas (CALVO *et al.*, 1987).

El potencial redox presenta valores superiores a 400-500 mvol, con un ligero descenso de los horizontes ricos en materia orgánica y en las saprolitas de estructura masiva. En los medios mal drenados el Eh llega a

descender hasta -100 mvol, en los horizontes minerales profundos, y entre 100 y 500 mvol (más frecuente 150-300 mvol) en las capas superficiales ricas en materia orgánica (GRAÑA, 1986).

### c) *Evolución geoquímica durante la alteración*

Durante la alteración y formación de suelo, los materiales serpentínicos sufren una importante pérdida de Ca y Mg, aproximándose a un sistema residual rico en oxihidróxidos de Al, Si y Fe (CHESWORTH, 1973) (Fig. 1b). No obstante, esta evolución no es tan acusada como la observada en otros materiales de composición básica de Galicia, que presentan ya en una fase muy temprana de la alteración (roca alterada, saprolita) una evolución geoquímicamente mucho más avanzada y próxima al sistema residual, con pérdida casi total de bases (Fig. 1c). Esta situación se refleja más claramente a partir del establecimiento del índice de PARKER (1970), que considera exclusivamente el estatus de elementos básicos ( $I_a = 100 (Ca/0,7 + Mg/0,9 + Na/0,35 + K/0,25)$ , expresados en átomo-gramo) (Fig. 2a). El comportamiento del material serpentínico se diferencia claramente del observado tanto en gabros como en anfibolitas, rocas metabásicas y esquistos, aproximándose, por el contrario, al existente en rocas de composición granítica, aun cuando en este caso es el K el elemento de mayor movilidad como consecuencia de su localización en minerales relativamente estables (moscovita y feldespatos), mientras que en el caso de las rocas serpentínicas, los fuertes contenidos de Mg en minerales de la serpentina, talco y cloritas, mantiene elevado el índice de los horizontes edáficos e, incluso, en la fracción arcilla de los mismos.

Con relación a otros ambientes climáticos, la variación del índice de PARKER pone en evidencia un fuerte contraste entre el medio templado-húmedo de Galicia, el ambiente mediterráneo, mucho menos sus-

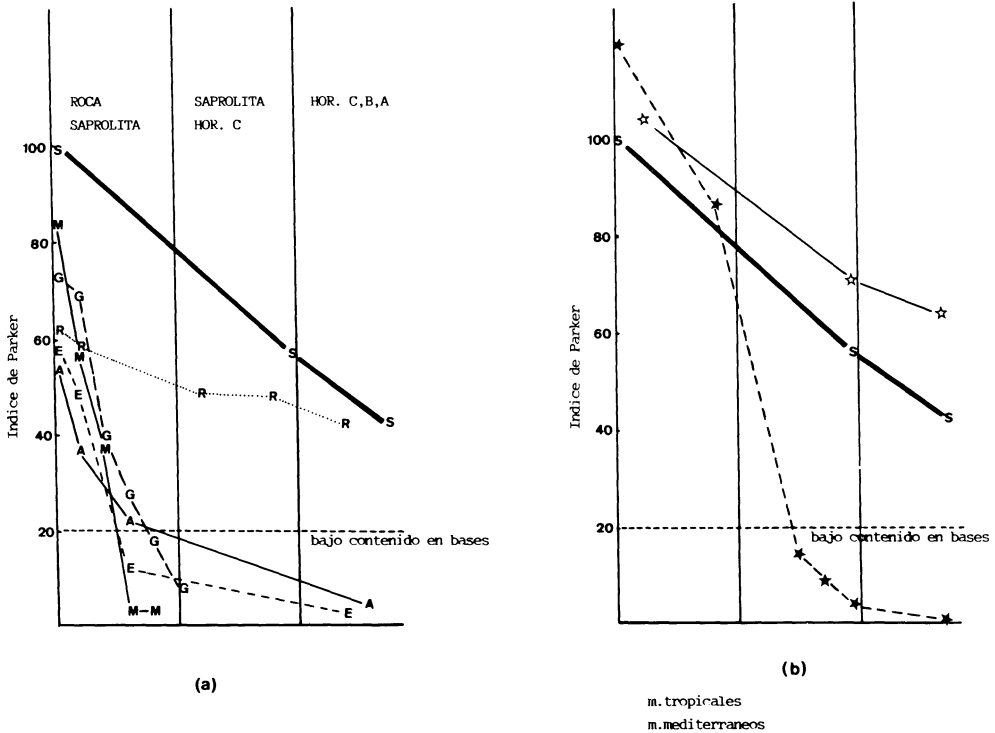


Fig. 2. a) Variación del índice de Parker en la alteración de rocas serpentínicas (S) en comparación con la de otras rocas (R-granitos; G-gabros; M-metabásicas; A-anfibolitas; E-esquistos).  
b) Idem en comparación con rocas serpentinizadas en medios tropicales y de tipo mediterráneo.

tractivo, y el ambiente tropical, en donde se alcanza un punto final semejante al obtenido en gabros, anfibolitas y esquistos de Galicia (Fig. 2b). Estos resultados pueden explicarse, bien porque las serpentinitas requieren unas condiciones de agresividad (o tiempo de alteración) mayores que otros materiales, para alcanzar el mismo grado, bien porque los horizontes muestreados presentan un cierto rejuvenecimiento como consecuencia de los ciclos de erosión-acumulación que afectan de forma particular a los paisajes serpentínicos. En cualquier caso debe señalarse que tanto en el medio tropical como en el de Galicia, la profundidad que alcanza el frente de alteración y de edafogénesis es muy inferior al observado en rocas básicas, en las mismas condiciones.

Considerando aisladamente la proporción relativa de Fe, Si y Al se puede completar más la interpretación del proceso de alteración (Fig. 3a). Según esto, el silicio se comporta como un elemento de fuerte movilidad relativa, diferenciándose una fase con proporción Fe/Al aproximadamente constante y otra, más avanzada, que se aproxima al polo Fe, comportamiento netamente diferente del observado en arcillas de suelos sobre otros materiales de Galicia (Fig. 3b) (MACIAS, 1986).

Una síntesis de la movilidad relativa de los elementos mayoritarios ha sido realizada en base a un balance iso-Fe, tomando los datos medios de cada uno de los tipos de materiales (Fig. 4), observándose que el Ca es el elemento de mayor movilidad inicial y

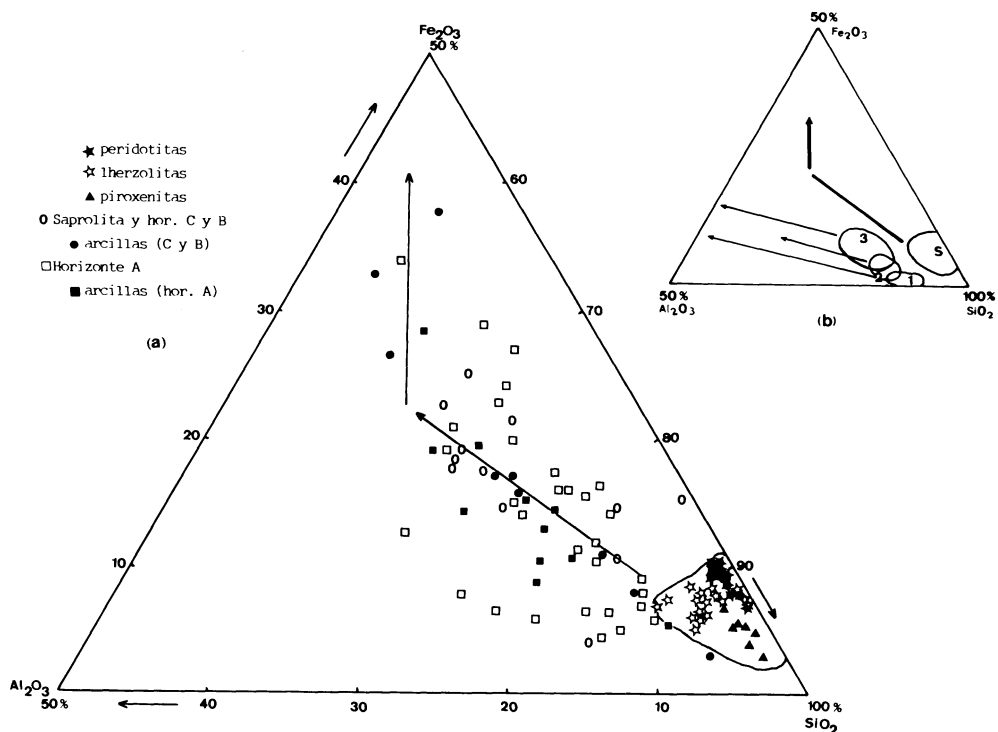


Fig. 3. Diagrama  $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . a) Evolución desde el estado de roca fresca a fracciones arcilla de horizontes edáficos.

b) Evolución en comparación con otros materiales de Galicia (L-Granitos; 2-esquistos; 3-r. metabásicas).

que las pérdidas globales en los horizontes subsuperficiales siguen el orden  $\text{Mg} > \text{Si}$ ,  $\text{Ca} > \text{Na} \gg \text{Fe} \geq \text{Al}$ . Finalmente, en la fracción arcilla de los horizontes minerales se observa una mayor acumulación de Fe, tal y como hemos comentado.

## PROCESOS DE FORMACIÓN DE ARCILLAS

La fracción arcilla existente en las saprolitas y horizontes edáficos está constituida por un importante porcentaje de minerales originados durante la serpentización (antigorita, crisotilo, clorita en intergrados clorita-vermiculita) acompañados de oxi-

-hidróxidos de Fe y esmectitas, estas últimas fundamentalmente en medios hidromorfos, identificándose en ocasiones pequeñas cantidades de filosilicatos 1:1 de muy baja cristalinidad y talco.

Se trata de una asociación con predominio de minerales heredados, más o menos degradados según la acidez del medio, sobre los neoformados, poniéndose de manifiesto la gran dificultad de formación de silicatos arcillosos secundarios en un medio pobre en aluminio.

El estudio de las tendencias termodinámicas elaborado a partir de la composición de la solución del suelo (CALVO *et al.*, 1987) y aguas de escorrentía (MACIAS y GUITIAN, 1982) indica que se trata de medios que se encuentran en condiciones de

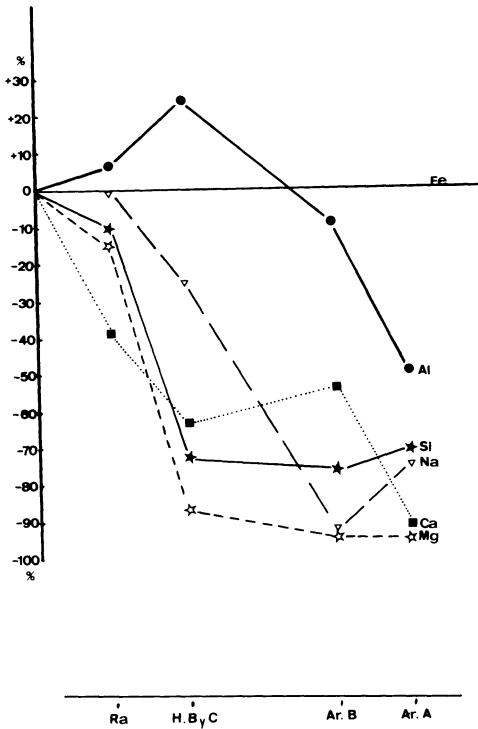


Fig. 4. Balance iso-Fe durante la alteración de materiales serpentínicos (valores medios).

estabilidad próximas a los equilibrios entre filosilicatos 1:1 y 2:1, desplazándose en uno u otro sentido según las condiciones de drenaje y acidez del medio. Los medios de pH ácido, con buen drenaje, presentan una solución en equilibrio con los minerales de tipo caolinita, pero a medida que se ralentiza el drenaje se pasa a la zona de formación de esmectitas y, cuando el pH y la  $(Mg^{+2})$  son elevados, son las cloritas e incluso el talco los minerales de mayor estabilidad termodinámica. Esto indica que el talco puede formarse en medios superficiales, pero únicamente en las fases iniciales de la alteración, en sistemas con pH próximo al de abrasión (8-10) y altas concentraciones de Mg y Si, aspecto este último que se alcanza con frecuencia en las soluciones del suelo, tal y como hemos comentado. A actividades de  $H_4SiO_4$  del orden de  $10^{-4}$  M el talco es estable

si  $\log(Mg^{+2}) + 2pH > 12$  y  $\log(Al^{+3}) + 3pH$  está entre 4 y 12 (Fig. 5).

La formación de filosilicatos 1:1, aun cuando termodinamicamente sea posible, está inhibida por la baja concentración de Al, tal como se desprende de los análisis químicos de la fracción arcilla, con relaciones  $SiO_2/Al_2O_3$  entre 4,5 y 8, es decir supe-

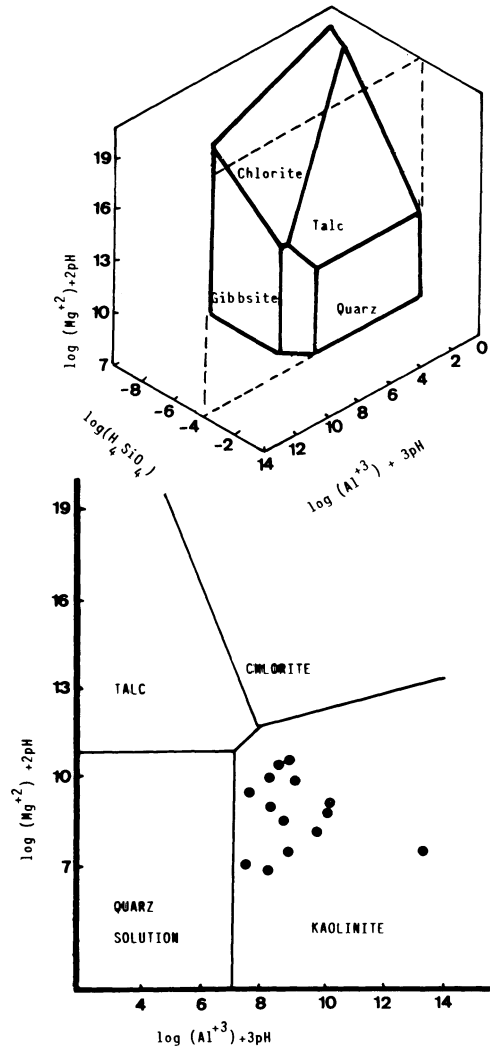


Fig. 5. Estabilidad mineral a partir de datos de solución de suelos en áreas serpentinizadas (se utiliza el diagrama de Bowers et al., 1984) y sección correspondiente a  $\log(H_4SiO_4) = -4,0$ .

riores incluso a la relación propia de los filosilicatos 2:1. Esto explica el hecho frecuentemente observado en las áreas serpentínicas de la existencia de una precipitación del exceso de sílice en forma de ópalo, calcedonia o cuarzo.

En resumen, dejando aparte la formación de esmectitas en medios mal drenados, los únicos productos de neoformación en etapas avanzadas de la alteración son oxihidróxidos de Fe y sílice, dando en el equilibrio final una asociación típica del proceso denominado «ferruginización», característico de las alteraciones de rocas ultrabásicas en áreas tropicales y húmedas (TRECASSES, 1975). Resultados similares han sido

encontrados por CLEAVES (1975) en alteraciones de serpentinitas bajo clima templado-húmedo de Maryland (USA). Por tanto, las serpentinitas de Galicia tienden hacia la misma composición final que se considera representativa de la fase residual de los sistemas abiertos, pero se encuentran en fase de menor evolución; por otra parte, el proceso de alteración y neoformación de arcillas tiene una cinética más lenta que la existente sobre otras rocas, tanto de composición básica como ácida, en las mismas condiciones.

*Recibido, 18-III-87*

*Aceptado, 20-IV-87*

## BIBLIOGRAFÍA

- BOWERS, T.; JACKSON, K. y HELGESON, H. (1984). *Equilibrium Activity Diagrams*. Springer-Verlag. Berlin.
- BUURMAN, P. (1982). Weathering and soil formation on mafic and ultramafic rocks in N Galicia, Spain. Agricultural University: Dpto. of Soil Science and Geology; Wageningen.
- CALVO, R. *et al.* (1987). Solución del suelo y estabilidad mineralógica en medios sobre rocas básicas y ultrabásicas de Galicia. *An. Edaf.* (en prensa).
- CHESWORTH, W. (1973). The parent rock in the genesis of soils. *Geoderma*, 10, 215-225.
- CLEAVES, E. T. (1983). Chemical weathering in a humid temperate environment. *Sciences Geologiques*, n.º 71, vol. II, 47-56.
- GRANA, J. (1986). Tesis. Univ. Santiago de Compostela (en preparación).
- HOYOS, A., GONZALEZ PARRA J. (1971). Estudio genético de un suelo sobre peridotitas en la S.º de Aguas. *An. Edaf.* 30, 869-88.
- HUBREGTSE, J. J. M. W. (1973). Petrology of the Mellid (Melide) area. A Precambrian polymetamorphic rock complex, Galicia, NW Spain. *Leid. Geol. Meded.* 49, 9-31.
- MAASKANT, P. (1970). Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain. *Leid. Geol. Meded.* 45, 237-325.
- MACIAS, F. *et al.* (1982). El material original: Su formación e influencia en las propiedades de los suelos de Galicia. *An. Edaf.* 41, 1747-1768.
- MACIAS, F. (1986). Materiais orixinais e solos de Galiza. In *O Medio Natural Galego*. Cuad. Seminario de Sargadelos, 47, 47-79.
- PARGA PONDAL, I. (1966). Datos geológicos y petrográficos de la Provincia de La Coruña. *Excma. Dip. Prov. La Coruña*.
- PARKER, I. (1970). An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine*, 107, 501-504.
- TRECASSES, J. J. (1975). L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickelifères de Nouvelle-Caledonie. *Mem. ORSTOM*, 78.
- VAN CASLTEREN, P. W. C. (1978). Geochemistry of the polymetamorphic mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal (NW Spain). *Lithos*, 11, 61-72.



# Utilización del pH de abrasión como un índice del grado de evolución de la alteración y edafogénesis en suelos graníticos de la provincia de A Coruña

## Abrasion pH use as an index of weathering and pedogenesis degree in granitic soils of A Coruña (Spain).

ROMERO, R.; TABOADA, T. M.; GARCIA, C.; MACIAS, F.

En este trabajo se determina el pH de abrasión de las fracciones arenosas de un conjunto de perfiles de alteración y suelos desarrollados sobre rocas graníticas de la provincia de A Coruña (Galicia, NW de España). Se observa que tanto estos valores como el del pH de abrasión de la muestra total, sin materia orgánica, constituyen un buen índice del grado de evolución del material, presentando la ventaja, sobre otros índices, de su fácil y rápida determinación, por lo que parece un dato a tener en cuenta especialmente en los estudios a gran escala de cartografía y usos potenciales del suelo.

**Palabras clave:** pH de abrasión, fertilidad potencial, grado de alteración.

In this paper were studied the abrasion pH in samples of several soils and weathering profiles developed on granitic rocks in A Coruña (Galicia, NW Spain). The abrasion pH values of sands and of the whole sample (organic matter free) are a good index to assess the evolution degree of the materials. This index is an easy and no time consuming test; so its use can be considered in large scale cartographic works and in studies on potential soil fertility.

**Key words:** Abrasion pH, potential soil fertility, weathering degree.

ROMERO, R.; TABOADA, T. M.; GARCIA, C.; MACIAS, F.  
(Departamento de Edafología y Química Agrícola. Facultad de Biología. Universidad de Santiago). Santiago de Compostela.

## INTRODUCCION

El pH de abrasión se define como el valor del pH de una suspensión en agua destilada de los materiales finamente triturados.

Está relacionado, por una parte, con la composición química y mineralógica propia del material y, por otra, con la composición y comportamiento físico-químico, en medio acuoso, de las nuevas superficies creadas en el proceso de molienda.

Los estudios de este parámetro se remontan a finales del siglo XIX, cuando KENNGOTT (1867) observó que algunos silicatos molidos daban reacción alcalina. Más tarde CLARKE (1900) encuentra que un gran número de minerales silicatados al reducirlos a polvo e introducirlos en una disolución acuosa con fenolftaleína como indicador originaban cambios de la intensidad de color según el grado de descomposición del material. En 1936, STEVENS realiza medidas de pH, colorimétricas y eléctricas, de silicatos molidos en agua; UMEGA-KI (1938) determina el pH de abrasión de distintas especies minerales y, posteriormente, STEVENS y CARRON (1948) utilizan dicho valor como un índice útil en la identificación mineral. En 1969, GRANT lo propone como un índice de alteración química de rocas y saprolitas, concluyendo que el pH de abrasión está controlado no sólo por los iones «perdidos» o liberados por los minerales primarios presentes, sino también por la cantidad de arcilla existente; puesto que, a medida que aumenta el grado de alteración, disminuye el contenido de minerales primarios y, por tanto, la liberación de cationes a la solución de abrasión será menor.

En el presente trabajo se estudia el pH de abrasión de suelos de Galicia desarrollados a partir de rocas graníticas, con el doble objetivo de comprobar su validez como índice de alteración y grado de evolución edáfica y como parámetro capaz de evaluar la reserva de nutrientes y, por tanto, la fertilidad de estos suelos. Este hecho ya fue apun-

tado por FERRARI y MAGALDI (1983) quienes, basándose en la idea de que durante el proceso de alteración se reduce la cantidad de los iones de mayor movilidad ( $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Na}^{+}$  y  $\text{K}^{+}$ ), proponen la utilización del pH de abrasión de la fracción 100-250  $\mu$  (considerada como la que contiene la mayor parte de la reserva nutricia del suelo) como un índice de la fertilidad del mismo.

## MATERIAL Y METODOS

Se estudian 19 suelos desarrollados sobre rocas graníticas de la provincia de A Coruña, incluyendo desde materiales prehercínicos, actualmente transformados en ortogneis, hasta granitos hercínicos alcalinos y calcoalcalinos. (Tabla I y Fig. 1).

Los cinco primeros perfiles constituyen una secuencia topográfica sobre el mismo tipo de material original, mientras que los restantes son muestras puntuales seleccionadas de modo que se recojan los distintos tipos de granitos y ambientes existentes en la provincia de A Coruña. En todos los casos se trata de suelos bien drenados no afectados por la presencia de un nivel freático elevado.

Con objeto de que los resultados puedan relacionarse con el tipo de «familia mineralógica» según criterios de la Soil Taxonomy (1975), el muestreo se efectúa de dos formas distintas según la profundidad de los suelos. En Litosoles y Ránkeres de menos de 25 cm se recoge una única muestra que abarque la totalidad del suelo, en los suelos más profundos se toman dos muestras: una de los 30 cm superiores y otra desde una profundidad de 25 cm hasta el contacto con la roca.

### Determinaciones químicas y mineralógicas

En todas las muestras se determinó el pH de abrasión en la muestra total y en la fracción arena, estudiando separadamente



TABLA I. Características de los suelos muestreados

Localización	Tipo de granito	Clasificación del suelo FAO (1973)	N.º Perfil
Monte Meda 42°45'22''N-8°37'30''W 42°45'25''N-8°37'22''W 42°45'28''N-8°37'30''W 42°45'47''N-8°37'28''W 42°45'22''N-8°37'40''W	Granito alcalino de dos micas, migmatítico e inhomogéneo. (IGME, hoja 120)	Litosol Ránker Cambisol húmico Cambisol dístrico Regosol	1 2 3 4 5
Monte del Barbanza 42°39'0''N-8°56'20''W	Leucogranito biotítico mosco- vítico. (IGME, hoja 151)	Litosol	6
San Juan de Macenda 42°43'05''N-8°53'20''W	Granito tardihercínico de tipo Confurco. (IGME, hoja 119)	Litosol-Ránker	7
Monte San Antón 43°17'15''N-8°06'10''W	Granito de dos micas Hercíni- co interfase tipo Espenuca. (IGME, hoja 46)	Cambisol húmico	8
Estaca de Bares 43°46'55''N-7°04'07''W	Granodiorita tardía (IGME, hoja 2)	Cambisol húmico Cambisol húmico	9 10
Brión-San Félix 42°52'30''N-8°40'55''W	Granitoide migmatítico (IGME, hoja 94)	Cambisol húmico	11
Montes de Bucelo 43°0'50''N-8°06'10''W	Ortogneis de composición gra- nodiorítica con alta proporción de plagioclasa y biotita. (IGME, hoja 7)	Cambisol húmico	12
Proximidades de Noia 42°44'50''N-8°52'40''W	Ortogneis biotítico blastomi- lonítico. (IGME, hoja 119)	Cambisol húmico	13
Sedofeito 42°48'40''N-8°48'05''W	Ortogneis glandular (IGME, hoja 94)	Ránker	14
Montes de A Ruña 42°57'40''N-9°02'10''W	Granito alcalino de dos micas con megacrístales.	Ránker	15
Dumbría 43°51'50''N-9°03'55''W	Granito alcalino de dos micas (IGME, hoja 93)	Ránker	16
Valdebois 43°51'45''N-9°07'10''W	Granodioritas tardías do Pin- do: Facies central (IGME, hoja 93)	Cambisol húmico	17
Freixiña 43°52'15''N-9°06'31''W	Granodioritas tardías do Pin- do: Facies borde (IGME, hoja 93)	Ránker	18
Carnota 42°48'15''N-9°08'10''W	Granodioritas tardías do Pin- do: Facies central (IGME, hoja 93)	Cambisol húmico	19

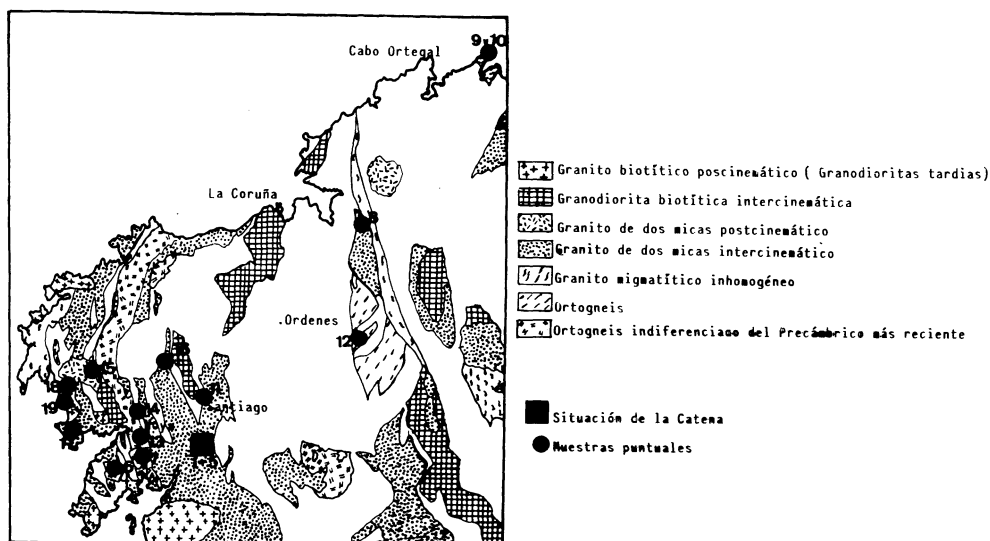


Fig. 1. Situación de los perfiles. Mapa geológico según Engels, 1972.

en esta última los tamaños comprendidos entre 2 y 0,2 mm y entre 250 y 100  $\mu$ , siguiendo el método de FERRARI y MAGALDI (1983) según el cual se pesan 10 gr de material previamente molido durante unos 30 minutos se le añaden 25 ml de agua destilada, agitando la suspensión durante 1 minuto y efectuando la mezcla al cabo de 6 minutos.

En la muestra total el pH de abrasión se determina antes y después de eliminar la materia orgánica tras un ataque con  $H_2O_2$  al 6 %. En el caso de las arenas se han eliminado los geles de hierro y aluminio según el método de MEHRA y JACKSON (1960), realizando la medida del pH de abrasión antes y después del tratamiento. En el extracto se determina, por absorción atómica, el Fe y Al solubilizable.

La composición mineralógica de las fracciones 100-250  $\mu$  y 2-0,2 mm, que es la dominante en la mayor parte de los suelos, se realiza por métodos ópticos completando el estudio con el análisis por D. R. X. de ambas fracciones, la muestra total y la fracción coloidal.

## RESULTADOS Y DISCUSION

### Influencia del tamaño y naturaleza de los componentes del suelo en el pH de abrasión

Diferentes autores (GRANT, 1969; JUO, 1981; GREENLAND, 1981; HUGHES, 1981...) han demostrado que la fracción 100-250  $\mu$  es la principal reserva de fertilidad de los suelos, por lo que FERRARI y MAGALDI (1983) han propuesto el pH de abrasión de esta fracción como un índice de fertilidad. Aplicando este criterio a los suelos graníticos de Galicia se observa que estos presentan una alta fertilidad potencial ya que los valores de este pH son elevados (Tabla 2) y similares a los correspondientes al material de partida en estado fresco o ligeramente alterado.

En la mayoría de los perfiles sobre granito la arena gruesa es la fracción dominante y, por tanto, la que define la familia mineralógica, por ello, se ha creído oportuno tener una referencia del valor del pH de esta fracción y compararla con el obtenido en la propuesta por FERRARI y MEGALDI,

TABLA II. Valores del pH de abrasión

Perfil	Tipo de suelo	Prof	Clase textural	pH. abr. M. Total sin M.O. - con M. O.	pH suelo en agua	pH abr. (100-250μ) con geles - sin geles	pH abr. (2-0,2 mm) sin geles	
1	Litosol	0-30	Arenoso-Franca	7,40		9,90	9,94	8,78
2	Ránker	0-30	Franco-Arenosa	6,78	4,8	9,00	9,11	8,95
3	Cambisol húmico	0-30	Franco-Arenosa	7,10	4,8	9,52	0,62	8,97
		+ 25	Franco-Arenosa	7,60	5,8	9,80	9,81	8,97
4	C. dístico	0-30	Franco-Arenosa	6,42	6,2	8,56		9,28
		+ 25	Franco-Arenosa	6,58		8,00	8,64	9,22
5	Regosol	0-30	Arenoso-Franca	6,80	5,4	9,32	9,36	9,23
		R.Alt.		7,90				
		R.Fr.		9,90				
6	Litosol	0-30	Arenoso-Franca	7,40	5,5	9,52	9,56	9,26
		R.Alt.		8,40				
				, 5 0				
7	Ránker	0-30	Franco-Arenosa	6,80		9,18	9,27	9,09
		R.Alt.		7,80				
				8,90				
8	Cambisol húmico	0-30	Franco-Arenosa	6,80		8,90	9,01	8,80
		+ 25	Franco-Arenosa	6,40		8,20	8,43	8,50
9	Cambisol húmico	0-30	Franco-Arenosa	6,93	4,7	9,50	9,76	9,08
		+ 25	Franco-Arenosa	6,31	5,3	8,90	9,27	9,24
10	Cambisol-húmico	0-30	Franco-Arenosa	6,50	5,3	8,01	8,22	8,18
		+ 25	Franco-Arenosa	6,39	5,1	8,00	8,98	9,24
		R. + Alt.		6,60				
		R. -Alt.		8,70				
		R.Fr.		9,90				
11	Cambisol húmico	0-30	Arenosa-Franca	6,20	5,1	9,00	0,51	8,00
		+ 25	Arenoso-Franca	6,50		9,00	9,51	8,00
		R.Alt.		6,10				
		R.Fr.		8,30				
12	Cambisol húmico	0-30	Franco-Arenosa	5,61	4,8	8,00	8,70	8,00
		+ 25	Franco-Arenosa	5,50		8,10	8,73	9,08
13	Cambisol húmico	0-30	Franco-Arenosa	6,2	5,5	8,00	8,70	8,00
		+ 25	Franco-Arenosa	6,8	6,1	8,40	8,84	8,95
		R.Alt.		8,20				
		R.Fr.		9,00				
14	Ránker	0-30	Franco-Arenosa	7,50	4,9	9,42	9,68	9,24
		R.Alt.		8,50				
		R.Fr.		8,70				
15	Ránker	0-30	Franco-Arenosa	6,90		9,54	9,61	8,54
		R.Alt.		6,40				
		R.Fr.		8,80				
16	Ránker	0-30	Arenoso-Franca	7,50		9,00	9,08	8,96
		R.Alt.						
		R.Fr.		8,80				
17	Cambisol húmico	0-30	Franco-Arenosa	7,70	5,50	9,68	9,84	9,27
		+ 25	Franco-Arenosa			9,58	9,90	9,30
		R.Alt.		8,70		9,90		
		R.Fr.		9,50				
18	Ránker	0-30	Arenoso-Franca	7,20	5,40	9,03	9,23	9,25
		R. Alt.		9,10				
		R. Fr.		9,50				
19	Cambisol húmico	0-30	Arenoso-Franca	6,79		9,07	9,15	9,11
		+ 25	Arenoso-Franca	6,04		8,92	9,00	9,04

1983. Tras eliminar los geles, los valores de pH de ambas fracciones son bastantes próximos, presentando valores ligeramente más altos la arena fina (Tabla 2) que se justifican por la presencia de una mayor proporción de minerales potencialmente alterables (Tabla 3) y de menor tamaño.

Si se considera la muestra total debe destacarse el efecto de la materia orgánica sobre el pH de abrasión (Tabla 2), ya que en todos los casos en que se ha determinado este, antes y después de eliminar los coloides orgánicos, se observa un incremento del pH tras la eliminación, siendo muy próximos los valores del pH de abrasión de la muestra total con materia orgánica y el pH del suelo

en agua. Esto demuestra la influencia decisiva de la materia orgánica en la reacción de los suelos de Galicia, en los que provoca una homogeneización del comportamiento ácido-base que impide apreciar las diferencias ligadas a la mineralogía del suelo o a su grado de evolución; por ello, cuando se busque una relación entre el pH de abrasión de un suelo y su composición mineralógica, se deberá proceder previamente a la eliminación de la materia orgánica.

Por otra parte, se observa que el pH de abrasión en la muestra total decrece, tal como señalaba GRANT (1969), a medida que se incrementa el contenido de minerales arcillosos (Fig. 2), si bien no es posible reco-

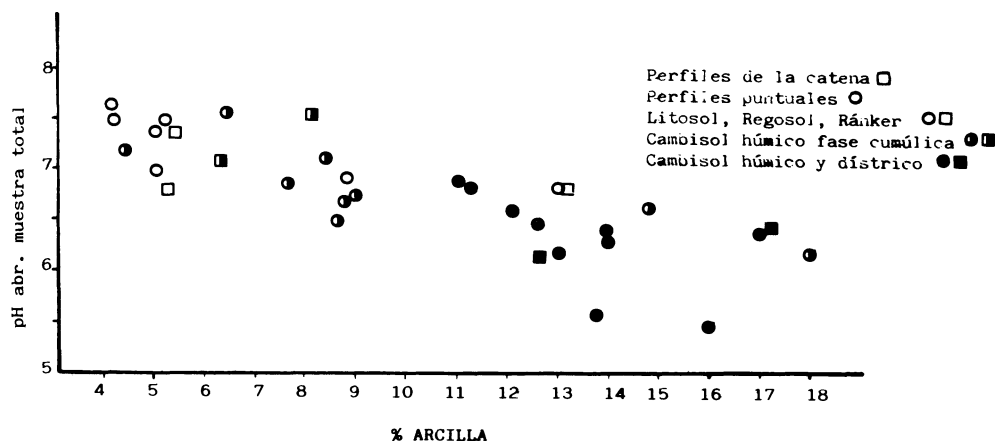


Fig. 2a. Relación entre el pH de abrasión de un suelo y su proporción en arcilla.

nocer diferencias relacionadas con la naturaleza mineralógica de la fracción arcilla. Asimismo, y como era de esperar, el pH de abrasión tiende a aumentar a medida que se incrementa la proporción de feldespatos en la muestra total puesto que la presencia de estos minerales indica que el suelo se encuentra escasamente evolucionado (Fig. 2b).

La influencia del contenido en geles (de hierro y aluminio) sobre el pH de abrasión se pone claramente de manifiesto al comparar, en la fracción arena fina, los valores de dicho pH antes y después de eliminar los

geles (Fig. 3), pues se observa un incremento del pH tras su extracción.

pH de abrasión y grado de alteración y evolución edáfica

Los valores del pH de abrasión de la muestra total, sin materia orgánica, muestran marcadas diferencias tanto con respecto a su material original como entre los distintos tipos de suelos (Fig. 4).

Con objeto de precisar la relación existente entre el grado de evolución del material y su pH de abrasión se han realizado de-

TABLA III. Análisis al microscopio óptico de la fracción arena

Perfil n.º	Arena gruesa (2-0,2 mm)										Arena fina (250-100 $\mu$ )							
	Prof.	Q	F	Mo	Bi	Bi-Cl	Anf.	Al.	Ot.	Q n.º	F	Mo	Bi	Bi-Cl	Anf.	Al.	Ot.	
1	0-30	46,5	27	14,5	8,5	3,5	--	--	--	27,6	35,9	24,3	1,1	8,3	--	2,2	0,5	
2	0-30	49,8	31	9,5	2	3,2	--	4,5	--	34,4	40,9	10	--	5,3	--	8,2	1	
3	0-30	40,5	33,8	15,7	1,6	4,1	--	3,3	0,8	34,1	48,2	5,6	2,1	0,7	--	7,1	2,1	
	+25	44,8	30,2	13	12	--	--	--	--	26,5	39,8	16,0	--	8,3	--	6,7	1,6	
4	0-30	31,5	22	29,8	8,8	3,3	--	4,4	--	19,5	22,6	39,8	--	15,4	--	5,8	--	
	+25	3,27	22,9	18,8	14,7	10,8	--	--	--	18,1	18,2	40,7	0,4	16,1	--	5,5	0,8	
5	0-30	42	27	11	10	10	--	--	--	23,3	25,7	20,4	0,4	16	--	13,6	--	
6	0-30	55	26	10,5	0,5	--	--	--	2	31,3	43,3	23,3	0,6	--	--	1,3	--	
7	0-30	22	37	23	4	12	--	--	2	19,3	34,2	27,3	1,1	11,3	--	4,5	0,5	
8	0-30	41,4	35,1	12,1	2,1	3,3	--	5,4	0,4	38,3	35,8	11,4	1,7	6,3	1,7	2,3	3,1	
	+25	33,1	48,1	9,6	0,5	2,1	--	5,3	1,0	18,5	46,4	16,5	--	9,3	1,5	5,1	2,5	
9	0-30	57,5	14,9	1,2	3,6	10,2	4,2	8,4	1,8	21,3	10,4	1,4	7,1	39,7	5,7	8,5	1,2	
	+25	22,1	25,9	1,1	17,9	23,6	5,5	2,2	2,5	16,6	16,6	--	2,7	43,5	6,9	11,8	1,8	
10	0-30	22	14	--	2,28	58,7	2,7	1,1	1,1	19,8	10,4	3,1	--	49,7	5,5	8,6	2,2	
	+25	22,9	17,7	--	15,4	27,5	2,6	6	2,8	15,7	14,9	--	1,9	45,9	--	15,7	5,8	
11	0-30	29,9	6,9	47,1	--	16,1	--	--	--	21,9	20,9	43,9	--	19,8	1,6	7,1	--	
	+25	22	11,4	27	18,3	2,6	--	6,3	16,5	19,6	36,3	8,5	15,6	1,6	--	--	--	
12	0-30	23	9,7	--	9,3	45,8	--	14	0,9	35,8	8,7	1,8	--	45,2	--	9,4	2,6	
	+25	27,7	11,9	--	26,7	29	--	3,9	0,8	14,2	12	5,7	4,2	60,3	--	2,8	0,7	
13	0-30	72,4	17,9	4,1	--	--	0,8	3,2	0,8	54,3	24,6	7,2	--	4,3	0,7	6,5	2,1	
	+25	35,1	36,2	3,2	--	15,3	3,1	6,4	0,3	46,0	26,9	7,9	0,5	7,9	3,1	6,3	1	
14	0-30	47,4	32	8,1	2	5	--	3,3	2,2	33,9	42,4	6,1	0,6	6,8	--	10,3	0,6	
15	0-30	42,4	31,4	19,3	0,6	2,8	--	1,7	1,7	33,4	42,1	18,5	1	2,9	--	2	0,1	
16	0-30	42,1	22,6	27,1	1,3	41,5	0,4	0,9	0,9	28,8	41,3	23,1	0,4	2,6	--	3,5	--	
17	0-30	36,1	52,2	6,2	--	1,1	--	3,3	2,2	26,4	56,2	7,2	0,7	1,1	--	7,2	0,3	
	+25	48,8	30,9	9,7	0,5	0,5	2	6,4	1	30,8	36,5	15,9	1,1	5,6	4,3	3,8	2	
18	0-30	30,5	56,1	2,4	--	--	--	4,8	0,6	28,1	56	4,9	--	5,8	0,4	10,8	--	
19	0-30	41,8	36,6	14,5	0,5	4,2	--	0,9	0,9	29,1	32,7	22,4	--	11,5	--	3,6	0,6	
	+25	38,7	34	17,7	1,4	1,4	--	4,8	2	34,2	36,5	14,8	--	7,6	--	5,6	0,9	

Q: Cuarzo; F: Feldespatos; Mo: Moscovita; Bi: Biotita; Bi-Cl: Biotita cloritizada; Anf.: Anfíboles; Al.: Altreritas; Ot: Otros

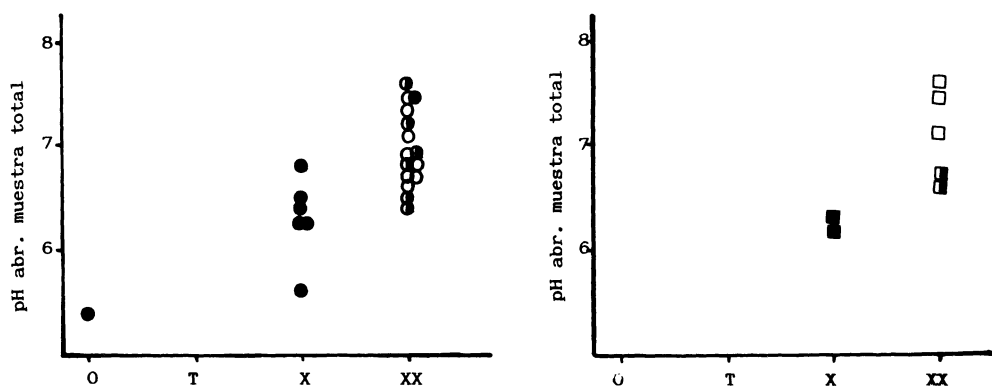


Fig. 2b. Relación entre el pH de abrasión y el contenido en feldespatos en la muestra total del suelo.

terminaciones del pH no sólo de los horizontes edáficos sino también del material en distintas etapas de su alteración.

En las figuras 5, 6 y 7 se recogen los diagramas de D. R. X. de tres perfiles, seleccionados por presentar distinto grado de evolución, comparando en cada uno de ellos las muestras totales de roca fresca, alterada y horizontes edáficos e indicando el valor del

pH de abrasión en cada una de las etapas; tanto en estos como en los restantes casos estudiados se produce un descenso de este parámetro a medida que la roca granítica se degrada (Tablas 2 y 4).

Así, en el perfil menos evolucionado, un Litosol (Fig. 5), se observa que el descenso del pH de abrasión (de 9,5 8,4) está motivado fundamentalmente por la disminu-

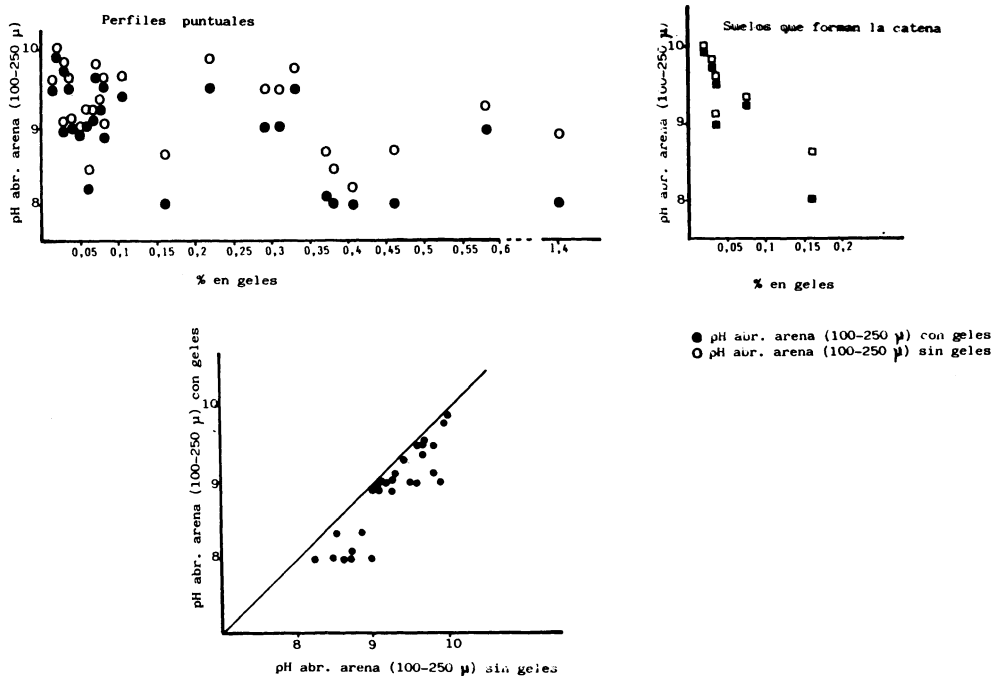


Fig. 3. Relación entre el pH de abrasión y la proporción de geles.

TABLA IV. Análisis por D. R. X. de la muestra total

Perfil	Prof.	Q	F	Anf.	Mi	Cl	Int	Fil.1:1	Gib
1	0-30	XXX	XX	--	XX	--	--	--	--
2	0-30	XXX	XX	--	X	--	T	--	--
3	0-30	XX	XX	--	X	--	T	--	--
	+25	XXX	XX	--	X	--	--	--	--
4	0-30	XXX	X	--	XX	--	T	X	--
	+25	XXX	X	--	XX	--	T	X	X
5	0-30	XX	XX	--	X	--	T	--	--
	R.Alt.	X	XXX	--	XXX	--	--	--	--
	R.fr.	XX	XX	--	XX	--	--	--	--
6	0-30	XXX	XX	--	XX	--	--	--	--
	R.Alt.	XXX	XX	--	XX	--	X	--	--
	R.fr.	XXX	XX	--	XXX	--	--	--	--
7	0-30	XX	XX	--	XX	--	T	T	--
	R.Alt.	XX	XX	--	X	--	T	--	--
	R.fr.	XX	XX	--	XX	--	--	--	--
8	0-30	XXX	XX	--	X	--	T	T	--
	+25	XXX	XX	--	X	--	--	T	--
9	0-30								
	+25	XX	X	X	XX	--	XX	X	--
10	0-30	X	X	T	T	--	XX	T	--
	+25	XXX	X	--	X	--	XX	X	--
	R. + Alt.	X	XX	X	--	--	X	--	--
	R.Alt.	XX	X	X	XXX	--	--	--	--
	R.fr.	XX	X	X	XXX	--	--	--	--
11	0-30	XXX	X	--	XXX	--	T	X	--
	+25	XXX	X	--	XXX	--	X	X	--
	R.Alt.	XX	T	--	XXX	--	--	--	--
	R.fr.	XX	X	--	XXX	--	--	--	--
12	0-30	XXX	X	--	T	X	XX	X	X
	+25	X	--	--	XX	--	XXX	XX	XX
13	0-30	XXX	XX	--	T	--	X	X	X
	+25	XX	XXX	--	X	X	T	X	T
	R.Alt.	XXX	XX	--	T	--	T	--	--
	R.fr.	XXX	XX	--	XXX	--	--	--	--
14	0-30	XXX	XX	X	XX	X	--	--	--
	R.Alt.	XX	XX	--	XX	--	--	T	--
	R.fr.	XX	XXX	--	XX	--	--	--	--
15	0-30	XXX	XX	--	T	--	--	T	T
	R.Alt.	XXX	XX	--	T	--	--	--	X
	R.fr.	XXX	XXX	--	XX	--	--	--	X
16	0-30	XXX	XX	--	X	--	T	T	T
17	0-30	X	XX	--	XX	--	T	X	--
	+25	X	XX	T	XX	--	--	X	--
	R.Alt.	XX	XX	--	XX	--	--	--	--
	R.fr.	XX	XX	--	XX	--	--	--	--
18	0-30	X	XX	--	X	--	X	--	--
	R.Alt.	XX	XXX	T	XX	--	--	--	--
	R.fr.	XX	XXX	T	XX	--	--	--	--
19	0-30	X	XX	--	XX	--	X	--	--
	+25	X	XXX	--	XX	--	T	--	--

T: Trazas; X: Presente; XX: Frecuente; XXX: Abundante; Q: Cuarzo; F: Feldespatos; Anf: Anfíboles; Mi: Micas; Cl: Clorita  
 Int: Interestratificados de tipo vermiculítico; Fil. 1:1 Filosilicatos; 1:1 Gib: Gipsita

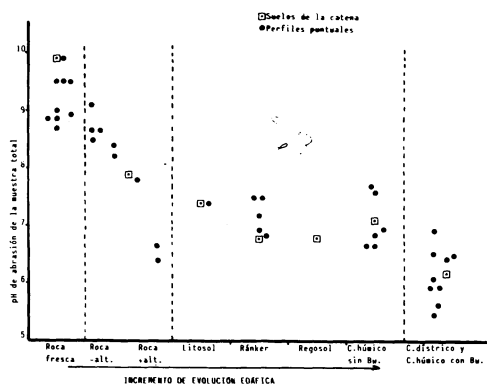


Fig. 4. Comportamiento del pH de abrasión en función de la evolución edáfica.

ción de los feldespatos (efectos sobre 3,26 y 3,18 Å). La permanencia de estos minerales en el horizonte edáfico se corresponde con un pH relativamente alto, propio de suelos

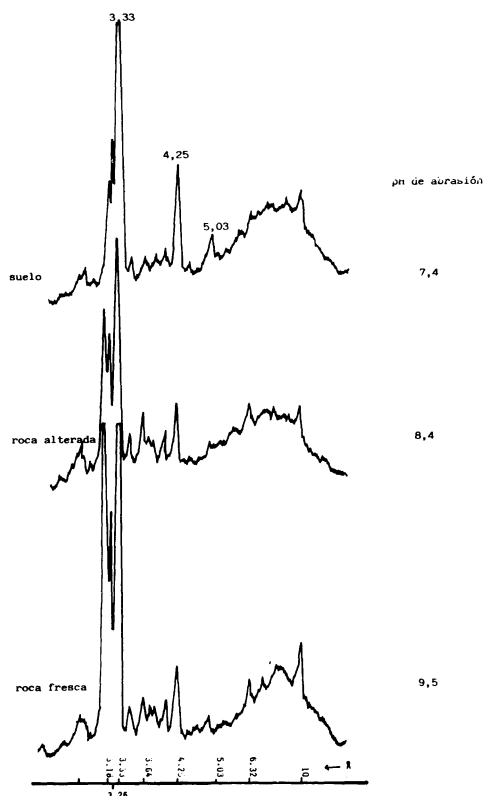


Fig. 5. Perfil n.º 6: Litosol desarrollado sobre un granito de dos micas.

poco evolucionados. En cuanto a las micas cabe indicar una disminución de la biotita y un incremento relativo de la moscovita, ya que si bien el efecto a 10 Å desciende, el efecto a 5 Å característico de la mica blanca presenta mayor intensidad.

En el Cambisol húmico (Fig. 6), desa-

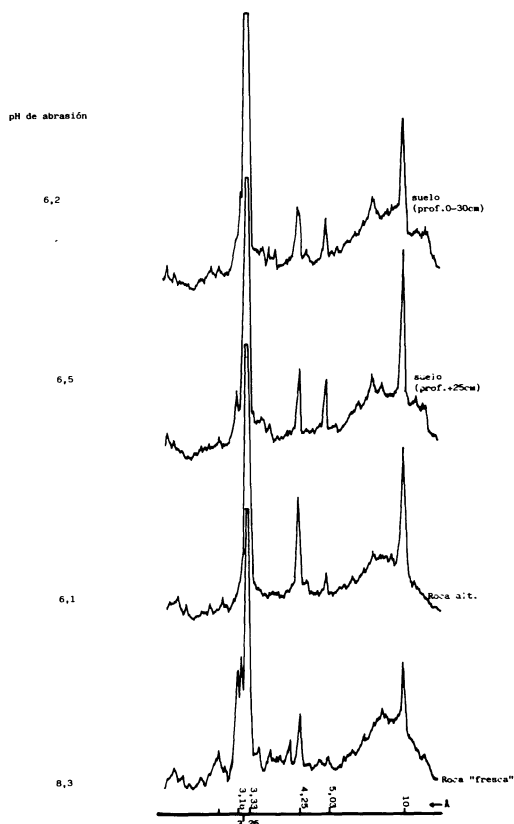


Fig. 6. Perfil n.º 11: Cambisol húmico sobre granitoide migmatítico.

rollado sobre un granito migmatítico, el paso de la roca «fresca» a la alterada (la roca definida como «fresca» presenta ya un cierto grado de alteración) se caracteriza por una desaparición casi total de los feldespatos provocando un brusco descenso del pH (de 8,3 a 6,1); el aporte de feldespatos por coluvionamiento en los horizontes edáficos origina un ligero incremento del valor del pH de abrasión. Dado que la roca madre es un



granito rico en moscovita se observa en el curso de la alteración («in situ») un incremento relativo no sólo de cuarzo (efectos a 3,3 Å y 4,25 Å) sino también de los efectos a 10 Å y a 5 Å característicos de dichas micas, por lo que no es posible apreciar la destrucción de las biotitas; sin embargo el ligero descenso del pH en la muestra superficial puede estar motivado por la desaparición de estas últimas micas como puede comprobarse no sólo observando el comportamiento del efecto a 10 Å sino también los resultados del análisis óptico de las arenas de esta muestra (Tabla 3), pues ya no se contabiliza ningún grano de biotita en dicha fracción.

El perfil 13 (Cambisol húmico con Bw), por estar desarrollado sobre un ortogneis biotítico, sirve de ejemplo del descenso del pH de abrasión provocado por la destrucción de las biotitas en el paso de roca fresca a roca alterada. En una etapa posterior parece ser la destrucción de los feldespatos la responsable del descenso del pH (Fig. 7).

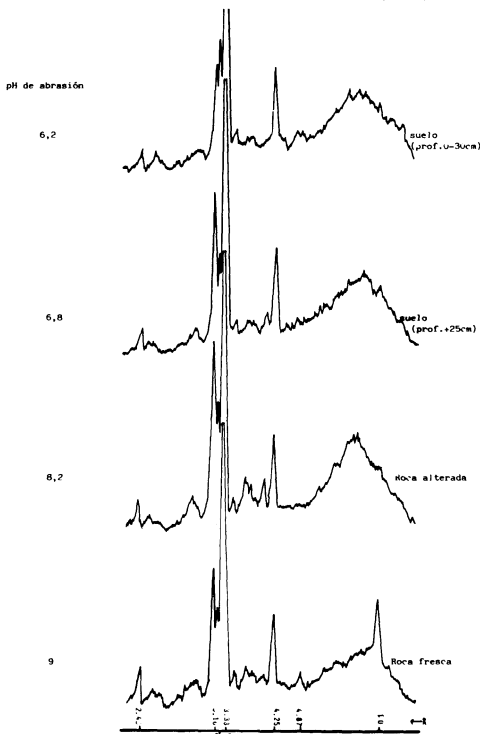


Fig. 7. Perfil n.º 13: Cambisol húmico con Bw sobre ortogneis biotítico.

Otro aspecto a considerar es la tendencia del pH de abrasión a medida que progresa la evolución edáfica por alteración. En principio, se puede admitir que si un suelo se encuentra en su estado final (sistema residual) y no existen ácidos orgánicos, el pH de abrasión de la muestra total sería prácticamente igual al pH del suelo, es decir el correspondiente al equilibrio entre los componentes estables y agua con una concentración de  $\text{CO}_2$  entre 1 y 10 veces la atmosférica, puesto que la alteración del material sería tal que ya no quedarían minerales primarios suministradores de cationes a la solución.

De esta forma, enfrentando estos valores de pH, el comportamiento de un suelo en el curso de su evolución vendría marcado por una línea que tiende a aproximarse a la hipotética recta resultante de considerar el pH de abrasión igual al pH del suelo, tendiendo, por supuesto, hacia valores bajos, concretamente los del equilibrio entre los minerales del sistema residual (cuarzo, caolinita, gibbsita y goethita) con agua y  $\text{CO}_2$  a la presión atmosférica.

En el caso de los suelos estudiados se observa que los más desarrollados (perfiles 4, 10, 12 y 13) son los que se encuentran más próximos a dicha zona (Fig. 8); si bien toda-

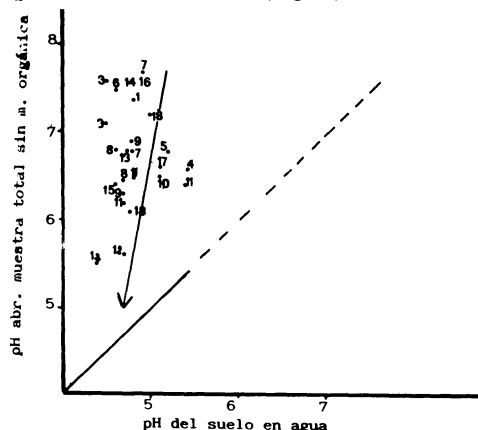


Fig. 8. Relación entre el pH de abrasión de la muestra total y el pH de suelo en agua:

Lirosol: Perfiles 1 y 6.

Ránker: Perfiles 2, 7, 14, 15, 16, 18.

Cambisol húmico fase cumúllica: Perfiles 3, 8, 11, 17, 19.

Cambisol distríco: Perfil 4.

Cambisol húmico (con Bw): Perfiles 9, 10, 12, 13.

vía la distancia es bastante significativa, lo que está de acuerdo con la presencia de minerales alterables (sobre todo feldespatos) en la fracción arena fina (Tabla 3).

## CONCLUSIONES

De lo expuesto hasta el momento se puede concluir que, en los suelos graníticos gallegos, el pH de abrasión de la fracción arena (100-250  $\mu$ ) es un fiel reflejo de la re-

serva del suelo y el pH de abrasión de la muestra total, sin materia orgánica, indica el estado evolutivo del mismo, presentando la ventaja sobre otros índices de alteración y evolución edáfica de su fácil y rápida determinación, por lo que parece un dato a tener en cuenta, especialmente, en estudios a gran escala de cartografía y usos potenciales del suelo.

*Recibido, 22/III/87*

*Aceptado, 15/IV/87*

## BIBLIOGRAFIA

- CLARKE, F. W. (1900). The alkaline reaction of some natural silicates. *U. S. Geol. Survey Bull.* 107, 156-158.
- ENGELS, J. P. (1972). The catazonal polymetamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain) A structural and petrofabric study. *Leids Geol. Meded.* 48, 83-133.
- FAO (1973). Sistema de clasificación de suelos. Roma.
- FERRARI, G. A. and MAGALDI, D. (1983). Degree of soil weathering as determined by Abrasión pH: Application in Soil Study and in paleopedology. *Pedologie*, XXXIII, 93-104, Ghent.
- GRANT, W. H. (1969). Abrasion pH, an index of chemical weathering. *Clays and Clay Minerals*. 17, 151-155. *Pergamon Press*. Printed in Great Britain.
- GREENLAND, D. J. (1981). Characterization of soils, in relation to their classification and management for crop production: examples from some areas of the humid tropics. *Clarendon Press*. Oxford.
- HUGHES, J. C. (1981). Mineralogy. An characterization of soils in relation to their classification and management for crop production. pp. 30-50.
- IGME (1977). Hoja 2. Estaca de Bares.
- IGME (1977). Hoja 7. Sobrado de los Monjes.
- IGME (1977). Hoja 94. Santiago.
- IGME (1981). Hoja 46. Guitiriz.
- IGME (1981). Hoja 93. Outes.
- IGME (1981). Hoja 119. Noya.
- IGME (1981). Hoja 120. Padrón.
- IGME (1981). Hoja 151. Puebla del Caramiñal.
- JUO, A. S. (1980). Mineralogical characteristics of Alfisols and Ultisols. En B. K. G. Theng (Ed). *Soils with Variable Charge*. pp. 60-86.
- KENNGOTT, A. (1867). Über einige Erscheinungen beobachtet an nathrolith. *Neus Jahrb.* En Stevens and Carron (1948).
- MEHRA, O. P. and JACSON, M. L. (1960). Iron oxides removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. 317-327. *Clays and Clay Minerals*. Monograph 5.
- SOIL TAXONOMY (1975). A basic system of Soil Classification for making and interpreting Soil Surveys. *U. S. Department of agriculture*. Soil Conservation Service.
- STEVENS, R. E. (1936). Studies on the alkalinity of some silicate minerals. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 185. 1-13.
- STEVENS, R. E. and CARRON, M. K. (1948). Simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH. *American Mineralogist*. 33, 31-49.
- UMEGAKI, Y. (1938). Über die bei der Hydrolyse der plagioklasse und einiger karbonat-mineralien nachgewiesene. Wasserstoffion-Konzentration: *Mem. Coll. Sci. Kyoto. imp. Univ.* 14, 141-154 (en STEVENS y CARRON).



# Medidas de potencial y determinación de movilidad iónica en elementos galvánicos constituidos por materiales silicatados

## Potential measures and determination of ionic movility in galvanic elements constituted by silicate materials

RODRIGUEZ BALTAR, C.

Se ha diseñado un elemento galvánico en el que los componentes activos están formados por diversos tipos de silicatos en estado granulado, los que al ser afectados por elementos naturales externos tipo electrolitos dan origen a la formación de potenciales eléctricos dependientes de la distinta naturaleza de los constituyentes. Asimismo debido a las características de diseño del dispositivo experimental es posible determinar la movilidad iónica que afecta a los componentes en los espacios anódico y catódico.

Estas técnicas de medida permiten evaluar los potenciales generados entre los diversos pares galvánicos formados por los constituyentes que integran las masas graníticas y la influencia que esto puede tener en los procesos de alteración de las mismas condicionado por la emigración de iones integrados en determinados silicatos.

**Palabras clave:** alteración, rocas ígneas, elemento galvánico.

Was draft an galvanic element with active components constituted by different silicates in granulate state, which affected by different electrolites generate an electrical potential distinctive of each one. The draft characteristics let us determine also the ionic mobility affecting the components between the anode-catode space.

The measure techniques can be useful to determine the influence of ion migration from silicates in the weathering of igneous rocks.

**Key words:** weathering, igneous rocks, galvanic element.

RODRIGUEZ BALTAR, C. (Avda. de Finisterre, 42-2.º. A Coruña)

## INTRODUCCION

Dado que las masas graníticas son conglomerados de materiales granulados en íntimo contacto entre sí y que estos granos están formados mayoritariamente por silicio combinado con diversos elementos químicos se ha diseñado un elemento galvánico que permite poner en evidencia y cuantificar las fuerzas electromotrices que se generan entre estas especies mineralógicas cuando se encuentran afectadas por agentes externos tipo electrolitos.

Teniendo en cuenta la interrelación entre potenciales eléctricos y movilidad iónica existente en los procesos galvánicos ha sido previsto un sistema de toma de muestras en los espacios anódico y catódico que permite determinar la segregación de los elementos químicos afectados por los fenómenos eléctricos y la influencia que esto tiene sobre ellos.

En el equipo de medida diseñado para el control del elemento galvánico han sido integrados circuitos que permiten establecer la evaluación tanto de fuerzas electromotrices como diferencias de potencial en relación con las variaciones de concentración iónica en los electrolitos según las diversas condiciones de funcionamiento.

La disposición constructiva del elemento galvánico permite establecer las medidas relativas entre especies mineralógicas en distintos grados de pureza y granulometría, así como determinados conjuntos referidos a un elemento considerado como patrón.

### ELEMENTO GALVANICO: (Fig. 1)

Está constituido por una cuba de material plástico de sección rectangular. En su parte central y hasta un tercio de la altura de sus laterales se ha dispuesto un tabique que la divide en dos espacios simétricos. En el fondo de cada uno de estos espacios se disponen en posición horizontal unas placas de grafito dotadas de tomas de corriente del mismo material.

Sobre las placas de grafito se extienden cada uno de los materiales objeto de estudio, de tal modo que rebasando el tabique que divide la cuba forman una línea de contacto perfectamente definida entre los elementos constituyentes del par galvánico.

En cada espacio de la cuba y atravesando la masa granulada en él contenida se introducen una serie de tubos de pared permeable por medio de los cuales es posible extrayendo porciones de electrolito establecer las variaciones concentración de iones a lo largo de todo el sistema evaluando así las características galvánicas que condicionan el desarrollo del proceso.

El electrolito afecta a las dos secciones de la cuba sin rebasar la superficie de los conjuntos granulados a fin de evitar desplazamientos incontrolados de iones y su consecuente interferencia en el resultado de los valores reales.

### EQUIPO DE MEDIDA

Ha sido diseñado teniendo en cuenta la integración de dos circuitos: uno de control de tensión y otro de intensidad. Dispuestos de tal forma que puedan actuar sobre el elemento galvánico tanto simultaneamente como de modo independiente cada uno de ellos. La combinación de los dos circuitos permite establecer la movilidad iónica en función de la energía suministrada por el sistema.

El circuito de tensión está constituido por un milivoltímetro de escala múltiple, dotado de un amplificador operacional con una resistencia interna superior a los trescientos megahomios, con lo que los valores obtenidos pueden considerarse sin error apreciable como fuerzas electromotrices.

En cuanto al circuito de intensidad lo forman un microamperímetro, con diversos campos de medida, dispuesto en serie con una resistencia variable, que actuando como carga del elemento galvánico permite valorar sus variaciones de potencial y los fenó-

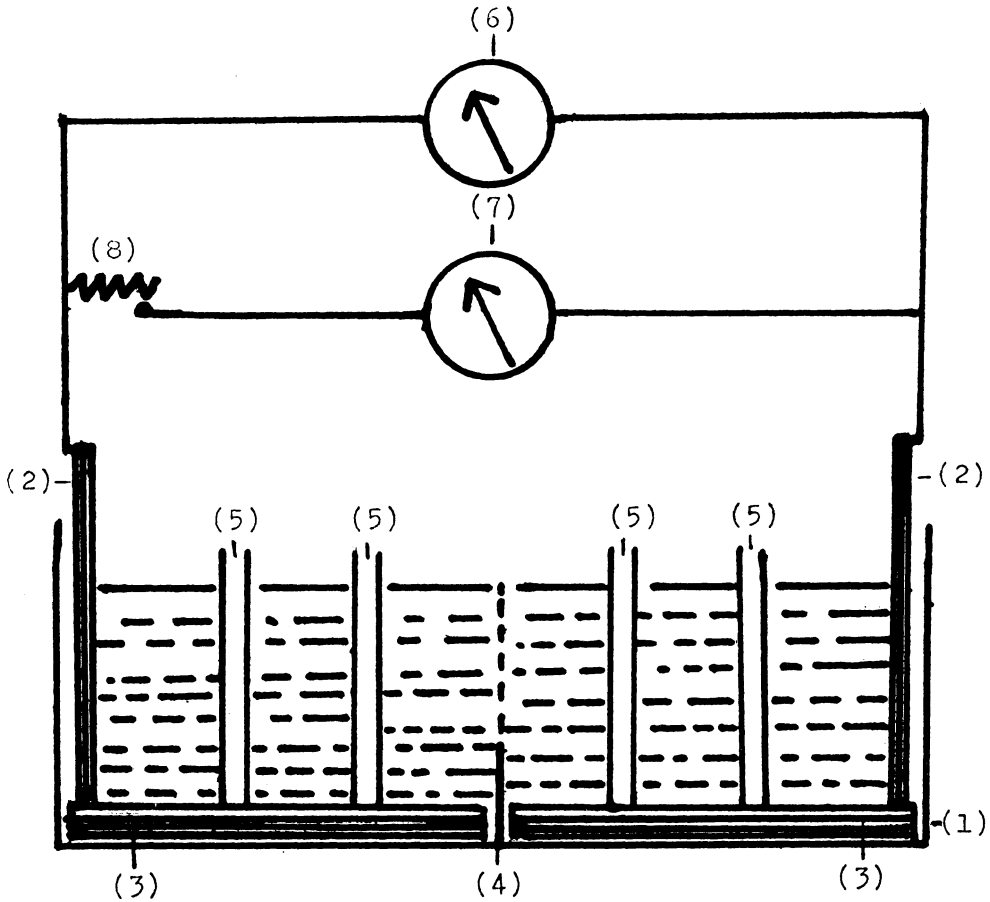


Fig. 1

- (1) Cuba
- (2) Toma de corriente
- (3) Placas de grafito
- (4) Tabique
- (5) Tubos porosos
- (6) Milivoltímetro
- (7) Microamperímetro
- (8) Resistencia variable

menos de polarización en relación con la energía suministrada por cada par galvánico.

#### DISPOSICION DEL PROCESO

Los materiales objeto de estudio controlados granulométricamente se disponen so-

bre las placas de grafito contenidas en cada uno de los compartimentos de la cuba, de tal forma que rebasando el tabique de separación quede una superficie de contacto muy definida y neta entre ellos.

El equipo de medida se conecta a los terminales insertados en las placas de grafito.

Los tubos de pared porosa se introducen

en la masa adoptando una distribución geométrica a intervalos controlados.

El electrolito convenientemente valorado en cuanto a sus características químicas tales como pH y sales en disolución, se incorpora a la cuba sin que su nivel rebase la superficie de los materiales granulados en ella contenidos.

## RESULTADOS EXPERIMENTALES

Inicialmente y atendiendo a los componentes mayoritarios que integran las masas graníticas se estudiaron dos pares galvánicos. Uno formado por cuarzo-feldespatos y otro constituido por cuarzo-muscovita. Posteriormente se estudió un tercero, cuarzo-granito. A todos los materiales objeto de estudio se les estableció el correspondiente control granulométrico utilizando las fracciones comprendidas entre 150 y 80 micras.

### N.º 1 Tabla I

El par galvánico cuarzo-feldespatos se mantuvo en experimentación a lo largo de 93 días. En los primeros seis días la tensión se fue elevando progresivamente hasta alcanzar un valor de 180 milivoltios, que con muy ligeras variantes se mantuvo durante todo el tiempo que duró el estudio. Tanto el pH así como las concentraciones de sodio y potasio también han permanecido muy constantes en los dos compartimentos.

### N.º 2 Tabla I

El par galvánico cuarzo-muscovita fue estudiado a lo largo de 42 días. Al cabo de 12 días de funcionamiento se logró la estabilidad en cuanto a concentración de sodio y potasio y valor de pH, obteniéndose una tensión de 210 milivoltios.

### N.º 3 Tabla I

Asimismo el par cuarzo-granito se mantuvo constante en cuanto a sus magnitudes químicas y eléctricas a partir de los 9 días de

su puesta en funcionamiento, habiendo sido alcanzado en este período una tensión de 70 milivoltios, controlándose el proceso durante 33 días.

Es de hacer notar que en este par galvánico se ha producido una inversión de polaridad respecto a los dos anteriormente estudiados.

Al realizar las medidas de intensidad de la corriente generada se ha puesto de manifiesto que la variación de tensión originada en cada uno de los pares galvánicos estudiados estaba en consonancia con las características de los elementos galvánicos convencionales de alta resistencia interna.

## CONCLUSIONES

El elemento galvánico desarrollado permite demostrar que entre los elementos mayoritarios que integran las masas graníticas cuando son afectados por electrolitos se generan fuerzas electromotrices que afectan de modo ostensible a la movilidad de determinados iones contenidos en los distintos silicatos, dando origen a fenómenos de alteración de los mismos.

Teniendo en cuenta que entre los componentes mayoritarios el de la máxima estabilidad química es el cuarzo cabría la posibilidad de establecer una serie de tensiones tomando éste como elemento de referencia, relacionando los potenciales generados entre él y los otros elementos.

Cabe resaltar que como complemento de este primer estudio será de interés desarrollar una serie de ensayos en los que se ponga de manifiesto la influencia que sobre los pares galvánicos formados tienen los distintos tipos de electrolitos, tales como sales en disolución, ácidos húmicos, lluvias ácidas o cualquier otro tipo de agentes naturales que puedan producir fenómenos de alteración.

Los resultados obtenidos con este elemento galvánico sugieren la posibilidad de desarrollar una serie de trabajos sistemáticos de mayor amplitud que permitan establecer

TABLA I

## N.º 1

Par galvánico	Cuarzo		Feldespatos
Granulometría		80-150 $\mu$	
Potencial		180 milivolts	
Polaridad	+		-
pH	4,5		7,5
NaX 1.000	0,5		7,6
K X 1.000	0,07		1,3

Tiempo de experimentación 93 días

## N.º 2

Par galvánico	Cuarzo		Muscovita
Granulometría		80-150 $\mu$	
Potencial		210 milivolts	
Polaridad	+		-
pH	4,5		8
Na X 1.000	0,6		7,9
K X 1.000	0,1		1,7

Tiempo de experimentación 42 días

## N.º 3

Par galvánico	Cuarzo		Granito
Granulometría		80-150 $\mu$	
Potencial		70 milivolts	
Polaridad	-		+
pH	4,5		6,5
Na X 1.000	0,3		5,4
K X 1.000	0,02		0,9

Tiempo de experimentación 33 días

de modo riguroso la influencia de los potenciales eléctricos generados entre los distintos componentes de una masa heterogénea de silicatos debido a la formación de pares gal-

vánicos afecta a los fenómenos de alteración de los constituyentes.

*Recibido, 18-XI-86*

*Aceptado 1-XII-86*



## **IV. PALEONTOLOXIA**





## La Fauna de *Anetoceras* y el límite Zlichoviense-Dalejiense en el Dominio Palentino (NO. de España)

### The *Anetoceras* Faune and the Zlichovian-Dalejian boundary in the Palentine Domain (NW. Spain)

MONTESINOS, J. R. y TRUYOLS-MASSONI, M.

El alcance de las diferentes unidades litoestratigráficas del Devónico inferior-medio del Dominio Palentino ha sido muy variablemente interpretado. En este trabajo se discute la Formación Abadía como constituida por la sucesión que se extiende entre el techo de la Caliza de Lebanza y la base de la Formación Polentinos y se restringe el alcance del Miembro Requejada.

Inmediatamente por encima del Miembro Requejada aparece un conjunto de Ammonoideos con *Erbenoceras*, *Mimosphinctes* y *Mimagoniatites* estrechamente relacionado con la llamada «Fauna de *Anetoceras*» del Zlichoviense superior y enmarcado entre las biozonas de Dacrioconáridos *N. barrandei* y *N. elegans* (Zlichoviense).

Se discute el género *Erbenoceras* y las especies *N. barrandei*, *N. elegans* y *N. cancellata* y se describen *Erbenoceras filalense* y *Gyroceratites pallantianum* n. sp.

**Palabras clave:** Fauna de *Anetoceras*, Ammonoideos, Dacrioconáridos, Devónico inferior, Cordillera Cantábrica, Dominio Palentino, España.

Boundaries between the successive lithostratigraphic units of the lower-middle Devonian in the Palentine Domain, have been established in different ways. In this paper, the Abadía Formation is considered as consisting of the succession ranging between the top of the Lebanza Limestones and the base of Polentinos Formation. The range of the Requejada Member is also restricted.

Overlying the Requejada Member an Ammonoid series occurs bearing *Erbenoceras*, *Mimosphinctes* and *Mimagoniatites*. It is closely related to the so called *Anetoceras* Fauna of the upper Zlichovian and placed between the Dacrioconarid biozones of *N. barrandei* and *N. elegans* (Zlichovian).

The genus *Erbenoceras* and the species *N. barrandei*, *N. elegans* and *N. cancellata* are discussed and *E. filalense* and *Gyroceratites pallantium* n. sp. are described.

**Key words:** *Anetoceras* fauna, Ammonoids, Dacrioceratids, lower Devonian, Cantabrian Mountains, Palentine Domain, Spain.

MONTESINOS, J. R. Departamento de Biología Animal. Fac. Biología. Univ. LEÓN. TRUYOLS-MASSONI, M. Departamento de Paleontología. Fac. Geología. Univ. Oviedo. c/ Arias de Velasco s/n, 33005. OVIEDO.

## ESTRATIGRAFIA

El Dominio Palentino (Fig. 1) se sitúa en el borde SE de la Zona Cantábrica y se caracteriza por el desarrollo durante gran parte del Devónico de una importante sucesión pelítico-calcárea con características faciales comparables a las de la Magnafacies Herciniana. El contenido faunístico de los

materiales devónicos situados por encima de la Formación Lebanza (Lochkoviense-Praeguense) presenta gran interés por la presencia de abundantes Ammonoideos y Dacrioceratidos. Una de las asociaciones más características del Devónico inferior aparece en la denominada Formación Abadía.

BINNEKAMP (1965) introdujo el término Formación Abadía con un sentido

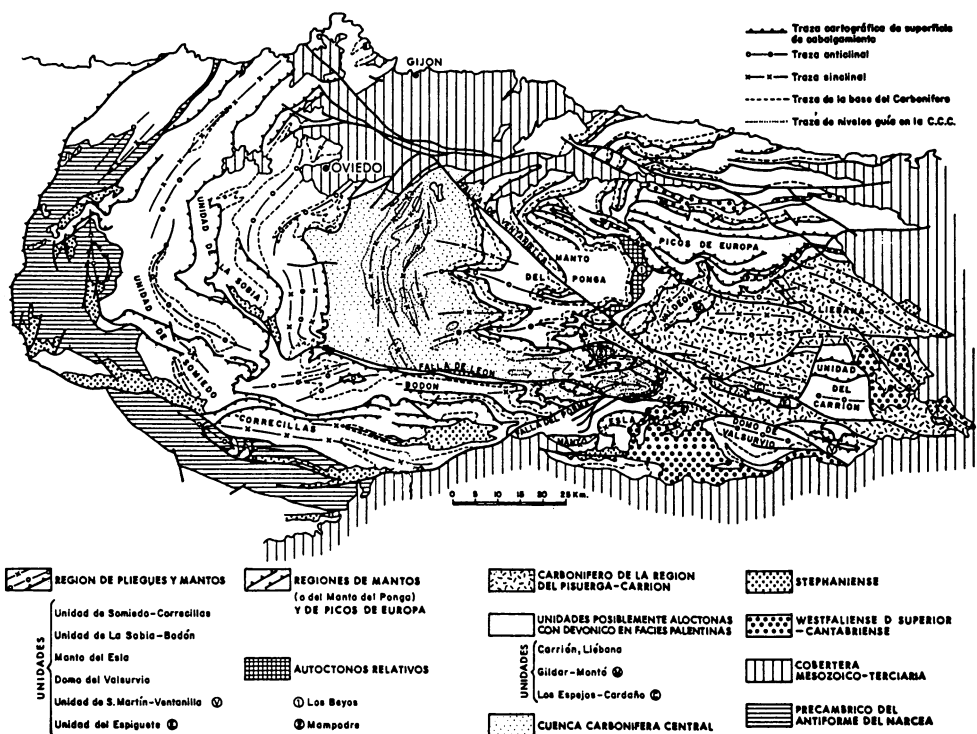


Fig. 1. Esquema general de la Cordillera Cantábrica y del Dominio Palentino. Según Rodríguez-Fernández, R. (1983).

muy impreciso comprendiendo una secuencia que se extiende desde el techo de la Formación Lebanza hasta su Formación Carrión, esta última integrada por capas del Devónico superior.

El alcance de la Formación Abadía fue restringido posteriormente por VEEN (1965) quien incluyó en ella tan solo las capas del Devónico inferior, distinguiendo dos Miembros: Requejada, en la mitad inferior y Polentinos, coronando la serie.

VEEN (1965) abandonó el término Formación Carrión de BINNEKAMP (1965), aunque el mismo fue retomado más tarde en un sentido completamente distinto por JAHNKE *et al.* (1983) como Grupo Carrión.

Los autores posteriores adoptaron el sentido restringido de VEEN (op. cit.) para la Formación Abadía hasta que JAHNKE *et al.* (1983) elevaron ésta unidad a un rango superior, Grupo Abadía en el que definieron tres Formaciones de abajo a arriba: Cortés, Arauz y Polentinos basándose en la intensa tectonización de los alrededores de la Abadía de Lebanza, región tipo de la Formación Abadía. La Formación Arauz comprendía en su base el Miembro Requejada de VEEN (op. cit.); JAHNKE *et al.* (op. cit.). Además, definieron dos nuevas unidades superpuestas al Miembro Requejada, los Miembros Tonschiefer y Lezna; el

conjunto de las tres completaba toda la Formación. Esta compartimentación es en nuestra opinión innecesaria como se verá en lo que sigue.

En este trabajo se acepta la separación del Miembro Polentinos como unidad independiente de mayor rango, a causa de su constancia, homogeneidad litológica y apreciable espesor, siendo un buen nivel de referencia cartográfico dentro del Dominio Palentino. La localidad tipo se encuentra al NO del pueblo de Polentinos en el Arroyo de Man. En cambio, no pueden aceptarse ninguno de los otros dos términos formacionales: Cortés y Arauz. En efecto, la Formación Cortés, en su localidad tipo, está intensamente tectonizada y su litología no difiere mayormente de la del resto de la sucesión hasta la base de la Formación Polentinos (Figs. 2, 3).

Por otra parte, la Formación Arauz toma nombre de la sucesión del Arroyo de Arauz que KULMANN (1960) denominó «Arruz Schichten». No obstante estas capas sólo equivalen como máximo al Miembro Requejada (en el sentido restringido de este trabajo como se verá más adelante) y unos pocos metros de la sucesión suprayacente, aunque LOBATO (1977) las extendió equivocadamente hasta la base de las capas de Polentinos.

Además, observaciones recientes en la

	SCHICHTEN 1	SCHICHTEN 2	SCHICHTEN 3	SCHICHTEN 4	SCHICHTEN 5	SCHICHTEN 6
Kullmann (1960)						
Binnekamp (1965)	Fm. LEBANZA	Fm. A B A D I A				
Veen (1965)	Fm. LEBANZA	Fm. A B A D I A				Fm. GUSTALAPIEDRA
		MIEMBRO REQUEJADA		MIEMBRO POLENTINOS		
Lobato (1977)	Fm. LEBANZA	Fm. A B A D I A				Fm. GUSTALAPIEDRA
		MIEMBRO REQUEJADA	ARAUZ SCHICHTEN	MIEMBRO POLENTINOS		
Jahnke <i>et al.</i> (1983)	Fm. LEBANZA	GRUPO A B A D I A				
		FORMACION CORTES	Fm. ARAUZ		Fm. POLENTINOS	Fm. GUSTALAPIEDRA
			MB. REQUEJADA	MB. TONSCHIEFER	MB. LEZNA	
Montesinos y Truyols - Massoni (aqui)	Fm. LEBANZA	Fm. A B A D I A				Fm. GUSTALAPIEDRA
			MB. REQUEJADA		MB. LEZNA	Fm. POLENTINOS

Fig. 2. Esquema mostrando las diferentes concepciones sobre la extensión y división de la Formación Abadía BINNEKAMP (1965).

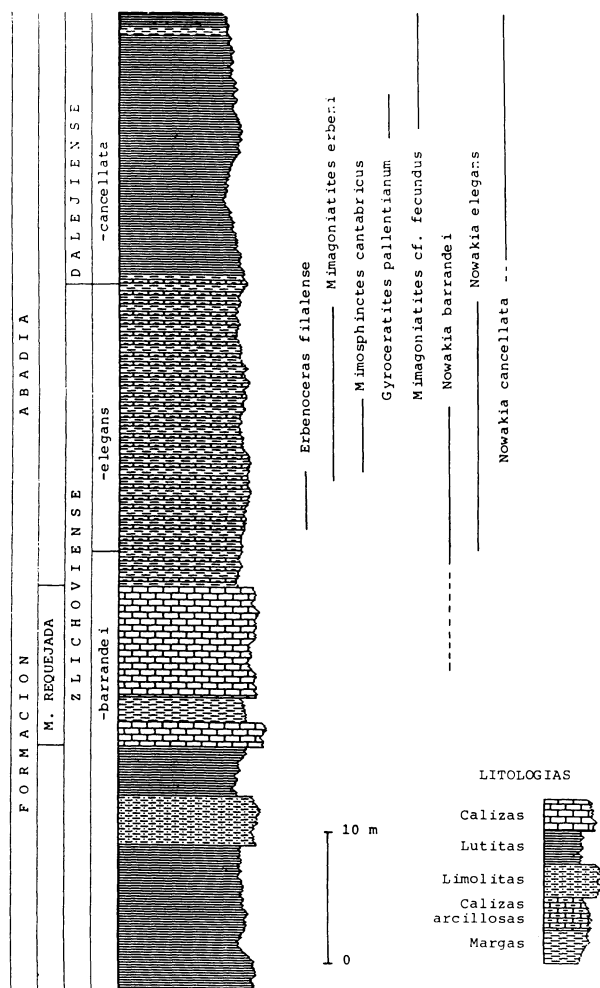


Fig. 3. Columna estratigráfica sintética parcial de la Formación Abadía (BINNEKAMP, 1965), mostrando el alcance del Miembro Requejada (enmend.) y las capas de alternancia calcáreo-lutíticas a él superpuestas. Se muestra, así mismo, la distribución de las faunas de Ammonoideos y Dacriocónaridos más significativas.

sección del Arroyo de Arauz han mostrado la existencia de una intensa tectonización que altera mucho la sucesión y la presencia de la Formación Polentinos no puede ser establecida en ésta localidad.

En consecuencia se propone mantener el nombre de Formación Abadía en sentido restringido para aludir a la sucesión de unos 150 m de lutitas, calizas, margas, areniscas y limolitas. La localidad tipo se encuentra en la Abadía de Lebanza, donde si bien la tec-

tonización es muy intensa, pueden establecerse con facilidad los límites inferior y superior de la Formación y de sus Miembros.

El Miembro Requejada ha sido generalmente considerado desde su creación como comprendiendo una parte inferior netamente calcárea y una parte superior de alternancias de lutitas carbonatadas y margas (posiblemente VEEN, 1965; LOBATO, 1977; JAHNKE *et al.* 1983), equivaliendo quizá el conjunto a la capa 3 de las

«Arruz Schichten» de KULLMANN (1960, 63). Sin embargo tan solo la parte inferior, competente, tiene homogeneidad litológica y constancia suficiente para ser individualizada, por cuya razón, en este trabajo proponemos restringir el uso de Miembro Requejada a dicha parte de la sucesión, dejando a los niveles de alternancia como base de las capas suprayacentes. La localidad tipo del Miembro Requejada se sitúa en el Pantano de Vañes, al pie del Valle de Polentinos, existiendo muy buenas secciones del mismo en otros lugares de la región.

El Miembro «Tonschiefer» de JAHNKE *et* ALTERS (1983) no puede ser utilizado de acuerdo con el Código Internacional de Nomenclatura Estratigráfica; en efecto no debe utilizarse un término litológico para nombrar unidades ni tampoco repetirse la misma denominación en otra unidad del mismo rango, como es el caso de la Formación Gustalapedra suprayacente a la discutida en el presente trabajo (ver Figs. 6-8 de JAHNKE *et* ALTERS, op. cit.). Finalmente el Miembro Lezna, constituido por lutitas, lutitas carbonatadas y margas, con algunos lentejones calcáreos de menor entidad, es un buen paquete de referencia dentro del Dominio Palentino, aún tratándose de tramos transicionales a la suprayacente Formación Polentinos. Su localidad tipo se encuentra a 1,5 Km al SE del Pico Lezna (ver JAHNKE *et* ALTERS, 1983), existiendo muy buenos afloramientos en otros puntos de la región.

## BIOESTRATIGRAFIA

Los tramos basales de la Formación Abadía son muy pobres en fauna; solamente existen algunos niveles con *Zoophycos* que parecen muy constantes en toda la región y que han sido reconocidos por numerosos autores. El Miembro Requejada es también poco fosilífero, con faunas pobres y en general mal conservadas. Aunque JAHNKE *et* ALTERS (1983) han señalado en el techo de

su Miembro Requejada una asociación faunística en la que intervienen Ammonoideos y Dacriocónaridos, en nuestra concepción, éste conjunto correspondería a los tramos basales de las capas suprayacentes.

Estos primeros niveles faunísticos han proporcionado una abundante y variada fauna entre la que son de destacar los Ammonoideos más antiguos presentes en todo el marco de la Cordillera Cantábrica, juntamente con una cierta abundancia de Dacriocónaridos. La asociación está constituida por las siguientes especies:

- *Erbenoceras filialense* (TERMIER y TERMIER).
- *Mimagoniatites erbeni* KULLMANN.
- *Mimosphinctes cantabricus* KULLMANN.
- *Mimosphinctes* aff. *cantabricus* KULLMANN.
- *Mimagoniatites* sp.
- *Nowakia barrandei* BOUČEK y PRANTIL.
- *Nowakia elegans* BARRANDE.
- *Viriatellina hercynica* BOUČEK.
- *Styliolina* spp.

La presencia de *E. filialense* y *Mimosphinctes* spp. permite asignar éste conjunto a la denominada Fauna de *Anetoceras* de CHLUPÁČ (1975), la cual es conocida en otras regiones del mundo en un intervalo estratigráfico bien delimitado que es aproximadamente coincidente con el de las Biozonas *barrandei* y *elegans*. Este conjunto faunístico correspondería parcialmente a la Biozona de *gronbergi* cuya presencia en el Dominio Palentino, requiere confirmación, aunque la especie zonal *P. gronbergi* ha sido citada por JAHNKE *et* ALTERS (1983).

Por encima de los niveles que contienen la Fauna de *Anetoceras*, pero aún dentro de las capas de alternancias suprayacentes al Miembro Requejada, aparece *N. elegans*. Las capas limolíticas y lutíticas que le siguen

han proporcionado una rica y abundante fauna de *N. cancellata* juntamente con *Viriatellina hercynica* y *Metastyliolina? erbeni* asociada a *Mimagoniatites cf. fecundus* y *Gyroceratites pallantianum* n. sp.

La sucesión de las Biozonas de Dacriocónaridos del tránsito Zlichoviense-Dalejiense se encuentran bien representadas en el Dominio Palentino. En efecto las capas de alternancia margo-lutítica inmediatamente por encima del Miembro Requejada contienen *Nowakia barrandei* y *Nowakia elegans* lo que nos situaría en los niveles basales de la Biozona *elegans*, permitiendo correlacionar en la Cordillera Cantábrica la Fauna de *Anetoceras* con ésta última Biozona. La Biozona *elegans* continúa unos pocos metros

por encima de éstas capas hasta la entrada del taxón *Nowakia cancellata*, que se produce en la base de los tramos lutíticos superpuestos a las capas de alternancia, lo cual marcaría el inicio de la Biozona de Dacriocónaridos suprayacente.

Con los datos anteriormente expuestos, puede situarse el límite Zlichoviense-Dalejiense con un cierto grado de precisión, en o cerca del techo de los tramos de alternancia de lutitas carbonatadas y margas suprayacentes al Miembro Requejada. El establecimiento de éste límite en la Cordillera Cantábrica, dentro del Dominio Palentino, permite su correlación con otras áreas europeas, norteafricanas y asiáticas en las secuencias del Devónico inferior.

## SISTEMATICA

Género *Erbenoceras* BOGOSLOVSKI, 1962

Especie tipo: *Kokenia filalense* TERMIER y TERMIER, 1950

- ± 1950 *Kokenia*; TERMIER y TERMIER, p. 79.
- ± 1960 *Anetoceras* SCHINDEWOLF; ERBEN, p. 49-52.
- \* 1962 *Erbenoceras* gen. nov.; BOGOSLOVSKI, p. 29.
- ± 1963 *Anetoceras* SCHINDEWOLF; HOLLARD, P. 132.
- 1964 *Anetoceras (Erbenoceras)* BOGOSLOVSKI; ERBEN, p. 199-200.
- ± 1962 *Anetoceras*; HOUSE, p. 253.
- 1965 *Anetoceras (Erbenoceras)* BOGOSLOVSKI; ERBEN, p. 279.
- ± 1969 *Anetoceras* SCHINDEWOLF, 1934; BOGOSLOVSKI, p. 116.
- 1969 *Erbenoceras* BOGOSLOVSKI, 1962; BOGOSLOVSKI, p. 117.
- ? 1972 *Metabactrites* BOGOSLOVSKI, gen. nov.; BOGOSLOVSKI, p. 485.
- 1980 *Erbenoceras* BOGOSLOVSKI, 1962; BOGOSLOVSKI, p. 55.
- 1983 *Anetoceras (Anetoceras)* SCHINDEWOLF, 1934; CHLUPÁČ y TUREK, p. 15.

## DIAGNOSTICO

Ammonoideos primitivos caracterizados por poseer en los primeros estadios ontogenéticos un enrollamiento advoluto que pasa a evolutivo en los adultos. Sutura con un lóbulo ventral en forma de «v» y una silla dorsal. Lóbulo lateral amplio y redondeado. Ornamentación con fuertes costillas, indivisas en la región ventral durante toda la ontogenia. Fórmula sutural EL.

## DISCUSION:

El género *Erbenoceras* fue establecido por BOGOSLOVSKI (1962) con *Anetoceras advolvens* ERBEN, 1960 como tipo. Esta especie, sin embargo, es un sinónimo posterior de *Kokenia filalensis* TERMIER y TERMIER, 1950, como luego veremos, debiendo prevalecer, por tanto, el último nombre para el tipo del género.

*Erbenoceras* ha sido considerado alter-



nativamente como género independiente o como subgénero de *Anetoceras* SCHINDEWOLF.

En la revisión del género *Anetoceras* realizada por CHLUPÁČ y TUREK (1983) partiendo del sentido original de SCHINDEWOLF (1934), dichos autores propusieron el establecimiento de dos subgéneros: *Anetoceras* (*Anetoceras*), comprendiendo la especie tipo del género, *A. arduennense* y otras caracterizadas por enrollamiento advoluto solo en los estadios adultos y fuertes costillas cuya frecuencia disminuye en el curso de la ontogenia, y *Anetoceras* (*Teneceras*) n. subgén. con conchas evolutas y costillas más finas cuya frecuencia es similar durante todo el desarrollo, que englobaría las especies incluidas por BOGOSLOVSKI (1962) en *Anetoceras*. En este esquema *Erbenoceras* BOGOSLOVSKI sería un sinónimo posterior de *A. (Anetoceras)*.

Esta conclusión se apoya en una errónea interpretación de la morfología de *Erbenoceras*. En efecto, la especie tipo de dicho género tiene un enrollamiento advoluto-evo-

luto que no posee *A. arduennense* que es siempre evoluta (ERBEN 1960, p. 54), y fuerte ornamentación costada durante toda la ontogenia, mientras que *A. arduennense* sólo la posee en los estadios adultos ya que sus primeras etapas de crecimiento muestran una ornamentación costulada fina.

Por las razones expuestas *Erbenoceras* debe ser considerado como un taxón con entidad propia, independiente de *Anetoceras*, del que se separa por su singular tipo de enrollamiento y ornamentación.

BOGOSLOVSKI (1972, p. 485) estableció el género *Metabactrites* para un único espécimen: *Metabactrites formosus* BOGOSLOVSKI, 1972. El ejemplar, el cual es fragmentario, no difiere ni en ornamentación ni en sutura con especies del género *Erbenoceras*. Tal como discutió el anterior autor su posición estratigráfica (Emsiense superior) se contraponen con la conocida para *Erbenoceras* (Emsiense inferior), y es, por tanto, altamente improbable la filogenia propuesta por este autor en el siguiente sentido:

... *Cyrtobactrites* - *Metabactrites* - *Anetoceras* - *Erbenoceras*

Debido a la falta de información existente en la actualidad sobre *Metabactrites*

proponemos, con dudas, su inclusión en la sinonimia de *Erbenoceras*.

*Erbenoceras filalense* (G. TERMIER y H. TERMIER, 1950)

Lám. I. Figs. 1-2-4-5

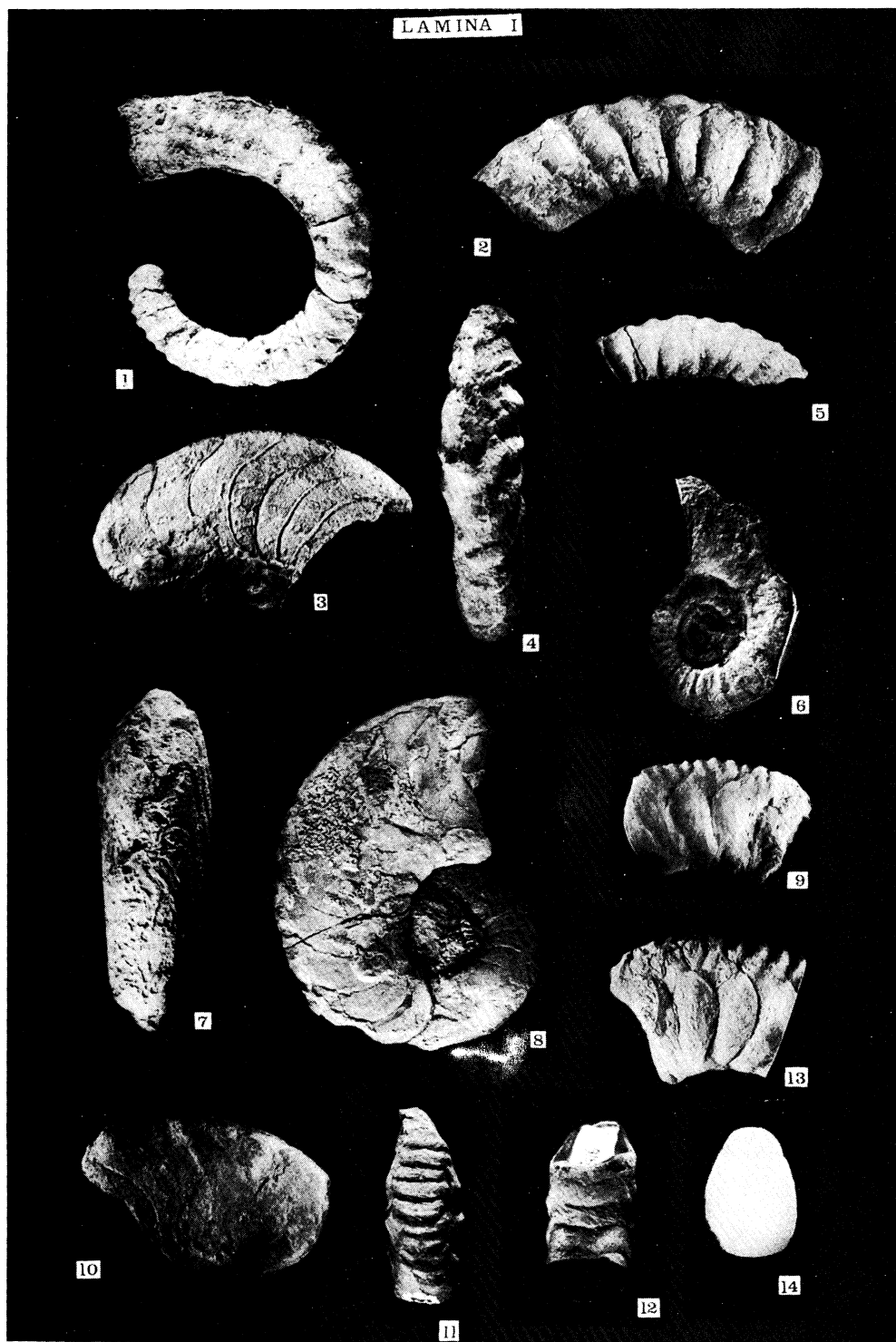
- \* 1950 *Kokenia filalensis* nov. sp.; G. TERMIER y H. TERMIER; p. 79; lám. 136, figs. 16-18; lám. 138, fig. 7; lám. 139, figs. 1-5.
- 1960 *Anetoceras advolvens* n. sp.; ERBEN, p. 56; lám. 2, figs. 10-11, lám. 3, figs. 1-4; figtext. 12, 13.
- 1960 *Anetoceras* sp.; KULLMANN, p. 25; lám. 3, fig. 1.
- 1963 *Anetoceras advolvens* ERBEN; HOLLARD, p. 134; lám. 1, figs. 1-8; figtext. 1.
- 1969 *Erbenoceras advolvens* ERBEN; BOGOSLOVSKI, p. 117; lám. 1, figs. 2-8; figtext. 10.
- 1970 *Anetoceras (Erbenoceras) advolvens*; FEIST, fig. 2.
- 1986 *Anetoceras advolvens*; JAHNKE et ALTERS, fig. 6.

Material y yacimiento: Veinte ejemplares conservados como moldes internos en material calcáreo procedente de los niveles de alternancias inmediatamente superpuestos al Miembro Requejada (Formación Abadía). DPO 113428-113432 del nivel H308a

de la sección Abadía 3, situada 600 mts al S. de la Abadía de Lebanza. DPO 113626-113627 del nivel H319 de la sección Valle de Polentinos. DPO 113614-113625 y 113644 del nivel H 320 de idéntica posición estratigráfica en la sección Vañes.

# LAMINA 1

- Fig. 1. *Erbenoceras filalense* (TERMIER y TERMIER). Ejemplar DPO 113432 con D máx. = 66 mm. Vista lateral.
- Fig. 2,4. *Erbenoceras filalense* (TERMIER y TERMIER). Ejemplar DPO 113644 con H = 14,5 y E = 11 mm. Vistas lateral izquierda y ventral respectivamente.
- Fig. 3,7. *Mimagoniatites erbeni* KULLMANN. Especimen DPO 113646 con E = 18,5 y H = 29 mm. Vistas lateral derecha y ventral respectivamente.
- Fig. 5. *Erbenoceras filalense* (TERMIER y TERMIER). Ejemplar DPO 113643 con H = 15 mm. Vista lateral izquierda. Observar la disposición de las costillas al alcanzar el margen ventral.
- Fig. 6. *Mimosphinctes* aff. *cantabricus* KULLMANN. Especimen DPO 113404 con D = 28 mm. Vista lateral. Látex.
- Fig. 8. *Mimagoniatites erbeni* KULLMANN. Ejemplar DPO 113402 con D = 58,2 mm. Vista lateral. Observar la rápida evolución de las vueltas y la sutura lateral.
- Fig. 9,11. *Mimosphinctes cantabricus* KULLMANN. Fragmento de vuelta DPO 113645 con H = 12,6 y E = 0,8 mm. Vistas lateral derecha y ventral respectivamente.
- Fig. 10. *Mimagoniatites erbeni* KULLMANN. Especimen DPO 113112 con H = 17 mm. Vista lateral izquierda.
- Fig. 12-14. *Mimosphinctes cantabricus* KULLMANN. Ejemplar DPO 113416. E = 9,6 y H = 15,1 mm. Vistas dorsal, lateral izquierda y sección de la vuelta, respectivamente.



## DESCRIPCION

Concha con enrollamiento evoluta a diámetro de 66 mm. Sección de las vueltas ovoidea. Margen ventral estrecho. Flancos laterales amplios, suavemente convexos. Margen dorsal convexo sin desarrollo de zona de englobamiento. Expansión de las vueltas lenta. Ombligo muy amplio y somero.

Ornamentación con fuertes costillas originándose en el área umbilical, de trazado sigmoidal en los flancos atraviesan invaria-

das el vientre donde dibujan un entrante estrecho.

La frecuencia de la ornamentación disminuye durante la ontogenia; así, a  $H = 8.6$  mm hay 8 costillas en un espaciado de 2 cm, mientras que a  $H = 19.2$  sólo existen 4.

En el material disponible sólo se aprecian las porciones lateral y dorsal de la sutura. Lóbulo lateral amplio, redondeado y somero que enlaza con una silla dorsal redondeada, que constituye el único elemento presente en ésta región.

## PARAMETROS

DPO	D	E	H	O	E/H	O/D
113429	--	11	18	--	0.61	--
113340	--	8.6	12.6	--	0.68	--
113432	66	--	19.2	37	--	0.56
id.	56	--	--	31	--	0.55
id.	--	8.9	13.1	--	0.67	--
id.	--	5.5	8.5	--	0.64	--

## DISCUSION

La morfología general de la concha, ornamentación y caracteres suturales visibles permiten asignar nuestros especímenes al género *Erbenoceras*.

Las dimensiones de la concha, enrollamiento evoluta en estadios ontogenéticos adultos, forma de las costillas y su frecuencia, permiten identificar el material con la especie *E. filalense* (G. TERMIER y H. TERMIER).

*Kokenia filalensis* G. TERMIER y H. TERMIER, 1950 fue rechazada por ERBEN (1962) basándose en la falta de información sobre el desarrollo de la concha. Sin embargo dicho taxón fue descrito y figurado válidamente por lo que, de acuerdo con el artículo 17e del Código Internacional de Nomenclatura Zoológica la opinión de ERBEN carece de fundamento.

El estudio detallado por parte de HOLLARD (1963) de nuevo material procedente de la localidad tipo de *K. filalensis*, de las colecciones originales de dicha especie y del material típico de *Anetoceras advolvens* ERBEN, 1960 ha demostrado además que ambos taxones comparten todos los caracteres diagnósticos de rango específico: desarrollo ontogenético de la concha, ornamentación y sutura, y por tanto han de ser considerados como sinónimos, teniendo prioridad de acuerdo con las normas, el primero de ellos.

## EDAD

*Erbenoceras filalense* ha sido datada generalmente como del Emsiense inferior. El material cantábrico aparece asociado con *Mimagoniatis erbeni* y *Mimosphinctes* spp en capas con *N. barrandei* y *N. elegans*, del Zlichoviense.

*Gyroceratites pallantianum* n. sp.

Lám. 2. Figs. 5-6.

*Derivatio nominis*: de *pallantia*, antigua denominación latina de Palencia, provincia en la que se encontró el taxón.

Material y yacimiento: un solo ejemplar DPO 113412, conservado como molde interno piritizado, procedente del estrato y localidad tipo.

Estrato y localidad tipo: Nivel 49N de los tramos pelíticos superpuestos a los niveles de alternancias que caracterizan el tránsito entre el Miembro Requejada y el resto de la Formación Abadía. Sección Abadía 1, situada a 1 Km al sur de la Abadía de Lebanza (N de la provincia de Palencia).

## DIAGNOSIS

Especie del género *Gyroceratites* caracterizada por presentar una incipiente perforación umbilical y una ornamentación costulada tenue.

## PARAMETROS

DPO	D	E	H	O	E/H	O/D
113412	9.9	--	4	3.65	--	0.36

## DISCUSION

La morfología general de la concha, tipo de sutura externa, y presencia de estructuras ventrolaterales, permite incluir nuestro espécimen en el género *Gyroceratites* Meyer.

Las principales diferencias de *G. pallantianum* con otras especies congénéricas estriban en el hecho de que nuestra forma posee una incipiente perforación umbilical y presenta una tenue costulación marcada, al

## DESCRIPCION

Concha discoidal de enrollamiento advoluto de expansión moderada. Flancos laterales amplios y convexos. Margen ventral estrecho y tabular, separado de la región lateral por estructuras ventrolaterales similares a surcos de la misma condición pero posiblemente de diferente génesis (ver. ERBEN, 1960; figs. 17c y 18a-w). Ombligo muy amplio. Flancos y rebordes umbilicales convexos. Cámara embrionaria grande, globosa. Perforación umbilical muy pequeña. Vueltas de sección subcircular, en número de 2,75.

Sutura con un pequeño lóbulo ventral y un amplio, redondeado y somero lóbulo lateral. Porción dorsal no observable. Número de cámaras en media vuelta: once.

Ornamentación con líneas de crecimiento solamente observables de forma parcial en los flancos, lugar donde dibujan un fuerte entrante amplio y redondeado. Además existen elementos costulares tenuemente marcados de posición interseptal.

menos, en estadios ontogenéticos tempranos.

## EDAD

*G. pallantianum* se asocia con *Mimogoniatites* cf. *fecundus* (Barrande), en capas en las cuales se produce la aparición de *Nowakia cancellata* en la Cordillera Cantábrica (Dalejiense basal).

*Nowakia barrandei* BOUČEK y PRANTL

Lám. 2, Fig. 7.

- ± 1867 *Tentaculites elegans* BARRANDE; J. BARRANDE, p. 131; lám. 14, figs. 25-27 (no figs. 20-24)
- \* 1959 *Nowakia barrandei* BOUČEK y PRANTL; B. BOUČEK y F. PRANTL, p. 6.
- 1964 *Nowakia barrandei* BOUČEK y PRANTL; B. BOUČEK, p. 74; lám. 7, fig. 1. Lám. 8; figs. 1-4; Lám 16, figs. 1-3.
- 1969 *Nowakia barrandei* BOUČEK y PRANTL; H. LARDEUX, p. 96; lám. 33, fig. 1-4; fig. 67,68.
- 1970 *Nowakia barrandei* BOUČEK y PRANTL; G. K. B. ALBERTI, p. 203; lám. 1, figs. 1-6.
- ± 1970 *Nowakia barrandei* BOUČEK y PRANTL; C. CHURKIN y C. CARTER, p. 63; lám. 16, figs. 15-18 (no figs. 19-21); lám 17, figs. 1-4.
- 1976 *Nowakia (Nowakia) barrandei* BOUČEK y PRANTL; A. SALAH, p. 20; lám 1, figs. 1-8.
- 1977 *Nowakia barrandei* BOUČEK y PRANTL; P. LUKES, p. 20; lám. 1, fig. 1; lám. 2, figs. 1-5.
- 1979 *Nowakia barrandei* BOUČEK y PRANTL; XIAN, p. 47; lám. 7, figs. 1-5.

## DISCUSION

Por sus rasgos morfológicos característicos los ejemplares procedentes de la alterancia margo-lutítica suprayacente al Miembro Requejada (Formación Abadía) son asimilables al taxón nominado.

Recientemente LÜTKE (1985) creó la nueva subespecie *N. barrandei evolvens* en la base del Dalejiense de la Provincia Apalachense del este de Norteamérica. Esta subespecie presenta un ángulo de crecimiento entre 8,5° y 10°, una amplia porción de la región juvenil sin anular (aprox. 1 mm) y anillos transversales más débiles y menos numerosos que los del tipo de la especie. Los ejemplares recolectados en la Cordillera Cantábrica presentan algunos caracteres intermedios entre las subespecies *N. barrandei barrandei* y *N. barrandei evolvens*. En efecto, mientras que la región más juvenil de la concha presenta solo entre 0,6 y 0,8 mm lisos y un ángulo de crecimiento elevado (entre 18° y 20°), caracteres que son más

propios de la subespecie nominal, la distribución de los anillos por milímetro de concha así como su relieve, menos acusado, se aproxima más a los de la subespecie americana. El material cantábrico es muy escaso y está habitualmente deformado por aplastamiento lo cual no nos permite por el momento una asignación subespecífica segura. Sin embargo, es interesante destacar los rasgos de semejanza con el taxón apalachense ya que han sido varios los autores que han señalado posibles comunicaciones desde el Emsiense entre las Provincias Apalachense y del Viejo Mundo (BURTON Y ELDREDGE, 1974; HOUSE, 1973; BAILEY, 1978; SOTO, 1979).

En otro orden de cosas cabe indicar aquí que la situación nomenclatorial de *N. barrandei* resulta problemática dependiendo de la de *N. elegans*. En efecto, según se indica en la discusión de *N. elegans*, esta se encuentra en una situación realmente poco clara, sin que desde 1867 se le haya designado aún un tipo inequívoco; la elección de

un lectotipo entre algunos de los ejemplares de *T. elegans* (lám. 14, figs. 25-27) de BARRANDE (1867) podría desembocar en la

superposición del concepto de ambas especies y, en ese caso, probablemente en la invalidación de *N. barrandei*.

### *Nowakia elegans* (BARRANDE)

Lám. 2, Fig. 4

- ± \* 1867 *Tentaculites elegans* BARRANDE; J. BARRANDE, p. 131; lám. 14, figs. 20-24 (no figs. 25-27).
- 1964 *Nowakia cancellata* (RICHTER); B. BOUČEK, lám. 11, figs. 1, 2.
- 1969 *Nowakia cancellata* (RICHTER); H. LARDEUX, Lám. 34, fig. 7; Lám. 35, fig. 2.
- ± 1970 *Nowakia barrandei* BOUČEK y PRANTL; CHURKIN y C. CARTER, lám. 16, figs. 19-21 (no figs. 15-18).
- 1971 *Nowakia* aff. *elegans* (BARRANDE); G. K. B. ALBERTI, lám. 1, fig. 1.
- 1971 *Nowakia* cf. *elegans* (BARRANDE); G. K. B. ALBERTI, lám. 1, fig. 2.
- 1971 *Nowakia* aff. *cancellata* (RICHTER), G. K. B. ALBERTI, lám. 2, fig. 8.
- 1974 *Nowakia barrandei* BOUČEK y PRANTL → *Nowakia cancellata* (RICHTER); F. LÜTKE, p. 321; lám. 7, figs. 2-5.
- 1976 *Nowakia* (*Nowakia*) *elegans* (BARRANDE); A. SALAH, p. 29; lám. 2, figs. 1-8.
- 1977 *Nowakia elegans* (BARRANDE); P. LUKES, p. 20; lám. 2, figs. 6-7; lám. 3, figs. 1-9; lám. 4, figs. 1-5.
- 1979 *Nowakia elegans* (BARRANDE); XIAN, p. 65; lám. 9, figs. 1-7.
- 1981 *Nowakia elegans* (BARRANDE); G. K. B. ALBERTI, Lám. 1.

### DISCUSION

Aunque escasos y muy deformados, los ejemplares recolectados en la alternancia margo-lutítica suprayacente al Miembro Requijada (Fm. Abadía), son asignables al taxón *N. elegans* por sus caracteres diagnósticos, especialmente la densidad de costillas y la existencia de dos tipos diferentes de ellas.

Se hace necesario sin embargo aludir en esta discusión a la situación nomenclatorial de *N. elegans* la cual no es, en absoluto nada clara y su poco clarificador status legal podría plantear problemas con otras especies como *N. barrandei*. Aún admitiendo que la primera mención de BARRANDE (1852) es un *nomen nudum* y que la primera referencia válida (BARRANDE, 1867)

englobaría formas muy distintas (BOUČEK, 1964; ALBERTI, 1971, LÜTKE, 1974; LUKES, 1977 entre otros), todavía no se dispone de un tipo inequívoco para la especie. En efecto, BOUČEK (1964, leyenda de las láminas, p. 197) parece dar a entender que la muestra sobre la que se basaron los dibujos de la especie *Tentaculites elegans* BARRANDE (1867; lám. 14, Figs. 20-24) es la que él mismo figura en su lám. 11, Fig. 1; y, esta identificación fue aceptada sin ulterior análisis por LUKES (1977, p. 21).

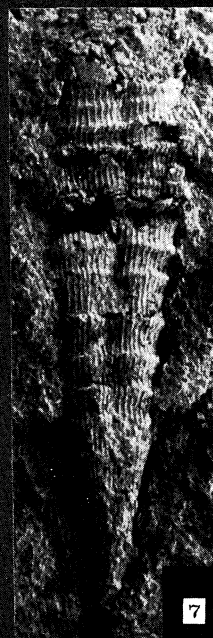
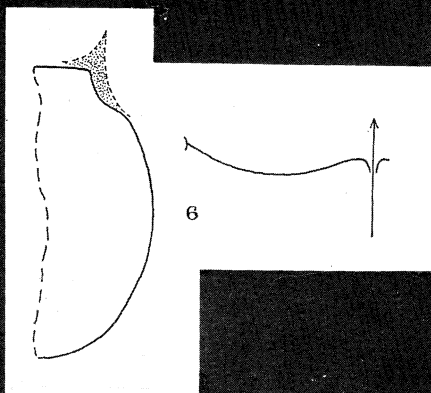
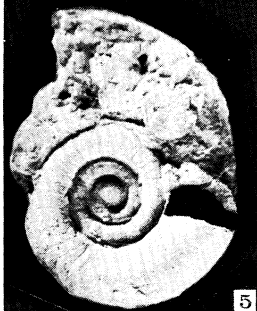
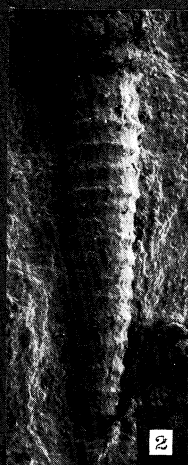
Al margen de que en la muestra indicada existen varios ejemplares de dacrioconáridos y ninguno ha sido específicamente designado como tipo, (lo que deja sin justificación el empleo del término «Holotipo»

## LAMINA 2

- Fig. 1. *Nowakia cancellata* (RICHTER). Ejemplar mostrando la típica ornamentación de la especie. Abadía de Lebanza.
- Fig. 2. *Nowakia cancellata* (RICHTER). Observar el número de elementos costulares que representan el límite inferior de la variabilidad específica. Abadía de Lebanza.
- Fig. 3. *Nowakia cancellata* (RICHTER). Observar la ausencia de tubérculos y la ornamentación costulada más fina que la típica de la especie. Abadía de Lebanza.
- Fig. 4. *Nowakia elegans* (BARRANDE). Ejemplar deformado que, no obstante, muestra la típica ornamentación específica.
- Fig. 5. *Gyroceratites pallantianum* n. sp. Holotipo DPO 113412. D = 9,9 mm. Vista lateral.
- Fig. 6. *Gyroceratites pallantianum* n. sp. Holotipo. Sección vista a H = 2 mm, D = 4,5 mm y sutura. Lamelas ventrolaterales hipotéticas.
- Fig. 7. *Nowakia barrandei* BOUČEK y PRANTL. Observar los anillos transversales y menos numerosos que los del tipo de la especie. mostrando cierto grado de afinidad con *N. barrandei evolvens* LÜTKE, 1985. Abadía de Lebanza.



LAMINA II



con el que LUKES, *op. cit.* designa la muestra fotografiada por BOUČEK) es muy dudoso que dicha muestra sea la que utilizó BARRANDE. En efecto, el material de BOUČEK comprende moldes internos y externos mal conservados, como el propio LUKES (1977) señaló, mientras que los dibujos 20-24 de la Pl. 14 del trabajo de BARRANDE (1867) parecen corresponder, al menos algunos de ellos, a ejemplares con la concha conservada, como afirma repetidamente su propio autor en la leyenda de las figuras. En estas condiciones, ni siquiera cabe designar un lectotipo entre los ejemplares de la fotografía de BOUČEK (*op. cit.*) puesto que, probablemente no se trate de sintipos. Si no es posible identificar entre las colecciones de BARRANDE las placas de pizarra conteniendo los ejemplares designados originalmente como *T. elegans*, la única alternativa

legal para regularizar la situación es designar un neotipo.

La designación de un lectotipo entre las figuras de BARRANDE (*op. cit.* podría contribuir a aumentar la confusión existente. En efecto, al no existir designación válida de tipo hasta el presente, los ejemplares representados en las figuras de BARRANDE son sintipos de la especie con el mismo valor nomenclatorial. La elección de los representados en las figuras 25-27 de la Pl. 14, actualmente considerados como pertenecientes a la especie *N. barrandei*, entrañaría la superposición del concepto de ambas especies y, posiblemente conduciría a la invalidación de *N. barrandei*; al propio tiempo, las formas determinadas como *N. elegans* por todos los autores posteriores a BARRANDE se alejarían del tipo de la especie y habrían de recibir otro nombre.

### *Nowakia cancellata* (RICHTER)

Lám. 2, Figs. 1-3

- \* 1854 *Tentaculites cancellatus* n. sp.; Rh. RICHTER, p. 285; lám. 3, figs. 10-1.
- 1854 *Tentaculites pupa?* n. sp.; Rh. RICHTER, p. 285; lám. 3, figs. 14-16.
- ± 1882 *Tentaculites elegans* BARRANDE; O. NOVAK, lám. 13(2), figs. 4-14 (no figs. 1-3).
- 1927 *Tentaculites cancellatus* RITCHTER; J. PENEAU, p. 119; lám. 3, figs. 9a, 9b.
- 1964 *Nowakia cancellata* (RICHTER); K. ZAGORA, p. 1238; lám. 2, figs. 3-6, lám. 9, fig. 6.
- ± 1964 *Nowakia cancellata* (RICHTER); B. BOUČEK, p. 77; lám. 9; lám. 10, lám. 11, figs. 3-4 (no figs. 1-2).
- ± 1969 *Nowakia cancellata* (RICHTER), H. LARDEUX, p. 99; lám. 34, figs. 2-4 (no fig. 7); lám. 35, fig. 3 (no fig. 2).
- 1969 *Nowakia* aff. *cancellata* (RICHTER); H. LARDEUX, p. 102; lám. 35, figs. 4, 8.
- 1970. *Nowakia cancellata* (RICHTER); G. K. B. ALBERTI, lám. 1, figs. 12-14.
- 1971 *Nowakia cancellata* (RITCHTER); G. K. B. ALBERTI, p. 106; lám. 2, figs. 8-20.
- 1974 *Nowakia cancellata* (RICHTER); F. LÜTKE, p. 324; lám. 7, figs. 6-11.
- 1976 *Nowakia* (*Nowakia*) *cancellata* (RICHTER); A. SALAH, p. 40; lám. 3, figs. 1-10.
- 1977 *Nowakia cancellata* (RICHTER); D. AL-RAWI, lám. 2, figs. 13.
- 1977 *Nowakia richteri* (RICHTER); D. AL-RAWI, lám. 2, fig. 14.

- 1977 *Nowakia cancellata* (RICHTER); P. LUKESŠ, p. 23; lám. 5, figs. 1-7; lám. 6, figs. 1-3.
- 1979 *Nowakia cancellata* (RICHTER); XIAN, p. 60; lám. 10, figs. 3-14; lám. 11, figs. 1-5.
- 1981 *Nowakia cancellata* (RICHTER); M. TRUYOLS-MASSONI, p. 76; lám. 4, 5, 9, 10.
- 1985 *Nowakia cancellata* (RICHTER); G. K. B. ALBERTI, lám. 4.

## DISCUSION

Los ejemplares recolectados en la Formación Abadía no difieren sustancialmente de los de regiones tales como Bohemia, Turingia, Kellerwald, Harz o Macizo Armoricano. Los valores del ángulo de crecimiento están comprendidos entre 12° y 15° y la longitud de la concha presenta habitualmente valores inferiores a 4 mm aunque en algunos casos puede superar los 5 mm; la anchura varía entre 0,30 mm para los ejemplares de menor tamaño y menor ángulo de crecimiento y 0,60 para los mayores. Es destacable la presencia de ciertas irregularidades en el espaciamiento de los anillos en diferentes regiones de la concha, hecho bastante frecuente en muchos ejemplares y que ya había sido puesto de manifiesto por autores como BOUČEK (1964), LARDEUX (1969) y LÜTKE (1974) entre otros; finalmente el número de costillas longitudinales por semicircunferencia apertural oscila entre 6 y 8 aunque en algunas formas se cuentan hasta 10-12; valores superiores a estos han sido señalados sólo en formas determinadas originalmente como *N. cancellata* pero interpretadas modernamente como *N. elegans* (LARDEUX, 1969, p. 102, lám. 34, fig. 7; lám. 35, fig. 2; BOUČEK, 1964, lám. 11, fig. 1; LUKESŠ, 1977).

Puesto que *N. barrandei*, *N. elegans* y *N. cancellata* forman parte de una misma estirpe ortogenética, existen en la transición entre los ejemplares que poseen los caracteres típicos de cada una de las especies, formas intermedias a veces difíciles de delimitar. En este sentido, algunos de los ejemplares de *N. elegans* son más próximos a *N. ba-*

*rrandei* mientras que otros lo son a *N. cancellata*. Estos últimos, de hecho, fueron incluidos durante mucho tiempo en *N. cancellata*. En la Cordillera Cantábrica, por ejemplo, puede observarse que algunos ejemplares, con el número de costillas característico de la especie *N. cancellata*, presentan algunas de ellas sin tubérculos y más finas que las típicas de dicha especie (Lám. 2, Fig. 3). Sin embargo, ejemplares estratigráficamente más jóvenes no sólo carecen de este tipo de costillas sino que incluso el número de dichos elementos se encuentra en el límite inferior de variabilidad de la especie (Lám. 2, Fig. 2).

Recibido 2-III-87

Aceptado 2-IV-87

## AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan un profundo reconocimiento al Prof. J. García-Alcalde de la Universidad de Oviedo la lectura y revisión crítica del manuscrito de este trabajo. En cualquier caso, la responsabilidad del mismo es exclusiva de los autores.

## ABREVIATURAS EN EL TEXTO:

DPO: Colección del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo. D: Diámetro de la concha. E: Anchura de la vuelta. H: Altura de la vuelta. O: Anchura del ombligo. Máx.: máximo.

## BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI, G. K. B. (1971). Tentaculiten (Nowakiidae) aus dem grenzbereich Zlichovium/Eifelium und bemerkungen zur Unter-Mittel-Devon Grenze nach Nowakiidae. *Senckenbergiana leth.*, 52 (1): 93-113.
- BAILEY, J. B. (1978). Provincialism and migration in lower and middle Devonian Pelecypods. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 23: 119-130.
- BARRANDE, J. (1852). Système Silurien du centre de la Bohême. I<sup>re</sup> partie, esquisse géologique. I Vol. Praga.
- BARRANDE, J. (1867). Système Silurien du centre de la Bohême. Vol. III, 179 pp. Praga.
- BINNEKAMP, J. C. (1965). Lower Devonian Brachiopods and stratigraphy of north Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Med.* (33): 1-62.
- BOGOSLOVSKI, B. I. (1962). Osnovy paleontologii. Molljuskii-golovonogie, I. Devonskie ammonoidei. *Izd. Akad. Nauk SSSR*, pp. 334-425.
- BOGOSLOVSKI, B. I. (1969). Devonskie ammonoidei. I. Agoniatiy. *Trudy Paleont. Inst. Acad. Nauk. SSSR*, 124: 1-340.
- BOLOSLOVSKI, B. I. (1972). New early Devonian cephalopods of Novaya Zemlya. *Paleont. Jour.*, 4: 484-491.
- BOLOSLOVSKI, B. I. (1980). Early ammonoids of the Zeravshan range. *Paleont. Jour.*, 4: 51-66.
- BOUČEK, B. (1964). The Tentaculites of Bohemia. *Publ. House Czechoslovak Acad. Sci.*, 215 pp.
- BURTON, Ch. y ELDREDGE, N. (1974). Two new subspecies of *Phacops rana* (Trilobita) from the middle Devonian of northwest Africa. *Paleontology*, 17 (2): 349-363.
- CHLUPÁČ, I. (1975). The oldest goniatite faunas and their stratigraphical significance. *Lethaia*, 9, 303-315.
- CHLUPÁČ y TUREK, V. (1983). Devonian goniatites from the Barrandian area, Czechoslovakia. *Úst. Úst. Geol.*, 46, 1-159.
- ERBEN, H. K. (1960). Primitive Ammonoidea aus dem Unterdevon Frankreichs und Deutschlands. *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Abh.* 110 (1): 1-128.
- ERBEN, H. K. (1964). Die evolution der ältesten Ammonoidea, Lief. 1. *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Abh.*, 120 (2). 107-212.
- ERBEN, H. K. (1965). Die evolution der ältesten Ammonoidea. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 122 (3): 275-312.
- FEIST, R. (1970). Presence d'*Anetoceras* (*Erbenoceras*) *mattei* n. sp.; (Ammonioïdée primitive) dans le Dévonien inférieur de la Montagne Noire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270: 290-293.
- HOLLARD, H. (1963). Presence d'*Anetoceras adveniens* ERBEN (Ammonioïdée primitive) dans le Dévonien inférieur du Maroc présaharien. *Not. Serv. Géol. Maroc.*, 23, 172: 131-138.
- HOUSE, M. R. (1973). An analysis of Devonian Goniatites distribution. *Spc. papers Paleont.*, 12: 305-317.
- JAHNKE, H., HENN, A. H., MADER, H. y SCHWEINEBERG, J. (1983). Silur und Devon im Arauz Gebiet (Prov. Palencia. N. Spanien). *Newsl. Stratigr.*, 13: 40-66.
- KULLMANN, J. (1960). Die Ammonoidea des Devons im Kantabrischen Gebirge (Nord-spanien). *Abh. Akad. Wiss. Lit. mat. naturwiss. Kl.*, 7: 1-106.
- KULLMANN, J. (1963). Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonioideos de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geológicos*, (19): 161-191.
- LARDEUX, H. (1969). Les Tentaculites d'Europe occidentale et d'Afrique du nord. *Ed. C. N. R. S. Cahiers de Paleontologie*, 238 pp.
- LOBATO ASTORGA, L. (1977). Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva. *Inst. «Fray Bernardino de Sahagún»*. Excma. Diputación Provincial de León (C. S. I. C.), 1977: 1-192.
- LUKES, P. (1977). Some index Tentaculites (Nowakiidae) from the Lower/Middle Devonian boundary beds of the Barrandian. *Cas. Min. Geol.*, 22 (1): 19-28.
- LÜTKE, F. (1974). Unterdevonische Tentaculiten (Dacryoconarida) des SW-Harz. 1-Die gattung *Nowakia* GURICH, 1896. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 145 (3): 306-327.
- LÜTKE, F. (1985). Devonian Tentaculites from Nevada (U. S. A.). *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 75: 197-226.
- SOTO, F. (1979). Considérations paléobiogéographiques sur les Streptelasmatina (Coelenterata, Rugosa) solitaires du Dévonien des Monts Cantabriques (NW de l'Espagne). *Geobios*, 12 (3): 399-409.
- SCHINDEWOLF, O. (1934). Zur Stammesgeschichte der Cephalopoden. *Jb. Preuss. geol. Landesanst.*, 55: 258-283.
- TERMIER, G. y TERMIER, H. (1950). Invertébrés de l'Ère Primaire. Paléontologie Marocaine, T. II, Fasc. III, Mollusques. *Actualités Scientifiques et Industrielles*, 1094: 1-246.
- VEEN, J. van (1965). The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geol. Med.*, 35: 45-104.



# Descubrimiento de Graptolitos arenigienses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España)

## Discovery of arenig graptolites in the Rioseco Thrust-Sheet (Cantabrian Zone, N. of Spain)

GUTIERREZ MARCO, J. C. y RODRIGUEZ, L.

En este trabajo se da a conocer el hallazgo de *Azylograptus undulatus* CHEN y XIA en un tramo pelítico-arenoso situado por encima de la Cuarcita de Barrios *s.str.* dentro de la escama de Rioseco, que se equipara convencionalmente a la «serie de transición» de otras localidades asturianas. La especie mencionada permite atribuir al Arenig estos niveles, siendo la primera vez que se registra su presencia fuera de China.

**Palabras clave:** Ordovícico, Arenig, Graptolitos, Zona Cantábrica, España.

Graptolites have been collected for the first time from the «transitional beds» overlying the Barrios Formation ( $\cong$ Armorican Quartzite) in a single locality of eastern Asturias (N. Spain), within the Cantabrian zone of the Hesperian Massif (fig. 1). The studied material pertains to a dichograptid species with single-stiped rhabdosome and distinctive prothecal folds (fig. 2). It has been identified and described as *Azylograptus undulatus* CHEN & XIA, constituting thus the first report of this species outside China.

**Key words:** Ordovician, Arenig, Graptolites, Cantabrian zone, Spain.

GUTIERREZ MARCO, J. C. (Dpto. de Paleontología e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040-MADRID). RODRIGUEZ, L. (Laboratoire de Géologie Structurale et Tectonophysique, Université Paul Sébatier. 38, rue de 36 ponts, 31-TOULOUSE)

## INTRODUCCION

La presencia de materiales ordovícicos por encima de las cuarcitas atribuidas al Arenig es un hecho relativamente raro en la zona Cantábrica del Macico Hespérico, donde existe por lo general una laguna estratigráfica muy característica entre el techo de la Formación Barrios (Tremadoc-Arenig) y las pizarras silúricas de la Formación Formigoso. Al este de la Cuenca Carbonífera Central asturiana, la amplitud de esta laguna es todavía mayor, y abarca hasta finales del Devónico o principios del Carbonífero. No obstante, en el borde oriental cabalgante de dicha Cuenca (escama de Laviana), adyacente al cual se sitúan los hallazgos que presentamos, la sucesión ordovícica prosigue por encima de la Cuarcita de Barrios con una unidad de pizarras que intercala algunos niveles de hierros oolíticos, denominada Pizarras del Sueve o Formación Sueve. En opinión de algunos autores, dicha unidad puede equipararse a las Pizarras de Luarca de la zona Asturoccidental-leonesa y los Cabos Peñas y Vidrias, habiendo proporcionado en diversos puntos restos de trilobites, braquiópodos, graptolitos, moluscos y microfósiles de pared orgánica de edad Llanvirn inferior a Llandeilo inferior (ADADRO y JUNQUERA, 1916; HERNANDEZ SAMPOLAYO, 1942; PELLO y PHILIPPOT, 1967; JULIVERT *et ALTERS.*, 1968; CRAMER-DIEZ *et ALTERS.*, 1972; GERVILLA *et ALTERS.*, 1973; HAMMANN, 1983; GUTIERREZ MARCO, 1986; ARBIZU *et ALTERS.*, en preparación). Aunque la continuidad lateral de las Pizarras del Sueve es relativamente grande dentro de la escama de Laviana a ambos lados de la falla de Ventaniella (aprox. 40 kms), la unidad desaparece acunándose hacia el sur a lo largo de la mencionada estructura y no vuelve a ser registrada en ningún otro punto de la Cordillera Cantábrica. En otras regiones más orientales como el manto del Ponga y norte de los Picos de Europa, los afloramientos ordovícicos quedan por tanto limi-

tados a las cuarcitas de la Formación Barrios, sobre las que se apoyan directamente las areniscas del Devónico superior o los materiales carboníferos. En este contexto resulta interesante destacar el hallazgo que aquí presentamos, pues se trata de la primera localidad situada al este de la escama de Laviana donde existen materiales ordovícicos en continuidad con la Cuarcita de Barrios, tal y como ha podido connotarse tras el estudio de los fósiles encontrados.

## SITUACION DEL YACIMIENTO Y RASGOS ESTRATIGRAFICOS DE LA SUCESION FOSILIFERA

La localidad estudiada en este trabajo se encuentra situada aproximadamente 2.700 m al NNE del pueblo de Rioseco (Asturias), en la ladera oeste del pico «La Cumbre» y dentro del paraje conocido como «El Unquero». Este lugar es atravesado por un camino que asciende en dirección NNE desde Campiellos hasta el collado de altitud 1.009 m comprendido entre los montes «Carba» y «La Cumbre». En su recorrido entre las cotas 780 a 800 m (datos tomados del Mapa Militar de España esc. 1:50.000, ser. L, 1.<sup>a</sup> ed. 1984), el camino deja a su derecha (en su margen meridional) unos afloramientos poco perceptibles de areniscas finas y lutitas gris oscuras donde se ubica el yacimiento fosilífero. Este tramo está situado estratigráficamente por encima de la Formación Barrios (*s.str.*), cuyo techo da un resalte morfológico unos metros más al este y está representado por cuarcitas blancas dispuestas en bancos decimétricos, orientados según una dirección N 170° E y con buzamiento de 15° hacia el OSO. La sucesión observada a partir de este punto comprende los siguientes tramos (espesores medidos en sentido estratigráfico):

- 14,8 m: litología no observable (tramo cubierto por derrubios);
- 1,9 m: areniscas finas de color claro (blancuzcas a amarillentas) dispues-

tas en niveles centimétricos, separados por intercalaciones de lutitas micáceas de tonos grisáceos;

- 0,5 m: lutitas gris oscuras que pasan gradualmente a limolitas más claras y micáceas, con algunas intercalaciones centimétricas de areniscas finas. En

la parte superior de este tramo (localidad R-IV) se han encontrado restos de graptolitos identificados como:

*Azygograptus undulatus* CHEN y XIA

que permiten atribuir al Arenig superior estos niveles y de cuya descrip-

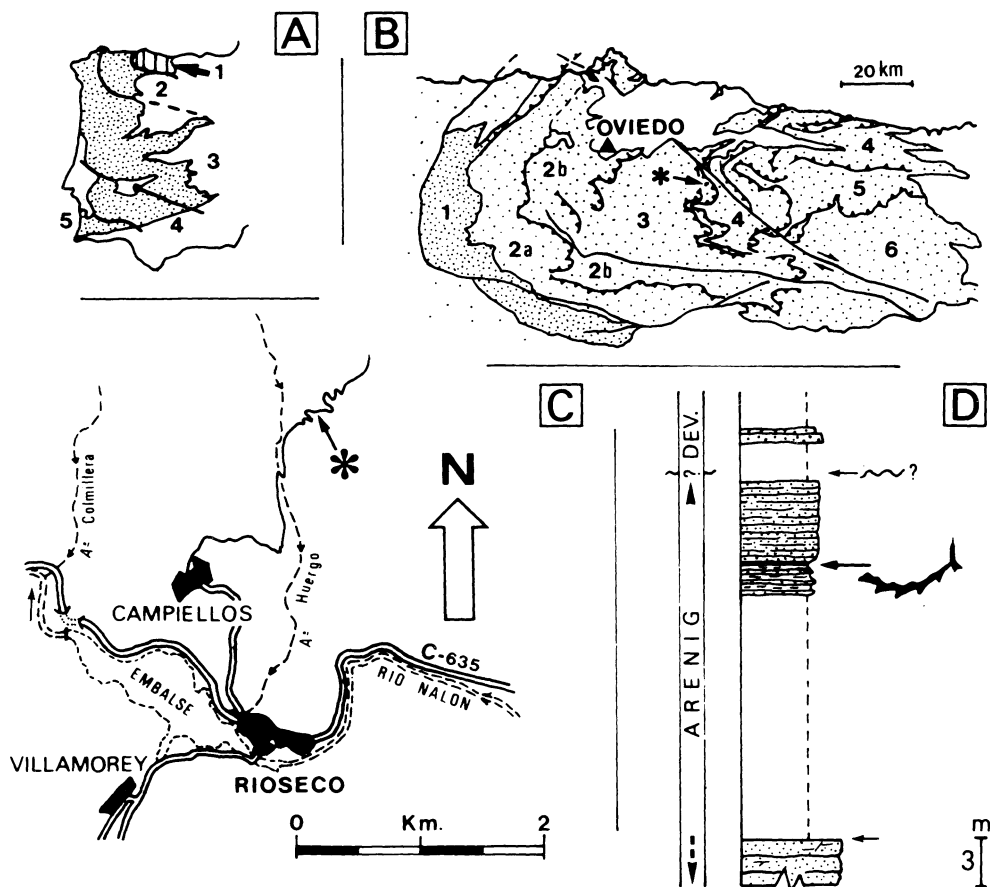


Fig. 1. Situación del yacimiento fosilífero. A, Posición de la zona Cantábrica (rayado vertical y flecha) dentro del Macizo Hespérico (puntos): 1, zona Cantábrica; 2, zona Asturoccidental-leonesa; 3, zona Centroibérica; 4, zona de Ossa Morena; 5, zona Sudportuguesa. B, Divisiones de la zona Cantábrica aludidas en el texto (puntos: materiales paleozoicos; punteado denso, rocas paleozoicas y precámbricas del antifforme del Narcea; en blanco, materiales postpaleozoicos). La situación del yacimiento fosilífero en la escama de Rioseco se indica por un asterisco que refleja la posición del esquema 1C. 1, antifforme del Narcea; 2, región de Pliegues y Mantos (2a, unidad de Somiedo-Correcilla; 2b, unidad de la Sobia-Bodón); 3, Cuenca Carbonífera Central; 4, región de Mantos (Manto del Ponga); 5, Picos de Europa; 6, región del Pisurga-Carrión. C, Localización geográfica del punto con graptolitos ordovícicos. D, Esquema estratigráfico de la sucesión estudiada con la posición del horizonte fosilífero. Las flechas inferior y superior señalan respectivamente la posible ubicación del techo de la Formación Barrios y la discontinuidad erosiva que constituye la base de los materiales devónicos.

ción trata el último apartado de este trabajo.

- 5,5 m: Cuarcitas de grano muy fino, blanquecinas a pardas por alteración, dispuestas en niveles centimétricos con un relieve distintivo frente a los tramos anteriores. En la base del mismo existen niveles arenosos menos compactados que contienen de fósiles indeterminables.

La sucesión descrita está recubierta de modo disconforme por las areniscas y conglomerados de la unidad equiparada con la Formación Ermita (Devónico superior) en la escama de Laviana, que aquí apenas aflora, aunque su presencia es deducible de la gran cantidad de fragmentos de litología similar (conglomerados, areniscas) recogidos en el tramo cubierto correspondiente, en cuya parte inferior afloran dos bancos decimétricos de cuarcitas (dir. N 143° E, buz. 20°SO) que pertenecen posiblemente a la unidad antes mencionada.

## CORRELACION DE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

Respecto a la consideración estratigráfica de estos 22 m de sucesión ordovícica detectados a techo de la Cuarcita de Barrios típica, su litología y edad nos impiden correlacionarla con las Pizarras del Suevo de la vecina escama de Laviana, que en dicha estructura también se apoyan concordantes sobre la Formación Barrios. Por ello cabe preguntarse si el techo de esta última unidad es marcadamente diacrónico o registra cambios de facies importantes en pocos kilómetros; o bien si entre las Formaciones Suevo y Barrios existe un pequeño hiato sedimentario equivalente al tramo fosilífero estudiado en la escama de Rioseco. Para esclarecer el primer supuesto disponemos en la actualidad de pocos datos paleontológicos referidos a la Cordillera Cantábrica, si bien los obtenidos en áreas extensas de los Macizos

Hespérico y Armoricano muestran que el final de la sedimentación de las unidades arenosas del tipo «Cuarcita Armoricana» no conlleva diacronismos apreciables y ocurre dentro del Arenig, pudiendo situarse el límite Arenig/Llanvirn a corta distancia de la base de las unidades pelíticas suprayacentes, en la misma base de ellas (cuando existen interrupciones sedimentarias) o bien dentro de las alternancias cuarcítico-pizarrosas tipificadas como «series o capas de transición» (HARMMANN *et* ALTERS., 1982). En este sentido, el tramo arenoso de Rioseco con graptolitos del Arenig puede ser considerado como una de tales «series de transición», cuya presencia esporádica en diversos puntos de la zona Cantábrica plantea problemas conceptuales y nomenclatoriales acerca del límite superior de la Formación Barrios (ver resumen en JULIVERT y TRUYOLS, 1983), resueltos de forma diferente en cada localidad según los autores implicados. Dentro de la región de pliegues y mantos, estas «capas de transición» están representadas en puntos aislados de la unidad de Somiedo-Correcilla, valle del Luna, Pajares y parte oriental de la unidad de la Sobia-Bodón (VAN DEN BOSCH, 1969; VELANDO *et* ALTERS, 1976; LEYVA *et* ALTERS, 1984; C. Aramburu, com. escr., 1985), habiendo proporcionado diversos icnofósiles atribuidos al Arenig (BALDWIN, 1978). Otra sucesión asimilable a las «capas de transición» se reconoce a lo largo de los flancos oriental (zona Cantábrica) y occidental (zona Asturoccidental-leonesa) del antiformal del Narcea, donde por encima de la Cuarcita de Barrios y la Serie de los Cabos típica se sitúa un tramo pelítico o pelítico-arenoso de 40-100 m de espesor, que contiene ocasionalmente intercalaciones volcánicas o niveles delgados de hierro oolítico. Este se ve sucedido por un tramo muy destacado de cuarcitas blancas en bancos gruesos, cuya potencia varía en sentido N-S a lo largo del flanco O del antiformal desde 80-100 m hasta 10-20 m, mientras que en el otro flanco se mantiene en torno a los 25-35 m. Aun-



que la individualización de ambos tramos ha sido resaltada en todas las cartografías, en la zona Cantábrica esta «serie de transición» fue incluida dentro de la Cuarcita de Barrios (JULIVERT *et ALTERS*, 1973, 1977a, 1977b; NAVARRO, 1982; CRESPO, 1982), considerándose la existencia de una intercalación pizarrosa importante hacia el techo de la unidad, raras veces colocada dentro de las Pizarras de Luarca (MONTESINOS, 1981). Por el contrario, al otro lado del antiformal del Narcea (zona A-L), la práctica habitual consiste en incluir esta «serie de transición» dentro de las Pizarras de Luarca, considerándose a las cuarcitas masivas superiores (Cuarcitas de Sabugo) como la culminación del tramo o bien como un supuesto miembro de las Pizarras de Luarca (MARCOS, 1973; MARCOS y PULGAR, 1980; MARCOS *et ALTERS*, 1980a, b; BASTIDA *et ALTERS*, 1980; PULGAR *et ALTERS*, 1981; MATAS y FERNANDEZ, 1982; NAVARRO, 1982). Los únicos datos paleontológicos concernientes a la «serie de transición» provienen en este caso de los niveles inferiores pelítico-arenosos y sobre todo de la Cuarcita de Sabugo, donde se han encontrado icnofósiles atribuibles al Arenig (MARCOS, 1973; MARCOS *et ALTERS*, 1980a; MATAS y FERNANDEZ, 1982).

Volviendo a la discusión planteada por el tramo arenoso de Rioseco, los datos expuestos hasta aquí permiten considerarlo también como una de estas «series de transición»; acorde con su contexto estratigráfico (a techo de la Fm. Barrios, naturaleza pelítico-arenosa culminando con cuarcitas, escasa probabilidad de constituir una facies local dentro de la última Fm. mencionada) y cronoestratigráfico (presencia de graptolitos del Arenig). Respecto a la ausencia de este tramo en la escama de Laviana, donde el contacto entre las Formaciones Barrios y Suevo es muy neto al menos en sus afloramientos típicos del O. de Ribadesella, cabe destacar la implicación de un posible hiato sedimentario al concluir el depósito de la

unidad cuarcítica. Aunque esto es sólo una hipótesis de trabajo para estudios posteriores, lo cierto es que en el sector del Suevo, el límite entre ambas Formaciones lo constituye una capa de hierro oolítico, a corta distancia de la cual (6 m por encima) se sitúan los primeros hallazgos de graptolitos del Llanvirn inferior (PELLO y PHILIPPOT, 1967; GERVILLA *et al.*, 1973). La relación de alguna de estas capas de hierro con discontinuidades estratigráficas es obvia en otras sucesiones ordovícicas de la zona Cantábrica y Cordillera Ibérica (HAMMANN *et ALTERS*, 1982; GUTIERREZ MARCO, 1986). De existir en el Suevo el hiato mencionado, éste podría explicar el menor espesor de las pizarras al O. de Rioseco, donde la sedimentación se había reanudado en una fase más tardía (incluso posterior al depósito de los hierros oolíticos del sector septentrional), por lo cual los horizontes fosilíferos del Llandeilo se encuentran relativamente próximos al techo de la Cuarcita de Barrios. Conviene aclarar que la variación de potencia de la Formación Suevo en sentido N-S (de más de 100 m a menos de 50 m) no se debe en este caso a la erosión post-ordovícica o al diacronismo del techo de la Formación Barrios, explicaciones ambas descartadas por todos los autores precedentes. Otra posible interpretación habría que buscarla en la menor tasa de sedimentación arcillosa (¿«condensación» de la secuencia) deducible para el sector meridional, que se habría mantenido uniforme a lo largo de las épocas Llanvirn a Llandeilo inferior mientras que el sector del Suevo recibía muchos más aportes, alternando con etapas en las que predominaba la sedimentación química. La comprobación de esta hipótesis requiere los mismos estudios sedimentológicos y bioestratigráficos de detalle que se precisan para constatar el posible hiato basal (equivalente cuando menos a las «capas de transición» de la escama de Rioseco), labor actualmente en curso de realización (ARBIZU *et ALTERS*, en preparación).

Fig. 2. *Azygograptus undulatus* CHEN y XIA, 1974.

«Serie de transición» sobre la Cuarcita de Barrios al NNE. de Rioseco (Asturias). Arenig, probablemente superior. a-c, e-g, fragmentos proximales del rhabdosoma; d, h, restos de la estipe; todos ellos representados en vista anversa (excepto d) y fotografiados sumergidos bajo una lámina de 5 mm de agua. a, R-IV 9637n' (x 10,5); b, R-IV 9637a (x 12,6); c, R-IV 9639 (x 10,8); d, R-IV 9637g' (x10,5); e, R-IV 9637m (x14,2); f, R-IV 9637a' (x 10,8: cf. fig. 2b); g, R-IV 9637c (x 14,4); h, R-IV 9637b' (x 10,7: la teca que figura a la derecha es la th 1).

Los ejemplares figurados se encuentran depositados en el Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid.

## OBSERVACIONES PALEONTOLOGICAS (Por G. C. Gutiérrez Marco)

Los graptolitos obtenidos en el curso de este trabajo por uno de los autores (L. R.) proceden en su totalidad de un mismo horizonte de la «serie de transición» (ver apdo. segundo), y pertenecen a una única especie, representada entre nuestro material por más de una treintena de ejemplares que incluyen restos proximales y fragmentos de estipes atribuibles al dichograptido *Azygograptus undulatus* CHEN y XIA, 1974.

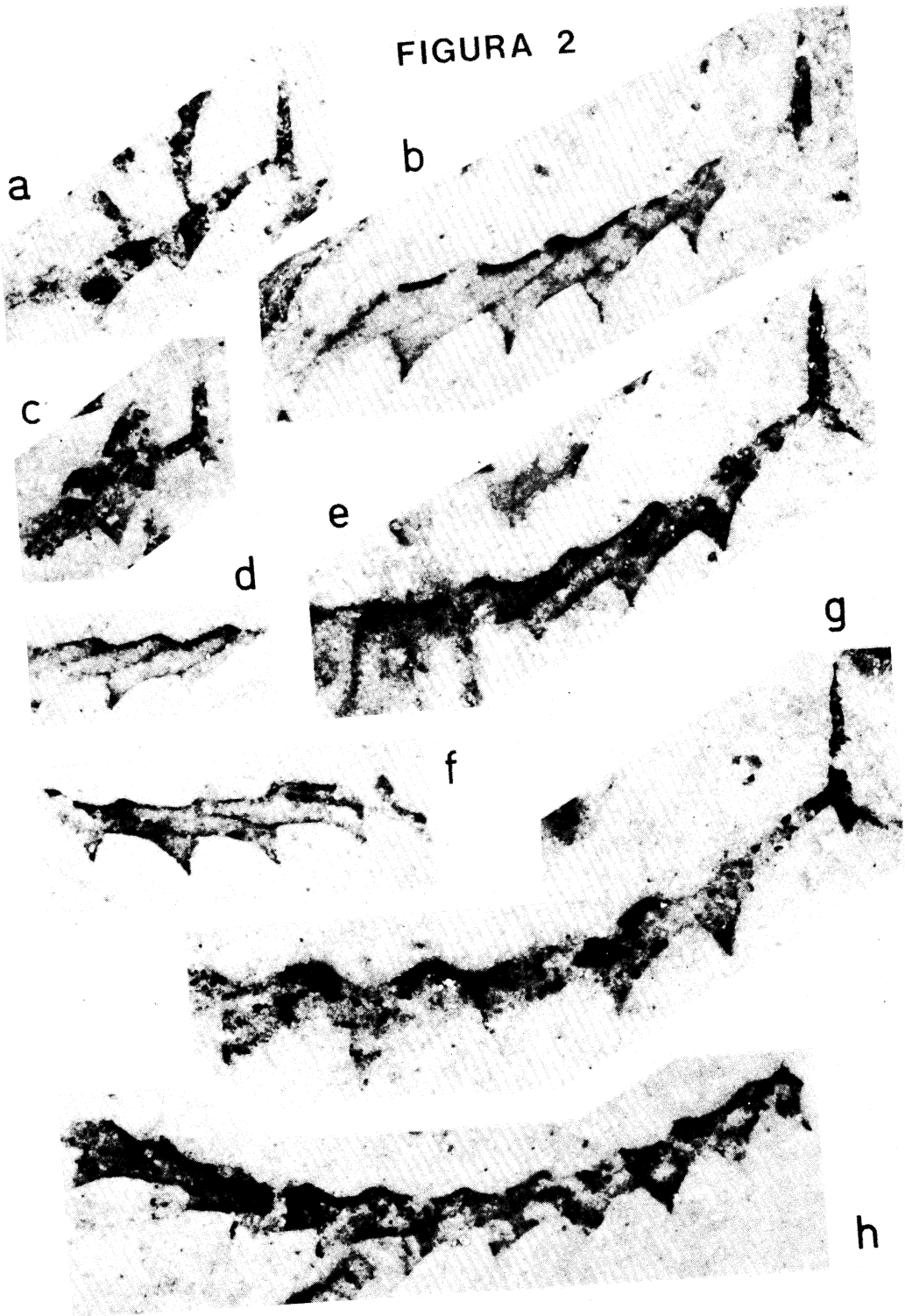
El material estudiado muestra claramente que el rhabdosoma está formado por una sola estipe que crece a partir de la sícula en posición declinada o subhorizontal en el primer tramo de su recorrido (fig. 2), curvándose luego gradualmente en sentido dorsal para adoptar una disposición reclinada frente a la sícula. El ángulo de divergencia estipe/sícula oscila normalmente entre 120 y 125° (valor dorsal; 55-60° ventralmente). Parte de los ejemplares estudiados corresponde a fragmentos de estipes aisladas por 10-12 tecas, cuyas dimensiones permiten suponer una longitud total para el rhabdosoma superior a 13 mm. La anchura dorsoventral de la estipe aumenta de forma gradual desde la región inicial, donde oscila entre 0,14 y 0,16 mm en el punto de contacto con la sícula y 0,7 mm a nivel de la apertura de la primera teca, hasta un máximo de 1 mm, logrado entre las tecas 5-7, que se mantiene en sentido distal.

Las tecas son alargadas y presentan pliegues protecales acentuados, que confieren a la línea dorsal de la estipe el trazado característico de la especie. Estas ondulaciones dorsales se manifiestan por igual a lo largo de

toda la estipe entre las tecas 3 a 12, estando menos marcadas solamente en la proteca 2 (figs. 2a, e, g). Algunos ejemplares presentan pliegues protecales más pronunciados (figs. 2g-h), cuyo aspecto resulta de la compresión lateral de la estipe con una cierta componente dorso-ventral. Las dimensiones medias de las tecas maduras (posteriores a la 3.<sup>a</sup>) oscilan entre 1,9-2,3 mm de longitud y 0,42-0,47 mm de anchura apertural, sin contar el dentículo que forma cada apertura con su margen ventral libre respectivo (anchura apertural considerándolo: 0,5-0,56 mm). Los septos intertecales tienen un trazado rectilíneo a débilmente arqueado y representan aproximadamente la mitad de la longitud de las tecas, por lo que el solapamiento de éstas cobra un valor de 1/2 a lo largo de toda la estipe. El margen ventral libre de las tecas posee una curvatura suave que se acentúa en sentido apertural debido a la proximidad del dentículo (el ángulo margen ventral/apertura se sitúa en torno a los 25-35°). Por esta razón, la inclinación tecal con el eje de la estipe aumenta desde valores de 9-23° (14,4° de media) hasta otros de 38-50° (promedio: 42,2°) en el tramo inmediato a cada apertura. Estas últimas se disponen perpendiculares a la dirección de crecimiento de las tecas y resultan algo cóncavas en perfil lateral. El número de tecas contabilizadas en todo el rhabdosoma oscila entre 7 y 8 en 10 mm, rango que permanece siempre constante llegando en contadas ocasiones a alcanzar sus extremos.

La sícula tiene forma cónica alargada (casi tubular) y su región apertural está curvada en sentido opuesto al de la estipe. Sus dimensiones son algo menores que las restantes tecas del rhabdosoma, variando entre

FIGURA 2



1,26-1,5 mm de longitud y 0,25-0,28 mm de anchura apertural (0,16 mm a nivel del punto de separación estipe/sícula). El extremo apical de la sícula es afilado y se prolonga en un nema delgado (0,02 mm de anchura) del que normalmente se conservan vestigios en conexión que miden 0,11-0,28 mm de longitud. En el extremo opuesto de la sícula encontramos una región apertural fuertemente cóncava en vista lateral (figs. 2c,g) que está flanqueada por unos márgenes agudos entre los que destaca con diferencia el del lado opuesto a la estipe. La teca 1 surge en la mitad inferior de la cara convexa de la metasícula, y diverge de ella a 0,33 mm de distancia por encima de su apertura. El margen ventral libre de esta primera teca mide 1,56-1,82 mm de longitud, equivalente a la separación de su apertura frente a la sícula.

Entre todos los graptolitos ordovícicos, las formas cuyo rhabdosoma presenta una sola estipe (como resultado de la supresión de todas las dicotomías hasta afectar a la de primer orden) comprenden más de una treintena de especies agrupadas en los géneros *Azygograptus* NICHOLSON, 1875 (Dichograptina, Dichograptidae), *Parazygograptus* KOZLOWSKI, 1954 (Dichograptina, Dichograptidae), *Nicholsonograptus* BOUCEK y PRIBYL, 1951 (Dichograptina, Sinograptidae) y *Parazygograptus* MÜLLER y GEH, 1960 (Virgellina, Incertae familiae). Dentro de los mismos la presencia de los pliegues protecales se considera típica de la mayor parte de las especies de *Nicholsonograptus* y en general de todos los Sinograptidos (BULMAN, 1970; FORTEY y COOPER, 1986). No obstante, *Nicholsonograptus* posee unas tecas muy elaboradas (de aspecto tubular con excavaciones geniculares, «muescas» dorsales, aperturas introvertidas con espinas mesiales y procesos laterales, etc.) cuya morfología difiere claramente del material cantábrico, pese a la presencia en éste de pliegues protecales destacados. Dicha característica adquiere pues una trascendencia sistemática secundaria, sobre todo

porque se conoce también entre algunos géneros no pertenecientes a la familia Sinograptidae como *Maeandrograptus*, *Cymatograptus*, *Dicellograptus* (*Jiangxiograptus*), *Azygograptus* y *Pseudodisograptus* (cf. MU *et al.*, 1979). Dentro del género *Azygograptus* s. str., la presencia de pliegues protecales solo ocurre en *A. undulatus* CHEN y XLZ, si bien algunos ejemplares de *A. suecicus* MÖBERG del Arenig de Checoslovaquia poseen una línea dorsal con ondulaciones muy suaves (cf. BOUCEK, 1973: figs. 2c y 2e-g en el texto), cuyo aspecto puede estar influido por la orientación de la estipe en el sedimento previa a la compactación gravitacional. Aunque *A. undulatus* muestra un nivel de divergencia de la teca 1 claramente situado por encima de la base de la sícula, en este trabajo no lo adscribimos a las categorías subgenéricas propuestas por OBUT y SENNIKOV (1984), quienes separan el grupo de especies con el carácter mencionado de aquellas formas cuya estipe surge en la región de la sícula contigua a la apertura, consideradas por ellos como *Azygograptus* (*Metazygograptus*). En la especie tipo propuesta para este subgénero (*A. suecicus*), el carácter aludido es meramente conservacional, y la distinción subgenérica deberá afrontarse en su caso tras la revisión de los 18 taxones de nivel especie o subespecie incluidos en el género *Azygograptus*. Algunos de sus representantes más típicos y difundidos (por ejemplo *A. suecicus* MÖBERG, *A. lapworthi* NICHOLSON y *A. eivionicus* ELLES) fueron definidos además de una forma inadecuada y confusa (ZALASIEWICZ, 1986). Por ello tampoco hemos creído oportuno precisar más la identificación del material cantábrico en el seno de *A. undulatus*, cuya subespecie nominal muestra un rango considerable de variación intraespecífica relativa a la dirección de crecimiento de la estipe, longitud y solapamiento de las tecas y pronunciamiento de los pliegues protecales (MU *et al.*, 1979). Uno de tales morfotipos extremos (con ondulaciones destacadas y tecas más inclina-

das) fue descrito como *A. undulatus spinosus* CHEN in MU *et al.*, 1979 (= «*A. undulatus spinatus* CHEN y XIA» *auct.*), si bien en su holotipo (MU *et al.*, 1979: lám. 38, figs. 24-25) estos detalles están acentuados por una leve compresión dorso-ventral de la estipe. No obstante, la forma *A. undulatus anhuiensis* LI, 1983, si parece tener una cierta entidad como subespecie geográfica, caracterizándose por su número de tecas más elevado (8-9 en 10 mm) y la mayor inclinación tecal (29-30°). La longitud de la sícula de su holotipo (2-2,1 mm) puede deberse también a una confusión con la teca 1 (cf. LI, 1983: lám. 1, fig. 4). Por lo demás, las dimensiones y características de los ejemplares estudiados concuerdan perfectamente con las de los representantes más típicos de las subespecies mencionadas en primer lugar (cf. MU *et al.*, 1979: lám. 38, figs. 18-19, 24-25 y fig. 4b en el texto), no descartándose que el desmesurado rango de variación atribuido a *A. undulatus undulatus* (no constatado en el material español) responda a la inclusión en la especie de ejemplares no pertenecientes a la misma, con ondulaciones dorsales muy atenuadas de carácter conservacional. En este sentido, conviene recordar que en casi todos los yacimientos del SO. de China, *A. undulatus* se encuentra acompañado por otras especies de rasgos similares a los del material discutido (cf. MU *et al.*, 1979: lám. 38, figs. 20, 23; JIAO, 1984: lám. 2, fig. 28), como son *A. suecicus*, *A. lapworthi*, *A. fluitans* o *A. flexilis*, que poseen una estipe declinada a poco reclinada, con un menor solapamiento e inclinación tecal.

Respecto a la ubicación cronoestratigráfica de *A. undulatus*, la especie aparece acantonada en la biozona de *A. suecicus* del SO. de China (MU *et al.*, 1979; JIAO, 1984) y sus equivalentes en la biozona de *D. abnormis*/*A. suecicus* de China central (LI, 1983), representativos del techo del Ningkuoanense inferior (N4) o del Ningkuoanense *s.str.* si se acepta la validez del Chongyiniense (SHENG, 1980). Estos nive-

les son correlacionados por los autores asiáticos con la parte superior de la Zona Nitidus y la Zona Gibberulus del Arenig británico (LU *et al.*, 1976; MU *et al.*, 1979; LI, 1983), pero según COOPER y FORTEY (1982), el equivalente más probable de la biozona de *A. suecicus* china es la parte baja de la Zona Hirundo británica, equiparada con el Arenig superior. En cualquier caso, la cuestión no puede ser dirimida con el material español por el carácter aislado del hallazgo, asignable al Arenig en función de la distribución estratigráfica de la especie en China; aunque dada su posición por encima de la Cuarcita de Barrios también podemos considerar una edad relativamente tardía dentro de la época mencionada (congruente por lo tanto con la opinión de COOPER y FORTEY, *op. cit.*). El género *Azygograptus* es característico del Arenig en toda la provincia atlántica de graptolitos (Gran Bretaña, Suecia, Noruega, Checoslovaquia, España, URSS, China, Australia?-Nueva Zelanda? y Marruecos), desconociéndose con certeza en las regiones más típicas de la provincia pacífica y en niveles posteriores al Arenig, donde normalmente ha sido confundido con *Nicholsonograptus* y *Pseudazygograptus*. Esta distribución tan influenciada por controles paleolatitudinales (por ejemplo con la temperatura superficial del agua) y su presencia en sedimentos de áreas epicratónicas, nos indica que *Azygograptus* forma parte de las asociaciones *epiplanctónicas* de graptolitos, capaces de habitar medios relativamente someros (COCKS y FORTEY, 1982; FORTEY, 1984). Por lo que respecta a las relaciones planteadas entre el SO. de China y España durante el Ordovícico inferior, dada la presencia común y exclusiva de *A. undulatus*, sólo cabe manifestar que las nociones paleobiogeográficas más recientes (GUTIERREZ MARCO y RABANO, en prensa) tienden a considerar ambas regiones como situadas en paleolatitudes elevadas próximas a los márgenes del continente de Gondwana. En tales condiciones, el intercambio entre las faunas planctónicas se pro-

duciría también a través de las áreas más internas de las plataformas o «terraneos» circundantes a este último continente, por lo que es posible deducir una presencia futura de esta y otras especies en áreas poco estudiadas con graptolitos ordovícicos como el N. de Africa, Oriente medio y Europa meridional. De la escasez de hallazgos de estos elementos epiplanctónicos-someros da cuenta el hecho de que *A. undulatus* haya sido descubierto de modo prácticamente casual con posterioridad a un estudio monográfico sobre los graptolitos ordovícicos españoles que considera medio centenar de especies procedentes de cerca de 100 localidades fosilíferas distribuidas por todo el Macizo Hespérico (GUTIERREZ MARCO, 1986). Asimismo, *A. undulatus* constituye el graptolito más antiguo encontrado dentro de la zona Cantábrica, pues los supuestos ditecoideos del Cámbrico medio descritos por SDZUY (1974) podrían representar colonias sésiles de escifopólipos del orden

Coronata MAAS, 1903 (Scyphozoa, Scyphomedusae: cf. MIERZEJEWSKI, 1986).

## AGRADECIMIENTOS

Al Dr. D. Miguel Arbizu y Dña. Carmen Alvarez, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo, por la asistencia de todo tipo recibida para la culminación de este artículo. A D. Carlos Aramburu (Dpto. Estratigrafía, Oviedo) por sus informaciones sobre diversos afloramientos inéditos de la «serie de transición» en la Cordillera Cantábrica, así como por la lectura crítica de este artículo. A D. Eulogio Martín Castellanos (Dpto. Paleontología, Madrid), por la realización de las fotografías reunidas en la fig. 2.

Recibido 13-IV-87

Admitido 2-IV-87

## BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. de y JUNQUERA, G. (1916): Criaderos de Hierro de España. Tomo II: Hierros de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Esp.*, 27 (1), págs. 1-610. Madrid.
- BALDWIN, C. T. (1978): A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and Westasturian-Leonese zones, NW, Spain. Págs. 43-70 in JULIVERT, M. et al. (eds.): *Geología de la parte N. del Macizo Ibérico* (Tomo homenaje I. Parga Pondal), Ed. Castro. La Coruña.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; VARGAS, I. y RUIZ, F. (1980): Memoria explicativa de la Hoja n.º 75 (Naviego) del Mapa Geológico de España a esc.: 1:50.000 (2.ª serie). 35 págs. I. G. M. E. Madrid.
- BOSCH, W. J. VAN DEN (1969): Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW, Spain). *Leids Geol. Mededelingen*, 44, págs. 227-233. Leiden.
- BOUCEK, B. (1973): *Lower Ordovician graptolites of Bohemia*. Academia (Publ. Czech. Acad. Sci), 185 págs. Praha.
- BULMAN, O. M. B. (1970): Graptolithina, with sections on Enteropneusta and Pterobranchia. In TELCHERT, C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, V (2.ª ed.), XXXII + 163 págs. Lawrence, Kansas.
- COKS, L. R. M. y FORTEY, R. A. (1982): Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. *J. geol. Soc. London*, 139, págs. 465-478. London.
- COOPER, R. A. y FORTEY, R. A. (1982): The Ordovician graptolites of Spitsbergen. *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, 36 (3), págs. 157-302. London.
- CRAMER-DIEZ, F. H., JULIVERT, M. y DIEZ, M. C. (1972): Llandeillan chitinozoans from Rioseco, Asturias, Spain. Preliminary note. *Breviora geol. Astúrica*, 16 (2), págs. 23-25. Oviedo.
- FORTEY, R. A. (1984): Global earlier Ordovician

- transgressions and regressions and their biological implications. Págs. 37-50 in BRUTON, D. L. (ed.): *Aspects of the Ordovician System*. Paleont. Contr. Univ. Oslo, 295, 228 págs. Oslo.
- FORTEY, R. A. y COOPER, R. A. (1968): A phylogenetic classification of the Graptoloids. *Palaeontology*, 29 (4), págs. 631-654. London.
- GERVILLA, M.; BEROIZ, C.; PIGNATELLI, R.; BARON, A.; COMA, J. E.; FELGUEROSO, C.; RAMIREZ DEL POZO, J. y GIANNINI, G. (1973): Memoria Explicativa de la Hoja n.º 30 (Villaviciosa) del Mapa Geológico de España a esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 54 págs. Madrid.
- GUTIERREZ MARCO, J. C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, 701 págs. (3 vols.). Madrid.
- GUTIERREZ MARCO, J. C. y RABANO, I. (en prensa): Paleobiogeographical aspects of the Ordovician mediterranean faunas. *Geogaceta*. Madrid.
- HAMMANN, W. (1983): Calymenacea (Trilobita) aus des Ordovizium von Spanien; ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik. *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 542, 177 págs. Frankfurt.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982): The Ordovician System in South-Western Europe (France, Spain and Portugal). *I. U. G. S. publ.*, 11, 47 págs. Ottawa.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942): Explicación del nuevo Mapa Geológico de España. Tomo II. El Sistema Siluriano. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 45 (1), 848 págs. Madrid.
- JIAO, S. D. (1984): Graptolites from the Lower Ordovician Sinianpan Formation of Hexian, Anhui. *Acta. paleont. sin.*, 23 (5), págs. 618-627. Beijing.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983): El Ordovícico en el Macizo Ibérico. Págs. 192-246 in COMBA, J. A. (ed.): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*. Tomo I, 656 págs. I. G. M. E. Madrid.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; PHILIPPOT, A. y HENRY, J.-L. (1968): Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al Este de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Breviora geol. Astúrica*, 12 (4), págs. 1-4. Oviedo.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J.; MARCOS, A. y ARBOLEYA, M. L. (1973): Memoria explicativa de la Hoja n.º 13 (Avilés) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 30 págs. Madrid.
- JULIVERT, M., MARTINEZ, F. J. y TRUYOLS, J. (1977a): Memoria explicativa de la Hoja n.º 51 (Belmonte de Miranda) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 27 págs. Madrid.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; MARTINEZ, F. J. y PULGAR, J. A. (1977b): Memoria explicativa de la Hoja n.º 27 (Tineo) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 28 págs. Madrid.
- LEYVA, F.; MATAS, J. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1984): Memoria explicativa de la Hoja n.º 129 (La Robla) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 98 págs. Madrid.
- LI, J. J. (1983): Zonation and correlation of Ordovician rocks in Southern Anhui with a note on some important graptolites. *Bull. Nanjing Inst. geol. paleont. Acad. Sinica*, 6, págs. 133-158. Nanjing.
- LIU, Y. H.; CHI, C. L.; CHIEN, Y. Y.; ZHOU, Z. Y.; CHEN, J. Y.; LIU, G. W.; YÜ, W.; CHEN, X. y XU, H. K. (1976): Ordovician Biostratigraphy and Palaeozoogeography of China. *Mem. Nanjing Inst. geol. paleont. Acad. Sinica*, 7, págs. 1-83. Nanjing.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW. de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 6, págs. 1-113. Oviedo.
- MARCOS, A. y PULGAR, J. A. (1980): Memoria explicativa de la Hoja n.º 11 (Luarca) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 24 págs. Madrid.
- MARCOS, A.; PULGAR, J. A. y MARTINEZ, F. J. (1980a): Memoria explicativa de la Hoja n.º 26 (Boal) del Mapa Geológico de España esc.: 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 28 págs. Madrid.
- MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; BASTIDA, F. y VARGAS, I. (1980): Memoria explicativa de la Hoja n.º 99 (Becerreá) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 32 págs. Madrid.
- MATAS, J. y FERNANDEZ, L. (1982): Memoria explicativa de la Hoja n.º 127 (Noceda) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 63 págs. Madrid.
- MIERZEJEWSKI, P. (1986): Ultrastructure, taxonomy and affinities of some Ordovician and Silurian organic microfossiles. *Palaeontologia Polonica*, 47, págs. 129-220. Warszawa-Kraków.
- MONTESINOS, J. R. (1981): Las Pizarras de Luarca (Ordovícico medio) en el área de Cabo Vidrias (Asturias, N. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, págs. 187-193. O Castro, Sada.
- MU, E.; GE, M. Y.; CHEN, X.; NI, Y. N. LIN, Y. K. (1979): Lower Ordovician graptolites of Southwestern China. *Palaeont. sin.*, 156B (13), págs. 1-192. Beijing.
- NAVARRO VAZQUEZ, D. (1982): Memoria explicativa de la Hoja n.º 101 (Villablino) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 56 págs. Madrid.
- OBUT, A. M. y SENNIKOV, N. V. (1984): Graptolites and zonal subdivisions of the Lower Ordovician of the Gorny Altai. Págs. 53-106 in KANYGIN, A. V. (ed.): *Lower Ordovician Stratigraphy and Fauna of the Gorny Altai*. Inst. Geol. Geophys. Acad. Sci. URSS. Moskva.
- PELLO, J. y PHILIPPOT, A. (1967): Sur la présence du Llanvirn au Puerto Sueve (zone orientale des Astu-

- ries, NW. de l'Espagne). *C. R. Somm. Soc. géol. France*, 4, págs. 156-157. Paris.
- PULGAR, J. A.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ  
ESTAUN, A.; VARGAS, I. y RUIZ, F. (1981): Me-  
moría explicativa de la Hoja n.º 100 (Degaña) del  
Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª  
serie). I. G. M. E. 35 págs. Madrid.
- SDZUY, K. (1974): Mittlekambrische Graptolithen  
aus NW-Spanien. *Paläont. Z.*, 48 (1-2), págs.  
110-139. Stuttgart.
- SHENG, S. F. (1980): The Ordovician System in Chi-  
na. Correlation Chart and Explanatory Notes.  
*I. U. G. S. publ.*, 1, 7 págs., 6 tablas, 3 figs. Otta-  
wa.
- VELANDO, F.; CASTELLO, R. y ORVIZ, F. (1976):  
Memoria explicativa de la Hoja n.º 78 (Pola de Le-  
na) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000  
(2.ª serie). I. G. M. E. 44 págs. Madrid.
- ZALASIEWICZ, J. A. (1986): Graptolites from the  
type Arenig Series. *Geol. Mag.*, 123 (5), págs. 537-  
544. Cambridge.





## Descubrimiento de graptolitos arenigienses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España): Discusión

### Discovery of arenig graptolites in the Rioseco thrust-sheet (Cantabrian Zone, N. Spain): A discussion

ARAMBURU, C.

(Dpto. de Geología. Area de Estratigrafía. Facultad de Geología. Universidad de Oviedo 33005-OVIEDO)

El reciente hallazgo y determinación de faunas del Arnig por GUTIERREZ MARCO y RODRIGUEZ (1987) supone una importante contribución paleontológica y bioestratigráfica al conocimiento del Ordovícico de la zona Cantábrica y su comparación con otras áreas vecinas.

Sin embargo, creo necesario aportar algunas precisiones en cuanto a las implicaciones estratigráficas del hallazgo, sugeridas durante la lectura del manuscrito y su comentario con los autores.

El nombre de «serie o capas de transición» ha sido aplicado por diferentes autores, dentro de la zona Cantábrica, a alternancias lutítico-areniscosas situadas a techo de la Formación Barrios, suponiéndose en todos los casos que constituían un tramo intermedio, en litología y edad, entre las Cuarcitas de Barrios y las Pizarras de Lueza. Sin embargo, su litología puede llegar a ser

muy diferente. En el Cabo Peñas y otras áreas próximas al Anticlinorio del Narcea, se trata de sucesiones relativamente espesas con alto contenido en pizarras negras. Existe cierta disparidad en cuanto a la inclusión o no en estas «series de transición» de determinados tramos del techo de la Formación Barrios, como ya es recalado por GUTIERREZ MARCO y RODRIGUEZ (1987), creando una confusión aumentada por serios errores en la correlación estratigráfica llevada a cabo por MONTESINOS (1981a y b), sobre lo cual no me es posible extenderme en estos momentos. La edad de todos estos tramos es Llanvirn y Arenig? En el N. de León (rama sur de la Región de Pliegues y Mantos) las «series de transición», definidas por VAN DEN BOSCH (1969) como una formación litoestratigráfica aparte de la Formación Barrios, forman en general un tramo delgado (menos de 10 m), lutítico-

areniscoso intensamente bioturbado, glauconítico, ferruginoso y carbonatado. En su base han sido halladas trazas fósiles que indican una edad Arenig. Sin embargo, en su parte superior hemos localizado recientemente faunas de edad Ordovícico superior y Silúrico más bajo (GUTIERREZ MARCO, 1986). Las denominadas «capas de transición» del N. de León representan, en mi interpretación, sedimentos marinos litorales fuertemente condensados de edad Arnig, Ordovícico medio y superior, con frecuentes lagunas estratigráficas variables de una localidad a otra, cambios laterales de facies y de espesor. En mi opinión el nombre de «series de transición» debe abandonarse, ya que su uso conduce a graves confusiones estratigráficas. En su lugar, próximamente será propuesta una relación de unidades litoestratigráficas formales (ARAMBURU, en prep.).

Desgraciadamente no he tenido hasta ahora la oportunidad de visitar el afloramiento de la escama de Rioseco objeto del trabajo de GUTIERREZ MARCO y RODRIGUEZ (1987). Sin embargo, 2 km al S., dentro de la misma escama de Rioseco, he podido levantar una columna estratigráfica («Serie de Tanes») del total de la Formación Barrios, a lo largo de la carretera C-635 de Oviedo al Puerto de Tarna (ARAMBURU, 1985). Unos 250 m al O. del Barranco de Anzo pueden observarse los tramos altos de la Formación Barrios y su contacto con la Formación Ermita del Devónico superior. La sucesión es la siguiente, de muro a techo:

— 48,7 m: cuarzoarenitas (cuarcitas) blancas de grano muy fino en capas de 20 cm a 20 m.

— 18,7 m: no visible.

— 12,8 m: cuarzoarenitas (cuarcitas) gris claro a muy claro, gris medio en la parte superior, de grano muy fino, en capas de 20 a 50 cm (techo de la formación Barrios).

— 0,65 m: ortoconglomerado silíceo con cantos de 1,7 cm de tamaño medio y 7 cm de diámetro máximo (base de la Formación Ermita).

— 2 m: cuarzoarenitas (cuarcitas) blancas a gris medio de grano medio y fino con abundante moteado limonítico.

Se ha comprobado por numerosos autores, y observaciones propias, que los sedimentos siliciclásticos de la Formación Ermita se disponen en toda la Región de Mantos (E. de Asturias) como una delgada lámina, prácticamente continua, que recubre discordantemente una penillanura modelada sobre materiales cambro-ordovícicos. Parece entonces lógico suponer que la sucesión ordovícica descrita por GUTIERREZ MARCO y RODRIGUEZ (1987) en «El Unquero» y la antes citada «Serie de Tanes» corresponden aproximadamente a un mismo nivel estratigráfico bajo el techo, erosivo, de la Formación Barrios en la escama de Rioseco. Los materiales ordovícicos del techo de la «Serie de Tanes» presentan características típicas de la parte superior de la Formación Barrios. Incluso en el caso de que el amplio tramo cubierto correspondiera en su totalidad a materiales lutíticos, deberían seguir incluyéndose en la Formación Barrios. La sucesión de «El Unquero» podría situarse en este tramo no visible de 18,7 m. Ha de considerarse que el techo de la sucesión de «El Unquero» no es visible, aunque se presume cercano a la base de la Formación Ermita. Un brusco cambio lateral de facies desde «El Unquero» a «Tanes» parece poco probable en estos niveles de la parte superior de la Formación Barrios, caracterizados por su gran continuidad lateral. Por otra parte, no son descartables complicaciones tectónicas menores en «El Unquero» que pudieran hacer desaparecer el techo de la serie ordovícica.

En conclusión, pienso que el yacimiento R-IV de «El Unquero» (Rioseco) se encuentra enclavado en una intercalación lutítica de la Formación Barrios, cerca de su techo. No se conoce su posición estratigráfica precisa respecto a la base de la Formación Sueve, por faltar una correlación estratigráfica exacta con la sucesión en la escama de Laviana. El contacto entre estas dos formaciones es neto, con una laguna estratigráfica, pro-

bablemente no muy amplia, en relación con un nivel ferruginoso oolítico. No existe hasta ahora ninguna razón para suponer que este hiato se pueda correlacionar con el techo de Barrios en «Tanes»-«El Unquero». Más probablemente, una rápida transgresión marina en la parte baja del Llanvirn daría lugar a una base de la Formación Sueve y techo de Barrios respectivamente sincrónicos, en la práctica.

Por último, aunque considero posible una «condensación» de la Formación Sueve para explicar la reducción de espesor en dirección sur, tal como sugieren GUTIERREZ MARCO Y RODRIGUEZ (1987), las relaciones estratigráficas entre el área del Monte Sueve (O. de Ribadesella) y Rioseco no permiten descartar el hecho de que la erosión post-ordovícica sea la causa fundamental de este adelgazamiento.

## REFERENCIAS

- ARAMBURU, C. (1985). *Estratigrafía y sedimentología de las Formaciones Oville, Barrios y Sueve (Cambro-Ordovícico) en el área de la «Hoja de Rioseco» (E. de Asturias, NW. de España)*. I. G. M. E. Plan MAGNA, Informe Interno, 31 págs.
- BOSCH, W. J. VAN DEN (1969). Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW. Spain). *Leids Geol. Mededelingen*, 44, págs. 227-233.
- GUTIERREZ MARCO, J. C. (1986). *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. 701 págs. Madrid. (ined.).
- GUTIERREZ MARCO, J. C. y RODRIGUEZ, L. (1987). Descubrimiento de graptolitos arenigienses en la escama de Rioseco (zona Cantábrica, N. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* n.º 11 (in litt.).
- MONTESINOS, J. R. (1981a). El Ordovícico Medio en el Área de Cabo Peñas, Correlación con Cabo Vidrias (Asturias, N. de España). *Cuad. Lab. xeol. Laxe*, 2, págs. 175-185.
- MONTESINOS, J. R. (1981b). Las Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio) en el Área de Cabo Vidrias (Asturias, N. de España). *Cuad. Lab. xeol. Laxe*, 2, págs. 187-193.





## Descubrimiento de graptolitos arenigienses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España): Réplica a la discusión

### Discovery of arenig graptolites in the Rioseco thrust-sheet (Cantabrian Zone, N. Spain): A repply

GUTIERREZ MARCO, J. C. \* y RODRIGUEZ, L. \*\*

\* Dpto. de Paleontología e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040-MADRID

\*\* Laboratoire de Géologie Structurale et Tectonophysique, Université Paul Sabatier, 38, rue de 36 ponts. 31-TOULOUSE

En relación con la discusión suscitada por nuestro compañero Carlos ARAMBURO ante la nota publicada en este mismo número, sobre el hallazgo de graptolitos ordovícicos en una nueva localidad del oriente de Asturias (GUTIERREZ MARCO y RODRIGUEZ, 1987), deseamos ante todo agradecer el interés mostrado hacia nuestra pequeña contribución; que de este modo se ve enriquecida con el planteamiento de sugerencias e interpretaciones alternativas cuya divulgación estimulará el desarrollo de investigaciones más importantes y precisas para la resolución de los temas en litigio. Está claro que el espíritu de nuestro artículo

original perseguía fundamentalmente la presentación de unos datos paleontológicos novedosos insertos en un contexto regional y local deficitario de los mismos, donde a su vez subyacen numerosos problemas relativos al conocimiento de la sucesión paleozoica, cuyo ámbito de resolución particular excede en muchos casos al de cada interrogante planteada. Por esta razón, junto a la presentación habitual de los datos obtenidos (situación geográfica del yacimiento, litología, fósiles identificados, implicaciones bioestratigráficas, etc.), creímos conveniente exponer nuestra opinión sobre las circunstancias estratigráficas del hallazgo. Esta

labor se perfila claramente como abierta a la polémica, debido a la existencia de amplios tramos cubiertos en el techo visible de la sucesión ordovícica local y a la falta de referentes de correlación unívocos, cuyo exponente más representativo es tal vez la gran continuidad lateral de los últimos tramos de la Formación Barrios, representados casi siempre por cuarcitas claras en bancos decimétricos. Ello descarta aparentemente las correlaciones basadas en cambios laterales de facies en distancias cortas (ARAMBURU, *op. cit.*). Toda la controversia planteada por nuestro artículo y su discusión posterior gira en torno a la consideración del nivel fosilífero como situado por encima o por debajo del techo de la Formación Barrios, para lo cual ARAMBURU propone la correlación en primera instancia de los niveles fosilíferos de «El Unquero» como incluídos en la parte superior de su «serie de Tanes» (2 km al S. de la primera localidad). La posibilidad mencionada por este autor ya fue entrevista por nosotros durante la redacción del artículo inicial (identidad con el tramo no visible de 18,7 m que comienza 12,8 m bajo el techo de la Cuarcita de Barrios), concordando también con las diversas consideraciones expuestas por ARAMBURU en su discusión (continuidad lateral y ausencia de cambios de facies bruscos en el techo de la Formación Barrios, peneplanización previa al depósito de la Formación Ermita, etc.). Sin embargo, los datos obtenidos en ambas sucesiones son insuficientes para establecer una conclusión irrefutable, por lo que ésta debe ser sustituida por una decisión personal basada en las interpretaciones subjetivas de los autores, motivadas por su experiencia en el tema. En este sentido, respetamos profundamente las hipótesis enunciadas por Carlos ARAMBURU, pero insistimos en que a nuestro parecer, la sucesión fosilífera de «El Unquero» se encontraría situada por encima del techo visible de la Formación Barrios representado en el corte de Tanes. Los argumentos esgrimidos residen en que el tramo interpretado por nosotros como

«techo de Barrios» en «El Unquero» está formado por cuarcitas claras en bancos decimétricos, correlacionable con los niveles superiores del corte de Tanes (los situados por debajo aparecen dispuestos en capas de mayor espesor: 20 cm a 2 m); el tramo cubierto superior de Tanes alcanza una potencia menor que la sucesión fosilífera de «El Unquero», que a su vez comprende hacia su parte superior niveles cuarcíticos centimétricos algo más resistentes frente a la erosión; y porque el resto de la sucesión estudiada por debajo de los tramos mencionados en Tanes es similar a la observada en «El Unquero», incluyendo los horizontes con *Skolithos*. La correlación propuesta por C. ARAMBURU implica además la desaparición tectónica o por erosión, previa al depósito de la Formación Ermita en esta última localidad, del tramo de cuarcitas que corona la sucesión ordovícica de Tanes (12,8 m de potencia, en bancos decimétricos). La existencia de complicaciones tectónicas locales en «El Unquero» ha sido prácticamente descartada por uno de los autores (L. R.), mientras que si la edad de éstas en «El Unquero» se considerase anterior al Devónico superior, entendemos que la ausencia del tramo cuarcítico de techo estudiado en Tanes podría imputarse tan solo a la erosión completa de una zona supuestamente más elevada. No obstante, estas mismas complicaciones tectónicas tomadas de modo inverso, podrían haber preservado de la erosión el tramo fosilífero que interpretamos como situado por encima de la Formación Barrios, al haberse «hundido» éste diferencialmente antes de producirse la peneplanización sellada por la Fm. Ermita. Un basculamiento de este tipo hacia el norte (menor de un grado), sería consecuente también con las diferencias de potencia registradas en la Fm. Suevo a lo largo de la escama de Laviana (mayor espesor conservado hacia el N., acúñamiento hacia el S.), si no descartamos a la erosión post-ordovícica como causa fundamental de las mismas (ARAMBURU, *op. cit.*).

En definitiva y de acuerdo con nuestros

planteamientos, el tramo fosilífero de «El Unquero» concuerda también por su aspecto y circunstancias estratigráficas con las «series o capas de transición» representadas a techo de la cuarcita del Arenig en diversas localidades del norte de España. De nuevo coincidimos con C. ARAMBURU en que tal denominación es informal y puede inducir a confusiones, por lo que en el mismo trabajo aportamos una visión somera de su dominio de aplicación en la zona Cantábrica en lugar de limitarnos a adscribir la sucesión fosilífera de «El Unquero» a tal unidad. La vigencia de este nombre siempre ha cobrado sentido en los tramos lutítico-arenosos situados por encima de la cuarcita del Arenig en todo el SO. de Europa, que efectivamente sirven de tránsito (*topológico*) a las pizarras del Llanvirn-Llandeilo. Su denominación informal ha antecedido normalmente al empleo de una terminología específica también informal («miembro de Rubiana» en la rama S. de la zona Asturoccidental-leonesa, «capas Pochico» o «Marjaliza» en la zona Cantábrica, «Rodada o Prádena 1» en el Sistema, etc.), que nunca ha resuelto el problema de su consideración litoestratigráfica, una cuestión de nomenclatura enjuiciada de modo diferente según los autores (unidad independiente, miembro inferior de la unidad suprayacente o miembro superior de la unidad infrayacente). En cualquier caso, la adecuación del nombre (en sentido topológico informal) plantea pocas dudas salvo cuando, como ocurre en el caso de la zona Cantábrica, tras el depósito de este tramo existe una interrupción estratigráfica o un contacto superior erosivo que hace que estos niveles sólo presenten continuidad con los materiales del Ordovícico inferior infrayacente. Pese a todo, nosotros hemos recogido el término en nuestro trabajo por sus connotaciones esencialmente relacionales, por la ausencia de nombres litoestratigráficos alternativos y porque en la práctica su uso está bastante difundido en un sentido similar. Entre los dos tipos de sucesión reconocidos (ambos flancos del antiformal del Narcea y

áreas adyacentes a la Cuenca Carbonífera Central), el primero corresponde en realidad a una Formación independiente constituida por dos miembros: uno inferior pelítico e pelítico-arenoso y otro superior cuarcítico (Cuarcita de Sabugo). Su distinción es transcendental para la correlación entre estas áreas próximas de las zonas Asturoccidental-leonesa y Cantábrica, donde la misma sucesión había sido tratada de modo muy dispar (JULIVERT y TRUYOLS, 1983); y sobre todo porque restringe la definición de las Pizarras de Luarca adecuándola a su práctica habitual (recordemos que lo que hasta ahora venía considerándose como «Pizarras de Luarca» en las zonas septentrionales del Macizo Hespérico equivalía tan solo al miembro superior de la unidad en sentido estricto tomada en su corte tipo: cf. MARCOS, 1973). Por otro lado, la conceptualización de las «capas de transición» en las áreas circundantes a la Cuenca Carbonífera Central es bastante más delicada, y su correlación con las áreas anteriores permanece de momento poco clara. Para nosotros, las «capas de transición» en las regiones mencionadas comprenden tan solo los materiales situados en continuidad con la Fm. Barrios, cuyo techo culmina con una discontinuidad estratigráfica que no implica necesariamente un cambio brusco en la litología. La laguna resultante abarca normalmente hasta el Silúrico inferior, período en el cual la sedimentación se reanuda con las Pizarras de Formigoso, en cuya base se registran esporádicamente horizontes calcáreos (Cabo Peñas y N. de León: datos de ARAMBURU en GUTIERREZ MARCO, 1986), que deben ser excluidos de la «serie de transición». En la Hoja de La Robla (LEYVA *et al.*, 1984), dicha unidad alcanza una potencia inusual y por encima de la misma se sitúan otros niveles de calizas fosilíferas datados como Ashgill (datos de ARAMBURU con determinaciones paleontológicas contenidas en GUTIERREZ MARCO, 1986). Naturalmente, ello tampoco implica la existencia de una serie fuertemente condensada con

interrupciones frecuentes, que es como nuestro compañero interpreta en su discusión la sucesión infrayacente. Por tanto, más que considerar a la «serie de transición» como representativa de todo el Ordovícico desde el Arenig (Cuarcita de Barrios) hasta el Ashgill (calizas), lo que parece bastante probable, a nuestro entender, es que las calizas se dispongan de modo disconforme sobre la unidad mencionada, cuya edad se situaría aproximadamente en torno al límite Arenig/Llanvirn como resulta habitual en los casos estudiados. Para corroborar esta opinión, podemos esgrimir el hecho comprobado de que las calizas del Ashgill se apoyan disconformes sobre unidades del Ordovícico inferior en otras localidades del Macizo Hespérico, como ocurre por ejemplo en el dominio de Peñalba de la zona Asturoccidental-leonesa (cf. PEREZ ESTAUN, 1978 y Hojas. n.ºs. 156-158 y 190-192 del MAGNA esc. 1:50.000 —2.ª serie—), N. de la zona Centroibérica portuguesa (Serra do Marão: ROMARIZ y DINIZ, 1962; RIBEIRO, 1974) y zona de Ossa Morena (sinclinal del Cerrón del Hornillo: GUTIERREZ MARCO *et. al.*, 1984).

En conclusión, creemos que la utilización del término «serie de transición» dentro del contexto debatido no conlleva en si mismo graves confusiones estratigráficas, ya que por ejemplo si consideramos los casos indicados por ARAMBURU en el N. de León, éstas podrían verse incrementadas con la introducción de nuevas unidades litoestratigráficas comprensivas (aunque formales) en el supuesto de que la realidad concuerde con nuestras suposiciones. Por ello emprendimos en nuestro artículo anterior una revisión cautelosa de la aplicabilidad del término antes de comparar la sucesión fosilífera de «El Unquero» con tales niveles. Que ésta pueda corresponder a la «serie de transición» es una posibilidad innegable a menos que su cuestionamiento se reduzca a hipótesis erosivas, que impliquen la revisión de cuál es el techo de la Fm. Barrios y que posición o significado ocupan este tipo de alternancias pelítico-arenosas, en todas las localidades cantábricas afectadas por la laguna posterior intra-ordovícica, ordovícica-silúrica u ordovícica-devónica.

## BIBLIOGRAFIA

- GUTIERREZ MARCO, J. C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, 701 págs. (inéd.).
- GUTIERREZ MARCO, J. C. y RODRIGUEZ, L. (1987): Descubrimiento de graptolitos arenigienses en la escama de Rioseco (zona Cantábrica, N. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. n.º 11, (in lit.).
- GUTIERREZ MARCO, J. C.; RABANO, I. y ROBARDET, M. (1984): Estudio bioestratigráfico del Ordovícico en el sinclinal del Valle (provincia de Sevilla, SO de España). *Memorias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Coimbra*, 97, págs. 11-37.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983): El Ordovícico en el Macizo Ibérico. Págs. 192-246 in COMBA, J. A. (ed.): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*. Tomo I, 656 págs..I. G. M. E.
- LEYVA, F.; MATAS, J. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1984): Memoria explicativa de la Hoja núm. 129 (La Robla) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 98 págs.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW. de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 6, págs. 1-113.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la rama S. de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España* 92, págs. 1-149.
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution l'étude tectonique de Tras-os-Montes occidental. *Mem. Serv. geol. Portugal*, 24 (n. s.), págs. 1-168.
- ROMARIZ, C. y DINIZ, F. (1962). Alguns aspectos petrográficos dos calcários ordovícico-silúricos portugueses. *Rev. Fac. Cienc. Lisboa*, (2.ª ser., C), 10, págs. 55-68.





## Análisis polínico de un depósito periglacial en Moucide (Lugo)

## Polynic analysis of a periglacial deposit in Moucide (Lugo)

AIRA RODRIGUEZ, M. J.; SAA OTERO, M. P.; DIAZ-FIERROS VIQUEIRA, F.

Se realizou el análisis polínico de un depósito orgánico de características periglaciares en Moucide (Lugo) y de un nivel de turba cercano al anterior. Se efectuó la interpretación paleoecológica del mismo y su comparación con otros análisis realizados en la zona.

**Palabras clave:** polen, paleoecología, paleopedología, erosión, sedimentación, Galicia.

It was made a polynic analysis of an organic deposit with periglacial characteristics from Moucide (Lugo) and with a level of turf (sod-peat) near to the mentioned before.

It was worked ont its paleoecologie interpretation and its comparison to the other analysis made in the place.

**Key words:** Pollen, paleoecology, paleopedology, erosion, sedimentation, Galicia.

AIRA RODRIGUEZ, M. J. (Dpto. de B. Vegetal Univ. Santiago). Santiago.

SAA OTERO, M. P. (Dpto. de B. Vegetal Univ. Santiago). Santiago.

DIAZ-FIERROS VIQUEIRA, F. (Dpto. de Edafología y Q. Agrícola Univ. Santiago). Santiago.

## INTRODUCCION

El macizo de los Montes de O Buio es una alineación montañosa desarrollada sobre materiales ortocuarcíticos de la formación Candama (I. G. M. E., 1977) que con altitudes máximas de 400 m a 2 Km de la costa y de 700 m en las proximidades de Ferreira de Valadouro, se orienta en dirección SW-NE en su parte más septentrional y se flexiona en dirección E-W más al sur. Como consecuencia de sus características erosivas, en sus partes culminantes presenta un relieve que permite el desarrollo de suaves planicies sobre las que se formaron suelos turbosos que en su conjunto totalizan unas 400 hectáreas y que pueden alcanzar en algunos puntos potencias superiores a los 300 cm.

El macizo de O Buio se encuentra limitado hacia el NW por el río Xunco y hacia el SE por el río Moucide, sobre cuyo valle y en toda su longitud se producen toda una serie de coluviones de gran espesor que pueden alcanzar en algunos puntos profundidades superiores a los 5 m. Están constituidos, en general, por cantos y bloques de cuarzo, angulares o subangulares y una matriz arenosa de tamaños y proporciones variables. En un nivel inferior y sobre aluvial del río Moucide se desarrollan una serie de conos de deyección donde se entremezclan cantos de cuarcita, arenas bastante bien calibradas y niveles orgánicos.

En esta zona existen una serie de estudios palinológicos y determinaciones C 14 que aportan un conocimiento importante sobre las condiciones paleoecológicas que existían en ella en el período postglaciar. Los estudios palinológicos más completos corresponden al análisis de dos turberas, una en el monte de O Buio (Menéndez Amor y Florschütz, 1961) y otra en el monte Pao da Vella (VAN MOURIK, 1986) ambos con un origen Boreal. Asimismo las cuatro dataciones de la última turbera demuestran para la misma una velocidad de crecimiento prácticamente constante y del orden de 4 cm/100 años. Por otra parte, existe tam-

bién el estudio de un depósito turboso de 15 cm de espesor fosilizado por uno de los conos torrenciales del Valle de Moucide con una datación de 13.600 B. P. (DELIBRIAS *et al.* 1964).

Existen también análisis polínicos de tres suelos coluviales situados en las laderas de los Montes de O Buio, uno de ellos situado sobre el material ortocuarcítico a 320 metros de altitud, corresponde a un podsol férrico húmico fosilizado por un cambisol húmico (GUITIAN OJEA *et al.*, 1982) una determinación reciente de C 14 le atribuye una edad de 2460 B. P. al horizonte II A (Ref. NY 1160 del Prof. GUILLET del Centre de Pedologie Biologique de Nancy). Los otros dos están desarrollados sobre material granítico, situados a 545 y 560 m de altitud, presentan dos ciclos evolutivos separados claramente por una línea de piedras (VAN MOURIK, 1986).

Finalmente, en la zona costera y sobre la playa de Area Longa se analizó palinológicamente un depósito coluvial de 13,0 m de espesor (SAA OTERO y DIAZ-FIERROS, 1986).

De todo este conjunto de datos se deduce que la base de los depósitos más antiguos no se extienden más allá del Dryas I, y que a partir de este momento se sucedieron diferentes períodos de inestabilidad de las pendientes que dejaron sus huellas en la multitud de ciclos que se observan en las laderas de este macizo (Fig. 1. Depósito de Cangas). Procesos que parecen intensificarse para el período Subatlántico durante el cual están datados varios.

El objeto de este trabajo es el análisis palinológico de dos nuevos sedimentos del depósito de Moucide analizado por DELIBRIAS *et al.*, 1964 que han quedado al descubierto por el avance de las excavaciones en la cantera de áridos que se encuentra allí situada. Asimismo se realizará un intento de síntesis de todo el conjunto de datos referentes a esta zona. Por otro lado, con la pretensión de obtener información sobre la productividad de los análisis palinológicos,



Fig. 1. Depósito de Cangas con diferentes ciclos de edafización.

así como de en qué medida el factor personal de subjetividad puede influir en los errores, se realizaron determinaciones por duplicado de cada muestra siendo analizada cada una de ella por palinólogos diferentes.

#### LOCALIZACION Y DESCRIPCION GENERAL DEL YACIMIENTO

El Yacimiento de Moucide está situado a 3 Km del enlace con la carretera Ribadeo-Ferrol, en el ramal que se desvía hacia Ferreira de Valadouro, en una cantera para explotación de áridos situada a la derecha.

La base del yacimiento está constituida por grandes piedras de 0,30 a 0,80 m de tamaño, subredondeadas, empastadas en una masa de gravas y arenas, teñidas en general de hierro.

Sobre este depósito se localiza otro de carácter arenoso, bien calibrado, de 0,5 a

2,0 m de potencia según las zonas, en el que se intercalan lentejones de gravas y gravillas subredondeadas. En este nivel de arenas se localiza un depósito orgánico que engloba al material mineral, de 0,30 a 1,0 m de espesor y que se extiende formando un nivel casi continuo en todo el yacimiento.

Por encima del depósito arenoso, se sitúa un último nivel de gravas y piedras dispuestas desordenadamente y escasamente redondeadas. Por encima de él, se sitúa finalmente un suelo de tipo AC.

Este material en situación horizontal o subhorizontal se extiende a ambos lados de la excavación, encontrándose interrumpido en diversos puntos pero sobre todo en el fondo de la excavación, por procesos erosivos que fueron seguidos por la deposición de un material que alterna en una disposición caótica, arenas, gravas y materia orgánica y entre las que se intercala algún lecho de material turboso. A uno de estos lechos,

situados en el punto B (Fig. 2) de 1 cm de espesor y a 1,20 m de la superficie, se le realizó un análisis de polen y una datación C 14 (Ref. UGRA 253) que dio una edad de 1530 B. P.

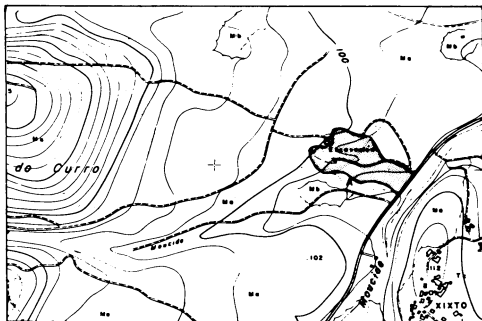


Fig. 2. Localización del Yacimiento de Moucide y de los perfiles estudiados.

## METODO DE ANALISIS DE POLEN

Se han analizado cinco muestras de suelo por análisis polínico, cuatro de ellas situa-

das en el Nivel IV del Corte A y la restante en el Nivel de turba.

Los análisis de estas muestras se han realizado por dos investigadores diferentes para averiguar la posible influencia de la variabilidad de la muestra y el criterio subjetivo de la determinación microscópica.

Todas las muestras han sido tratadas en caliente con KOH 10 %, centrifugando y lavando posteriormente; el residuo separado se trató con  $\text{Br}_2\text{Zn}$  densidad 2 centrifugando y lavando con agua. Se añadió de nuevo KOH 10 % y se tiñó con safranina al 1 %.

El recuento se ha realizado teniendo en cuenta que, dada la escasez de polen arbóreo, es suficiente contar un número de granos de polen superior a 200 palinomorfos (DIMBLEBY, 1957).

Los resultados obtenidos en la duplicación de análisis de las muestras estudiadas (Fig. 5) son muy similares pese a haber sido realizadas por palinólogos diferentes y partiendo, en el caso de la turba, de distinta cantidad de material. Las escasas diferencias

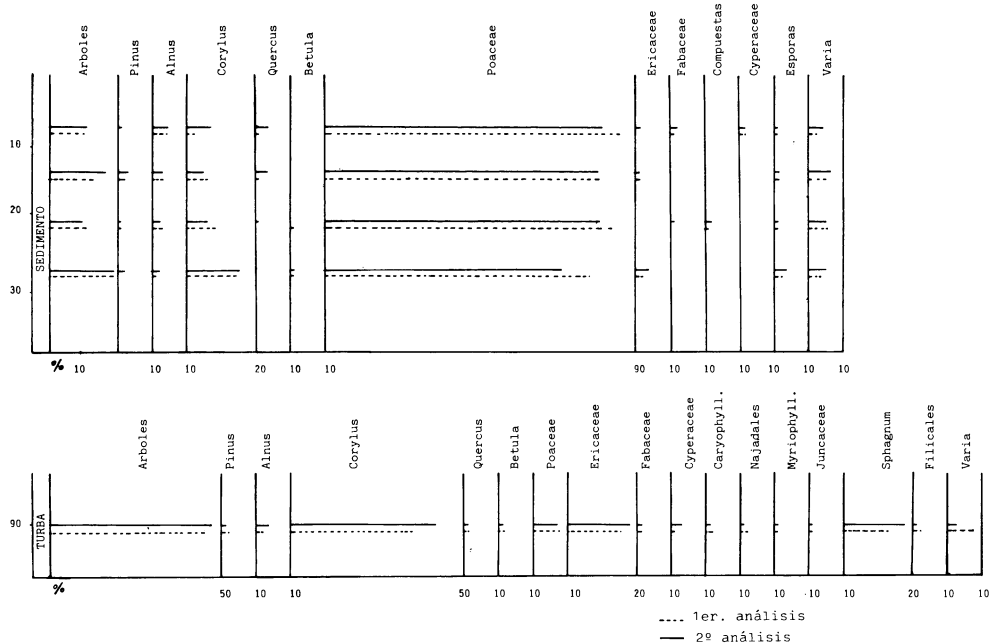
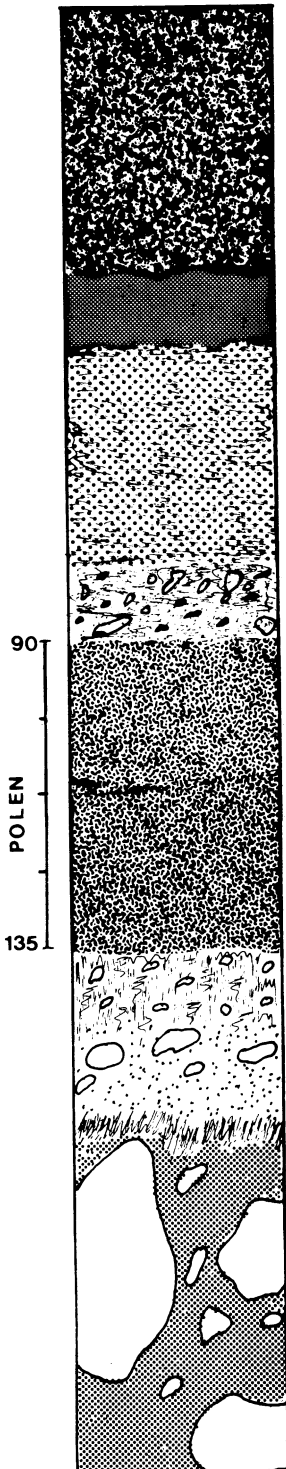


Fig. 5. Diagrama polínico de Moucide.



cm Suelo de tipo Ac, rico en materia orgánica poco humificada con estructura moderada poco estable.

0-50 Abundante porosidad y enraizamiento profuso. Termina en un horizonte de gravas parcialmente orientadas según la pendiente y empastadas en un material arenoso limoso de color pardo rojizo.

50-80 Nivel arenoso no agregado. Ligero enraizamiento y abundante porosidad. Colores de pardo a rojizo a pardo claro.

80-90 Gravillas de cuarzo escasamente redondeadas que se extienden en un horizonte discontinuo formando lentejones.

90-135 Horizonte de arenas bien calibradas, teñido de materia orgánica que le da al conjunto un color gris oscuro a gris muy oscuro. El horizonte presenta en algunas zonas un contenido irregular en materia orgánica distribuida en bandas.

135-145 Nivel arenoso de transición, con arenas de cuarzo ligeramente teñidas por materia orgánica. Color pardo oscuro. Con piedras subredondeadas de 5 a 10 cm.

145-160 Horizonte arenoso mezclado con piedras de 5 a 20 cm subredondeadas. Arenas blancas lavadas con alguna separación de hierro. Color gris a gris claro.

+ 160 Nivel de grandes bloques subredondeados de 0,20 a 0,50 m, empastados en un material caótico arenoso y con gravas y todo él muy teñido de pardo rojizo a pardo por abundantes separaciones de hierro.



Fig. 3. Panorámica del Corte A.



Fig. 4. Panorámica de la zona B del depósito donde se extrajo el nivel de turba.

## RESULTADOS

## 1. Análisis polínico de la muestra de turba

	1.º Análisis	2.º Análisis	Dif.
P. A. <i>Corylus</i>	37,40 %	41,43 %	4,03
Betula	2,03	1,22	0,81
Alnus	2,43	2,79	0,36
Quercus	2,03	1,24	0,79
Pinus silvestris	0,81	0,74	0,07
Ulmus	0,40	0,49	0,09
Juglans	0,81	0,00	0,81
P. N. A. Poaceae	7,31	6,20	1,11
Ericaceae	17,07	18,11	1,04
C. Ligulf	0,81	0,00	0,81
Ranunculaceae	0,40	0,00	0,40
Cyperaceae	1,62	2,23	0,61
Escrofulariaceae	1,21	0,00	1,21
Fabaceae	0,81	0,24	0,57
Juncaceae	0,40	0,24	0,16
Tip. Campanula	1,21	0,00	1,21
Najadales	2,03	1,48	0,55
Myriophyllum	0,40	0,24	0,16
Cariofilaceae	2,03	1,24	0,79
Sphagnum	13,02	18,11	5,09
Filicales	2,40	1,44	0,96
Varia	3,25	2,40	0,85

Total n.º granos  
- 246 -

Total n.º granos  
- 260 -

existentes entre ambos análisis entran perfectamente dentro de la propia variabilidad de la muestra y del distinto número de palinomorfos contados en cada caso.

El análisis polínico del nivel de turba ha dado como resultado una considerable proporción de polen arbóreo frente al contenido en herbáceas, y en síntesis, sus características son la abundancia de *Corylus* en el estrato arbóreo, que se separa significativamente de los demás taxones de su rango, el dominio de las Poaceas y en menor cantidad otras especies como Ericáceas y plantas típicas de ambientes húmedos.

El análisis polínico de los aproximadamente 27 cm de sedimento, muestran uniformidad en cuanto a los datos polínicos se refiere. Su espectro, en cualquiera de los niveles está dominado por el alto porcentaje de Poaceas. El máximo representante de la vegetación leñosa es *Corylus*, otros taxones con menor representación son *Pinus silvestris*, *Alnus* y *Quercus*. Las Ericáceas, presentes en todos los niveles, alcanzan porcentajes bajos.

A partir de los datos polínicos obtenidos, es posible aproximar la fecha en la que posiblemente se originó el depósito, relacio-

nando los datos paleobotánicos con las aportaciones bibliográficas existentes para la zona.

## DISCUSION DE RESULTADOS

El espectro polínico del nivel de turba de Moucide, presenta un gran parecido con el horizonte II A del podsol con la única diferencia de tener un mayor contenido en *Corylus*. Asimismo en el P. N. A. se encuentra como elemento más característico una presencia importante de *Ericáceas* que supera normalmente el de *Poaceas* y otros taxones. La correspondencia de este tipo de vegetación se puede encontrar, en las dos turberas analizadas, entre los 50 y 100 cm de profundidad, lo que equivaldría de acuerdo con la velocidad de crecimiento de las mismas a una antigüedad comprendida entre los 1250 B. P. y los 2500 B. P.

En las dos turberas, de todas formas, el contenido en *Quercus* es sensiblemente superior, lo que podría explicarse por su mayor alejamiento de la costa. En conjunto, el paisaje representado por el nivel de turba correspondería al de un territorio en fase de sustitución del bosque de *Corylus*, *Quercus*, *Betula* y *Pinus* por el brezal, pero en una etapa en la que todavía existía una amplia cobertura arbórea.

Los cuatro niveles orgánicos correspondientes al Corte A, se distinguen fundamentalmente del nivel de turba, por una menor presencia del P. A., que sigue siendo todavía dominado por el *Corylus* y en el caso del P. N. A. por una gran abundancia de *Poaceas* y la práctica inexistencia de *Ericáceas*. Estos hechos relacionan evidentemente el Corte A con el nivel de turba analizado por DELIBRIAS y cuya edad correspondería al comienzo del Bölling, lo que representaría un paisaje esencialmente abierto dominado por las herbáceas.

De todas formas, se diferencia de él por la escasa presencia de *Pinus* y la aparición en los niveles superiores de *Quercus*, lo que su-

giere que la edad del corte sería seguramente más reciente, posiblemente Preboreal.

Los fenómenos de dinámica de vertientes son muy evidentes, sobre todo en las laderas S y SW del macizo de los Montes de O Buio, manifestándose en muchos casos con la aparición de diferentes ciclos de edafización interrumpidos por claras discontinuidades, en las que pueden aparecer, o no, líneas de piedras. Para dichas discontinuidades, que corresponden evidentemente, a los efectos de la intensificación de los fenómenos erosivos, se puede establecer una datación semiabsoluta a partir de correlaciones palinológicas mediante zonas de polen, a las que a su vez se les puede atribuir una edad absoluta a partir de la cronología que se puede establecer en la sucesión de zonas de polen de las dos turberas. En la Fig. 6 se

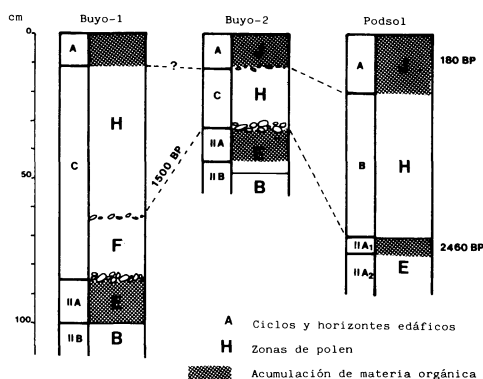


Fig. 6. Relación entre ciclos y horizontes edáficos y zonas de polen de tres suelos policíclicos de los montes de O Buio (VAN MOURIK, 1986 y GUITIAN OJEA *et al.* 1967).

intenta establecer una correlación entre estas zonas, en los tres suelos policíclicos, que se localizan en la zona de estudio (Fig. 7).

Se puede observar claramente que la zona H definida por taxones representativos de deforestación (VAN MOURIK, 1986) se produce siempre a partir de una clara discontinuidad y en un período comprendido entre los 1500 y los 2500 B. P. Si a esto se une el hecho de que el nivel de turba analizado en este trabajo tiene una edad de 1500 B. P. y que corresponde también a un epi-



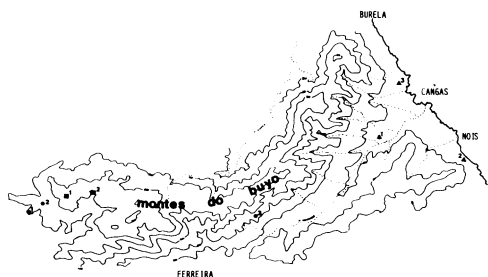


Fig. 7. ■ TURBERAS: Montes de O Buio 1; Pao da Vella 2.  
 • SUELOS: 1 Buio-1; 2 Buio-2; 3 Podsol.  
 ▲ DEPOSITOS: 1 Moucide; 2 Nois; 3 Can-gas.

sodio de intensificación erosiva que se intercala y rompe la continuidad del depósito original de Moucide, se reforzaría la evidencia de que el recrudescimiento de los procesos erosivos es una característica general en la zona en la primera parte del Subatlántico.

Por otra parte, en el trabajo de FOLSTER y GAOUAR, 1975 donde se analizan procesos similares en la España no caliza, se llega a la conclusión de que en ella existen evidencias de dos períodos donde se intensificarían la erosión de los suelos, uno datado sobre el 4500 B. P. y otro comprendido entre los 2500 B. P. y 1500 B. P., el último de los cuales sería sincrónico con los procesos puestos en evidencia en el macizo de O Buio. La causa de la intensificación de estos procesos erosivos se debería fundamentalmente a la deforestación que pone de manifiesto las zonas de polen, lo que a su vez estaría de acuerdo con los trabajos de GUITIAN et al., 1967; FOLSTER y GAOUAR, 1975 y VAN MOURIK, 1986 y TORRAS et al. 1979.

*Recibido, 3-IV-87*

*Aceptado, 30-V-87*

## BIBLIOGRAFIA

- FOLSTER, H. GAOUAR, A. 1975. Observations on Holocene Soils Formation and morphodynamic activity in non-calcareous regions of the Iberian Peninsula. *Catena*, 2: 365-384.
- DELIBRIAS, G. NONN, H. VAN CAMPO, M. 1964. Age et flore d'un depot periglaciaire reposant sur la «rasa» cantabrique près de Burela (Galicie) Spagne. *C. R. Acad. Sc. Paris*. t. 259: 4.092-4.094.
- DIMBLEBY, G. W. 1957. Pollen Analysis of terrestrial soils. *The New Phytologist*, 56-126.
- GUITIAN OJEA, F. 1967. Suelos de Zona húmeda Española. 1: Tipos principales y sus relaciones genéticas. *An. Edaf.* XXVI: 1.369-1.378.
- I. G. M. E. Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja n.º 8 (Vivero) *Serv. Publ. Min. Industria*. Madrid. 1976.
- MENENDEZ AMOR, J.; FLORSCHUTZ, F. 1961. Contribución al conocimiento de la historia de la vegetación en España durante el Cuaternario. *Est. Geol.* XVII: 83-99.
- SAA OTERO, L.; DIAZ-FIERROS, V. F. 1986. Contribución al estudio paleobotánico de la costa gallega durante el Cuaternario mediante análisis de polen (*Est. Geol.*) (En prensa).
- VAZQUEZ, J. M.; RROS, F. 1979. Crisis erosivas en el cuaternario reciente en Galicia. *Actas del GETC*, III Reunión Nacional, págs. 229-236, Madrid.
- VAN MOURIK. 1986. Pollen profiles of slope deposits in the Galician area (NW Spain). *Nederlandse Geografische Studies* 12. Amsterdam.



## **V. PETROLOXIA**





## Revisión sobre las características y clasificación de los granitoides hercínicos de la zona Norte de Galicia y del Oeste de Asturias

### A Revision of the characteristics and clasification of the hercynian granitoids of Northern Galicia and Western Asturias (NW Spain)

BELLIDO, F.; GONZALEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTINEZ-CATALAN, J. R.;  
PABLO MACIA, J. G. de

Este trabajo resume parte de los resultados obtenidos en el desarrollo del proyecto «Caracterización y correlación petrológica, geoquímica y geocronológica de las rocas graníticas de Galicia (A Coruña-Lugo)», realizado por el I. G. M. E.

El estudio sistemático de los distintos plutones graníticos de esta región ha puesto de manifiesto que los criterios de clasificación tradicionalmente utilizados en este ámbito geológico, presentan una serie de limitaciones debidas por una parte a la rigidez de los grupos establecidos y por otra, a las características transicionales de algunas unidades plutónicas.

Estos hechos permiten suponer que las relaciones entre los «granitoides alcalinos y aluminicos de dos micas» y los «granitoides de tendencia calcoalcalina» no son tan independientes como se ha venido considerando en los modelos preexistentes.

En función de la profundidad y etapa de emplazamiento y de las características petrológicas, las distintas unidades se han agrupado en las siguientes familias:

- Granitoides sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo.
- Granitoides sincinemáticos de emplazamiento somero.
- Granitoides postcinemáticos de emplazamiento somero.

Asimismo se detectan unidades plutónicas complejas, constituidas por varios granitos, a los cuales les corresponderían génesis diferentes, si se siguiesen los criterios previamente vigentes.

**Palabras clave:** Granitoides, Galicia, Hercínico, Tectónica, Mineralizaciones, Magmatismo.

This article summarizes part of the results of the project «Petrological, geochemical and geochronological characterization and correlation of the granitic

rocks of Galicia (provinces of A Coruña-Lugo)», executed on behalf of the Spanish Institute of Geology and Mining (I. G. M. E.).

The Systematic investigation of the different granite plutons of the area evidences that the application of the criteria traditionally used for the classification of the granitic rocks in Galicia meets with serious difficulties. These are due to the rigidity of the established groups on the one hand and the transitional character of a number of plutonic units on the other hand.

The study suggests that the *relationship among* the «alkaline and aluminous two-mica granites» and the granitoids of the «calc-alkaline tendency is less independent than assumed in the hitherto used classification schemes and petrogenetical models.

As a function of the depth and time of their emplacement and their petrological features, the different plutonic units are grouped into the following families:

- Synkinematic, relatively deep-seated granitoid bodies.
- Synkinematic, shallow-level granitoid bodies.
- Postkinematic, shallow-level granitoid bodies.

Attention is drawn to the occurrence of complex plutonic units whose constituent members would, according to the criteria of the pre-existing classification schemes, be petrogenetically unrelated or poorly related.

**Key words:** Granitoids, Galicia, Hercynian, Tectonics, Mineralizations, Magmatism.

BELLIDO, F. (Geoprin, S. A., Alonso Cano, 85 - 28003 Madrid); GONZALEZ LODEIRO, F. (Dpto. Geotectónica. Universidad de Granada); (KLEIN, E. (Geoprin, S. A., Alonso Cano, 85 - 28003 Madrid); MARTINEZ CATALAN, J. R. (Dpto. Geotectónica. Universidad de Salamanca); PABLO MACIA, J. G. de (Egeo, S. A. Gaztambide, 61 - 28015 Madrid)

## ANTECEDENTES

Existe un considerable número de autores que han estudiado las rocas graníticas del norte de Galicia, bien bajo aspectos parciales y localmente restringidos o bien con un carácter regionalmente más extenso, y proponiendo diversos esquemas de clasificación. Entre los trabajos más antiguos son de destacar los estudios de SCHULZ (1835), quien definió tres tipos principales que correspondían a los *granitos ordinarios*, *granitos porfídicos* y *granitos gneísicos*. Asimismo son de destacar los estudios de PARGA-PONDAL (1935, 1956, 1966) que establece diversos grupos de granitoides en función de su composición litológica, mineralogía y grado de deformación. Este autor realiza importantes observaciones sobre los tipos de enclaves, actividad filoniana y mineralización asociadas a los distintos tipos de granitoides.

De gran interés para el conocimiento de las rocas graníticas de Galicia son los traba-

jos de los geólogos holandeses de la Universidad de Leiden. Las ideas esenciales acerca de los granitoides hercínicos que se encuentran en estos trabajos se hallan expresados en Den TEX (1966), quien considera dentro del conjunto de rocas asociadas a los granitoides de este sector los siguientes grupos:

- Granitos de anatexia.
- Precursores básicos.
- Granodioritas con megacrístales.
- Granitos de dos micas.
- Granitos tardíos dominantes biotíticos.

Toda esta serie de estudios de los geólogos de la Universidad de Leiden se encuentran plasmados cartográficamente en el Mapa Geológico de Galicia Occidental bajo la supervisión de Den TEX (ARPS *et al.*, 1979).


Uno de los trabajos de mayor trascendencia en el estado de conocimiento actual de los granitos de este sector está contenido en el estudio de CAPDEVILA (1969) sobre

## LEYENDA

### SINCINEMATICOS DE EMPLAZAMIENTO RELATIVAMENTE PROFUNDO

#### DE DOS MICAS



FACIES COMUNES;  PORFIDICAS



F. PREDOMINANTEMENTE BIOTITICAS



F. HETEROGRANULARES Y HETEROGENEAS

#### INHOMOGENEOS




FACIES COMUNES



F. PREDOMINANTEMENTE BIOTITICAS


#### BIOTITICOS



FACIES COMUNES;  PORFIDICAS

### SINCINEMATICOS DE EMPLAZAMIENTO SOMERO



FACIES COMUNES;  PORFIDICAS



F. CON DOS MICAS




F. HOLOMOSCOVITICA

### POSTCINEMATICOS DE EMPLAZAMIENTO SOMERO


#### DE DOS MICAS



FACIES COMUNES;  PORFIDICAS

#### BIOTITICOS



FACIES COMUNES;  PORFIDICAS



F. CON MOSCOVITA



F. CON PORFIDISMO CONTRASTADO (matriz de grano fino-medio)

el metamorfismo y el plutonismo en Galicia Nororiental. En este estudio se establecen dos grupos fundamentales. El primero es el *grupo alcalino de las leucogranodioritas y los granitos*. Su origen es exclusivamente siálico, estando su génesis relacionada con los eventos metamórficos regionales.

El segundo grupo está integrado por las *granodioritas calcoalcalinas* y en el se incluyen las *granodioritas precoces con megacrístales* y las *granodioritas tardías en macizos circunscritos*. Los magmas que originan estas rocas son de origen siálico profundo y pueden estar parcialmente contaminados por materiales del manto superior.

Con base en estos trabajos y en los realizados por los equipos de la Universidad de Leiden, CAPDEVILA & FLOOR (1970) proponen un esquema generalizado para la clasificación de los granitoides hercínicos del noroeste de España que coincide en sus rasgos fundamentales con el esquema de CAPDEVILA (1969). Dentro de este esquema, el conjunto plutónico se encuentra dividido en dos grandes series, constituidas respectivamente por los *granitoides alcalinos de dos micas* y los *granitoides calcoalcalinos predominantemente biotíticos*.

La *serie de los granitoides alcalinos* incluye a los *granitos autóctonos*, a los *movilizados anatéticos*, a los granitos de dos micas y a los *granitos de dos micas con megacrístales*. La génesis de estos materiales está muy ligada a los procesos metamórficos regionales hercínicos que determinan la anatexia en niveles profundos del orógeno.

La *serie de las granodioritas calcoalcalinas con biotita dominante* agrupa a las *granodioritas precoces con megacrístales* y a las *granodioritas tardías en macizos circunscritos*. Estas rocas, por el contrario, no muestran ningún tipo de relaciones genéticas con los procesos anatéticos y metamórficos regionales.

Estos autores establecen unos cuadros muy completos de características y de criterios de discriminación entre las dos series en base a las propiedades macroscópicas y químicas.

El criterio de correlación entre los granitos de Galicia y los del Norte de Portugal es acometido por FLOOR *et al.* (1970), estableciéndose así la conexión con los estudios realizados por los geólogos de la Universidad de Amsterdam, cuyas ideas sobre el encuadre de los granitos de esta región dentro de la evolución regional del orógeno hercínico han sido sintetizados por OEN (1970).

Con posterioridad a estos trabajos, CAPDEVILA *et al.*, (1973) realizan un ensayo sobre la estratificación y encuadre petrogenético y geotectónico del conjunto de granitoides de la Meseta Ibérica en el que vuelven a considerarse como unidades fundamentales de las dos series previamente establecidas por CAPDEVILA y FLOOR (1970).

Los granitoides de la zona occidental de Asturias han sido estudiados fundamentalmente en sus aspectos petrológicos y geoquímicos por SUAREZ (1970), quien considera que estas rocas pueden integrarse en su conjunto en los modelos petrogenéticos previamente establecidos en el ámbito de Galicia. Esta autora, no obstante, observa que las rocas de los macizos de Boal y El Pato tienen tendencias asimilables a las de la serie de las granodioritas calcoalcalinas aunque con ciertas particularidades asimilables a las de las rocas de la serie de los granitoides alcalinos. Posteriormente, SUAREZ (1971, 1972) incluye a estos macizos en el grupo de los granitos alcalinos con megacrístales.

GIL IBARGUCHI (1979, 1982) siguiendo los criterios preexistentes en la región y con base en los trabajos de WOENSDREGT (1966) diferencia en la región de Muxía-Finisterre un conjunto asociado a la serie de los granitoides alcalinos de dos micas y otro en relación con los granitoides con biotita dominante de tendencia calcoalcalina. Este autor propone un origen anatético a partir de materiales corticales entre los que se encontrarían ortogneises, paragneises y esquistos. En el caso de los materiales calcoalcalinos, su origen también se debería a fusión de materiales corticales aunque en este caso en condiciones más anhidras y con mayor



proporción de fusión, siendo además posibles fenómenos de hibridación con materiales restíticos procedentes de los procesos de anatexia húmeda.

Aunque con interés relativo con respecto a la problemática de los granitos por centrarse en aspectos metalogenéticos, merece la pena el tener en cuenta los estudios de NESEN (1981) sobre los yacimientos de wolframio y estaño de Fontao y Santa Comba. En ellos, este autor pone de manifiesto el carácter de complejos múltiples zonados para los macizos de Varilongo, Fontao y Carboeiro, siendo la primera vez que se incide en profundidad sobre estas características en los macizos graníticos de Galicia.

También resulta de interés el estudio de GOUANVIC (1983) sobre las mineralizaciones asociadas a la Alineación granítica de Monte Neme. Este autor evidencia la asociación en un macizo de cuatro facies representadas por granodioritas biotíticas con megacristales, monzogranitos heterogéneos de dos micas, monzogranitos de dos micas porfídicos o de grano fino y granitos alcalinos de dos micas o moscovíticos. Estas facies están relacionadas entre sí a través de procesos de diferenciación que pueden ser representados a partir de un modelo simple de cristalización fraccionada. Esta asociación petrogenética considerada entra en contradicción con los esquemas precedentes en los que se propugna la independencia genética entre las granodioritas con megacristales («Serie Calcoalcalina») y los granitos de dos micas («Serie Alcalina»).

PRIEM & Den TEX (1984), con base a determinaciones isotópicas de Rb-Sr y de U-Pb en los granitoides del noroeste de la Península Ibérica, indican que existen tres episodios variscos de intrusión granítica que se sitúan en los siguientes intervalos de tiempo.

- 330-310 Ma (tardiviseense-Namuriense temprano).
- 310-300 Ma (Westfaliense).
- 290-280 Ma (tardiestefaniense-Autuniense).

Los dos primeros episodios corresponden a una serie de granitoides calcoalcalinos que han sido intruidos por un conjunto de granitos subalcalinos de dos micas, siendo estas intrusiones de carácter intercinemático. El último episodio está representado por la intrusión de una serie de macizos postcinemáticos de carácter calcoalcalino. Los datos isotópicos considerados por estos autores parecen indicar que los materiales a partir de los que se han formado estas series graníticas corresponden a secuencias metasedimentarias paleozoicas inferiores y posiblemente más antiguas.

Los trabajos cartográficos y memorias correspondientes a las hojas geológicas del proyecto MAGNA en este sector de Galicia, se han basado fundamentalmente para el estudio de las rocas graníticas en los trabajos de los geólogos de la Universidad de Leiden y en los modelos de CAPDEVILA (1969), CAPDEVILA & FLOOR (1970) y CAPDEVILA et al. (1973). Estos trabajos han sido posteriormente revisados y unificados en las hojas geológicas a escala 1:200.000 de A Coruña (BASTIDA et al., 1984), Santiago de Compostela (GONZALEZ LODEIRO et al., 1984), y Lugo (GONZALEZ LODEIRO et al., 1982). La clasificación de las unidades graníticas existentes en estas hojas de acuerdo con sus respectivos autores se encuentra esquematizada en el Cuadro I.

#### PROBLEMAS DE LOS ESQUEMAS DE CLASIFICACION PREEXISTENTES

La revisión de toda la serie de trabajos existentes sobre la problemática de las rocas graníticas de Galicia, pone de manifiesto que en la mayor parte de ellos se han tomado como base los modelos y criterios de clasificación propuestos por CAPDEVILA (1969), CAPDEVILA & FLOOR (1970) y CAPDEVILA et al. (1973), en los que se establecen las siguientes series y grupos de granitos:

Serie de los granitos alcalinos. (SERIE AL-CALINA).

Granitos de anatexia autóctonos.

Granitos de dos micas (s.s.).

Granitos de dos micas con megacrístales.

Serie de los granitoides calcoalcalinos.  
(SERIE CALCOALCALINA)

Granodioritas precoces con megacrístales y  
precursores básicos.

Granodioritas tardías postectónicas.

Este esquema de clasificación en sí mismo o con ligeras modificaciones es el más ampliamente utilizado en este ámbito geológico, y si bien es cierto que hay un número considerable de unidades plutónicas que pueden ser clasificables según este modelo, existe también un cierto número de plutones que plantean serios problemas para su integración en él.

Dentro de la Serie Calcoalcalina, en el grupo de las «Granodioritas Precoces» se presentan problemas de tipificación incluso en algunas de las unidades plutónicas estudiadas inicialmente por CAPDEVILA (1969). Así por ejemplo en el Macizo de Puebla de Parga se observa que a pesar de que la biotita predomina en las facies más características, la presencia de moscovita es generalizada en todas las rocas, e incluso en sus zonas periféricas resulta extremadamente complicada su separación de los granitos de dos micas de grano grueso del Macizo de Friol con los que presenta contactos graduales. Según CAPDEVILA (1969) la presencia de moscovita en el Macizo de Pobra de Parga sería debida a una moscovitización inducida por la intrusión de los granitos del Macizo de Friol. No obstante, en el caso de que una intrusión produjera una moscovitización tan importante sobre un cuerpo plutónico previamente emplazado, sería de esperar otra serie de cambios tales como transformaciones degradatorias sobre la biotita y la plagioclasa, que en la realidad no se observan. Tampoco se aprecia en el estudio

microscópico de estos granitos ningún tipo de recrystalización ni ninguna característica que permita suponer que la moscovita haya sido generada por la acción de causas exógenas.

Las relaciones de contacto graduales observadas entre las rocas del Macizo de Pobra de Parga y las facies de grano más grueso del Macizo de Friol podrían indicar por una parte la posibilidad de una hibridación entre granitoides que hubieran entrado en contacto en un momento en que no estuvieran aún consolidados. Este hecho posibilitaría un cierto grado de entremezcla, la formación de facies transicionales y el aporte de agua y componentes volátiles al «magma biotítico» posibilitando la cristalización de moscovita. No obstante, con los datos existentes no puede rechazarse la posibilidad de que los granitos de los macizos de Friol y de Pobra de Parga tengan una relación más estrecha y formen parte de una unidad plutónica compleja.

En el grupo de las «Granodioritas Precoces» también se presentan serios problemas con el Macizo de Pobra de San Xiao. Este macizo carece realmente de entidad como unidad plutónica ya que parte de las rocas de su extremo occidental forman parte del Macizo postectónico de Neira, mientras que los granitos de la zona oriental constituyen un plutón zonado de granitos de dos micas (Macizo de San Xoán de Muro).

Además de los casos previamente mencionados, se encuentran también facies de dos micas en otros macizos considerados tradicionalmente dentro del grupo de las «Granodioritas precoces» (Macizos de Chantada-Taboada, Meabía, Ferrol y A Silva). Todos estos hechos ponen de manifiesto las dificultades existentes para lograr una caracterización precisa de este grupo petrológico, ya que incluso en el esquema inicial de CAPDEVILA (1969) se introducen elementos confusos o «equivocos».

Con respecto a la relación de las unidades de este grupo con los procesos metamórficos regionales, a pesar de que en los esque-

mas preexistentes se mantiene la idea de una falta de conexión de estas rocas con los procesos de alto grado, puede observarse que incluso en algunos casos las «Granodioritas Precoces» pueden estar afectadas por la migmatización como en el caso del Macizo de Negreira y posiblemente en el Macizo de Finisterre. También se encuentran otros cuerpos, como el Macizo de Meabía, el Conjunto Plutónico de Viveiro y el Macizo de Castrillón en áreas migmatíticas, existiendo también rocas granodioríticas en relación con migmatitas en las unidades de Padrón y Monte Neme. Estos aspectos quedan reflejados en la (Fig. 1) en la que se aprecian las relaciones existentes entre los granitoides del Macizo de Negreira migmatizados y los granitoides inhomogéneos.



Fig. 1. Relaciones entre el granitoide biotítico porfídico de Negreira migmatizado y el granitoide inhomogéneo. Zona al N de La Baña.

Dentro de la Serie Calcoalcalina también se presentan problemas al considerar el grupo de las «Granodioritas tardías». Así, a pesar de que CAPDEVILA (1969) destaca la importancia de la ausencia de moscovita en las unidades de este grupo aparecen facies con dos micas incluso en los macizos estudiados inicialmente por este autor, como por ejemplo en las zonas orientales de los macizos de Neira y Lugo. Fuera del conjunto de plutones estudiados por aquel autor, también se encuentran numerosos plutones postectónicos con facies de dos micas o de dos micas, tales como los macizos de O Pin-

do, O Confurco, A Toxiza, Fontao y Carboeiro. En algunos de estos macizos se encuentran incluso rocas con minerales accesorios tales como berilo, topacio y granate que según los criterios de CAPDEVILA (1969) son característicos de los granitos alcalinos.

También se presentan problemas en cuanto a la caracterización de este grupo al incluir en él otra serie de macizos como los de Boal, Os Ancares, Campo de Auga y Forgoselo que aunque previamente estaban asignados a otras tipologías graníticas, en realidad han de ser incluidos dentro del grupo de los macizos postectónicos.

Otro problema, aunque de menor entidad, estriba en la asignación del término granodiorita a las rocas de estos grupos (granodioritas precoces y tardías). Esta denominación se arrastra de la utilización por CAPDEVILA de la clasificación de JOHANNSEN (1932), aunque siguiendo los criterios de la I. U. G. S. (1973) gran parte de estas unidades plutónicas están compuestas por términos graníticos, encontrándose en proporciones muy subordinadas los términos granodioríticos o más básicos. Esta objeción ha sido puesta con anterioridad de manifiesto por PABLO MACIA (1981) y BARREIRA et al. (1982), habiendo sido eliminados los términos «Granodioritas precoces» y «Granodioritas tardías» en la nomenclatura de los mapas 1:200.000 de A Coruña, Lugo y Santiago de Compostela.

En la serie de los «granitos alcalinos» también se encuentran diversos problemas en los distintos grupos de granitos que la integran. Así, en el grupo de los granitos de anatexia autóctonos se encuentran unidades predominantemente biotíticas con moscovita secundaria y que pueden incluir enclaves de precursores básicos como en el caso del Conjunto granitoide inhomogéneo de Camariñas. También se plantea la duda sobre si algunos de estos cuerpos corresponden en realidad a productos de anatexia «in situ» o a la entremezcla de magmas graníticos de origen más profundo emplazados en niveles catazonales y productos migmatíticos autóctonos.

En el grupo de los granitos de dos micas (s.s.) se encuentran así mismo una considerable serie de anomalías con respecto a las características idealizadas asignadas a este grupo en los modelos vigentes. Así, se puede observar la presencia de enclaves microgranudos y de precursores básicos en algunos cuerpos plutónicos claramente integrados en este grupo, como en el Macizo de Friol (Fig. 2).



Fig. 2. Enclaves microgranudos estirados en el granito de dos micas de Friol. Corte en la carretera. Madrid-Coruña, Km 542.

Otro de los hechos considerados tradicionalmente como característicos de este grupo granítico, como es la ausencia de metamorfismo de contacto relacionado con su emplazamiento, también se ha revelado como inexacto, ya que con mayor o menor intensidad, se encuentran fenómenos de metamorfismo de contacto en relación con diversos macizos graníticos en los que aparte de otras recrystalizaciones se observa neoforación de andalucita. Entre estos casos se encuentran los macizos de Hombreiro, Espenuca, Muros y Xiador.

Otros problemas que surgen con respecto a algunos de estos plutones están relacionados por su asociación con cuerpos de «Granodioritas precoces» como en el caso del Macizo de Friol, que se ha referido previamente. También, aunque con distintas relaciones de contacto, se encuentran asociaciones entre el granito moscovítico-biotítico del Macizo do Orro y el granito biotítico del Macizo de A Silva («Granodio-

rita de A Coruña»). Aunque en este caso las relaciones de contacto entre ambos son de carácter neto, las características y la geometría de la asociación sugieren la posibilidad de que estas unidades formen parte de un complejo plutónico, con la consiguiente existencia de relaciones genéticas entre ellas.

En el grupo de los granitos de dos micas con megacrístales, las dificultades que se presentan son considerables ya que realmente representa una asociación en la que se han incluido una serie de plutones que no encajaban en los restantes grupo del modelo debido a que presentan características transicionales entre ellos. Así, en este grupo han sido incluidos macizos postectónicos como los de O Confurco, Boal y Forgoselo, macizos sintectónicos de dos micas como los de A Ruña y Varilongo o macizos sintectónicos biotíticos («Granodioritas precoces») como Finisterre. Un claro ejemplo de los problemas que se presentan al considerar a los plutones de este grupo está representado por el Macizo de Boal que tiene en parte características de la Serie Calcoalcalina, como son la presencia de enclaves microgranudos, asociación con diques de pórfido, facies porfídicas con megacrístales zonados de feldespato potásico y producción de un intenso metamorfismo de contacto, y características de la Serie Alcalina, como son la presencia de dos micas, presencia de minerales como turmalina, topacio y berilo y asociación con mineralizaciones de wolframio.

La presencia de estos plutones con características intermedias, así como los inconvenientes que supone para estos esquemas petrogenéticos la existencia de macizos postectónicos de dos micas, ha sido el principal condicionante de la creación de este grupo, que realmente carece de coherencia.

Toda la serie de observaciones consideradas ponen de manifiesto que las clasificaciones y modelos petrogenéticos existentes para el plutonismo granítico hercínico de este sector de Galicia presentan serios problemas en algunos de sus aspectos funda-

mentales. Estos problemas afectan tanto a la caracterización de los grupos establecidos como a la real individualización de las dos series graníticas propuestas, y la aplicación de estos esquemas lleva en ocasiones a resultados ambiguos o contradictorios que incluso llegan a trascender al modelo petrogenético propuesto. Estos hechos hacen considerar que tanto estos criterios de clasificación como el esquema petrogenético existente han de ser modificados con objeto de que se ajusten de una forma más precisa a las características del plutonismo granítico hercínico de este sector del Macizo Hespérico.

#### ESQUEMA DE CLASIFICACION PROPUUESTO

Teniendo en cuenta toda la serie de limitaciones observadas en la aplicación de los criterios de clasificación preexistentes y tras la realización de un estudio exhaustivo y sistemático de las características de afloramiento, estructurales y litológicas de los plutones graníticos del sector estudiado, se ha considerado la conveniencia de establecer un nuevo esquema de clasificación que permita la definición de unos grupos graníticos más coherentes.

En este trabajo se ha optado por realizar una clasificación en la que no se consideran como base de partida cuestiones sobre la génesis de estos granitoides. En esta classifica-

ción se han utilizado exclusivamente criterios basados en las relaciones con los materiales encajantes, las relaciones con respecto a los principales eventos deformativos hercínicos y las características petrológico-mineralógicas de las facies principales de las distintas unidades plutónicas.

Los grupos establecidos mediante la utilización de estos criterios no representan más que un esquema simplificado del espectro de granitoides preexistentes, aunque en ellos se subsanan los problemas que presentan algunos cuerpos plutónicos complejos, que según los esquemas de clasificación vigentes estarían compuestos por granitos de génesis independientes. Asimismo, desaparecen los problemas planteados por los plutones de características híbridas y de difícil asignación a alguna de las dos series graníticas definidas.

A pesar de que la clasificación propuesta presenta coincidencias en algunos aspectos con las preexistentes, existen notables variaciones en los criterios de agrupamiento, en el significado de los grupos y en la nomenclatura. Por otra parte, esta clasificación no pretende ser un sustituto de los esquemas vigentes, sino conseguir una caracterización sencilla de los granitoides de este ámbito geológico en base a las características más directamente observables de las diferentes unidades plutónicas.

Con base en todas estas consideraciones, se han establecido los siguientes grupos

— GRUPO I	Granitoides sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo.	Granitoides biotíticos Granitos de dos micas Granitoides inhomogéneos
— GRUPO II	Granitoides sincinemáticos de emplazamiento somero.	
— GRUPO III	Granitoides postcinemáticos de emplazamiento somero.	Granitoides biotíticos Granitoides biotíticos-anfibólicos. Granitoides de dos micas.

Esta clasificación asimismo tiene una serie de problemas y limitaciones. Entre las limitaciones hay que considerar el hecho de que en los distintos grupos principales existen plutones complejos, integrados por distintas facies litológicas que en ocasiones presentan diferencias mineralógicas. Asimismo, la subdivisión de estos grupos en base a su composición mineralógica no presenta más trascendencia que la de ofrecer una caracterización más compleja de las unidades plutónicas, aunque con relativa frecuencia esta caracterización es imprecisa debido a la existencia de tipos transicionales o de varias facies con diferencias mineralógicas en cada unidad plutónica.

La clasificación correspondiente a las unidades plutónicas existentes en este sector de Galicia está esquematizada en el Cuadro 2. Los afloramientos de estas unidades figuran en los mapas adjuntos (Fig. 3 y 4) en los que también se encuentra la cartografía de las facies principales.

A continuación se expresa un resumen de las características principales de estos grupos.

En el grupo de los *granitoides sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo* se incluyen los «granitos de anatexia autóctonos», gran parte de los «granitos alcalinos de dos micas» y parte de las «granodioritas precoces» de las clasificaciones previas.

Este conjunto de masas plutónicas se caracteriza por estar afectado por las deformaciones de la segunda o la tercera fase hercínica y por encontrarse emplazados en condiciones relativamente profundas, asimilables a las de los tipos meso o catazonales en el sentido de BUDDINGTON (1959), aunque con carácter restringido algunos de estos plutones pueden estar parcialmente emplazados en niveles más superficiales (Macizo de Chantada-Taboada). Estos materiales plutónicos pueden estar afectados por los procesos de migmatización o interrelacionados con ellos y sus relaciones de contacto con las rocas encajantes pueden ser bastante complejas.

En este grupo pueden establecerse tres subgrupos que corresponden a los granitoides biotíticos, granitos de dos micas y granitoides inhomogéneos. Asimismo hay que admitir la posibilidad de la existencia de cuerpos compuestos, como se ha indicado en el caso de los macizos de Friol y Pobra de Parga.

El grupo de los *granitoides sincinemáticos de emplazamiento somero* reúne a una serie de unidades de características muy variadas que son transicionales entre las del grupo anterior y las de los macizos postectónicos. Este hecho es el determinante de que en el estén representados plutones que proceden de diversos grupos de las clasificaciones existentes («granodioritas precoces», «granitos de dos micas» o «granodioritas tardías»). Estos plutones presentan en general afloramientos de formas elipsoidales con elongaciones subconcordantes con las estructuras regionales y se encuentran bien circunscritos. No obstante, en estos casos el control estructural no es tan marcado como en el grupo precedente, siendo un caso ilustrativo sobre este particular el Macizo de A Ruña.

Toda esta serie de plutones tienen en común una serie de caracteres que evidencian que se trata de intrusiones poco profundas en condiciones epizonales, independientemente del grado metamórfico de los materiales encajantes, y están afectados por la tercera fase deformativa.

Bajo el punto de vista litológico en este grupo se incluyen términos que fluctúan desde granodioritas biotíticas a granitos holomoscovíticos, no siendo infrecuentes las variaciones de facies en un mismo macizo, que a veces definen zonaciones o se encuentran en relación con procesos de intrusión múltiples y constituyendo complejos (macizos de A Silva, Orro y Monticaño).

No es raro encontrar en estos plutones la presencia de facies marginales con texturas de enfriamiento rápido (macizos de Penedo Gordo, Cabo Prior) que son un claro indicador de condiciones de emplazamiento poco profundas. Asimismo es más frecuente la

aparición de facies con tonalidades rosadas en los feldespatos y el desarrollo de fenómenos de episienitización que son raros en los granitoides de emplazamiento más profundo. También es más frecuente la aparición de diques de pórfido asociables a estas intrusiones. No se han observado en ninguna de estas unidades fenómenos de interrelación con los procesos de migmatización.

El grupo de los *granitoides postcinemáticos de emplazamiento somero* incluye a todas las «granodioritas postectónicas» y a gran parte de los «granitos de dos micas con megacrístales» (granitos G3 de CAPDEVILA, 1969).

Todos los plutones pertenecientes a este grupo corresponden a intrusiones de carácter epizonal y su emplazamiento se ha realizado con posterioridad a la tercera fase deformativa hercínica. Composicionalmente se encuentran desde tipos cuarzodioríticos o excepcionalmente gabroídeos, que son muy escasos, a tipos granodioríticos y graníticos, que son los más comunes. Con respecto a la mineralogía fundamental no cuarzofeldespática se encuentran desde variedades de dos micas (macizos de Boal, O Confurco) a biotítico anfibólicas (Macizo de Estaca de Bares) e incluso con piroxeno en los términos más básicos (Conjunto plutónico de Tapia-Salave). Los plutones de este grupo pueden presentar un notable grado de variabilidad litológica, que a escala de una misma unidad plutónica se puede manifestar en forma de una distribución zonal de las facies (O Confurco, Lugo, O Pindo...) o en forma de plutones compuestos o complejos (Neira, Fontao, Carboeiro).

En los plutones pertenecientes a este grupo pueden encontrarse con relativa frecuencia facies con coloración rosácea más o menos intensa de los feldespatos, facies marginales de enfriamiento rápido, episienitizaciones y asociación más frecuente con diques de pórfidos. No obstante, la relación con estos últimos diques debe de interpretarse con precaución ya que con relativa frecuencia, su procedencia no pudo establecer-

se con seguridad. También resulta característico de estos macizos su tendencia a constituir afloramientos bien circunscritos con contactos netos y con formas frecuentemente circulares o elípticas.

Otra característica tanto de estos plutones como de los sincinemáticos de emplazamiento somero, es el hecho de que las aureolas de metamorfismo de contacto pueden alcanzar desarrollos mayores de las de los granitos más profundos. Estos últimos a pesar de producir metamorfismo de contacto (Hombreiro, Espenuca, Xiador, Muros, Pobra de Parga), nunca llegan a producir los efectos observados en relación con los macizos de Estaca de Bares, Castroverde, Boal y Forgoselo.

Dentro de este grupo pueden establecerse en función de las características mineralógicas tres subgrupos, correspondientes a granitoides biotíticos, granitoides biotíticos-anfibólicos y granitoides de dos micas. En algunos casos, como, por ejemplo, en el Macizo de O Pindo, se presentan problemas por encontrarse facies con diferencias en la composición mineralógica, lo que determina la inclusión en una unidad plutónica de tipos litológicos pertenecientes a dos subgrupos litológicos distintos. No obstante, este problema es meramente formal debido a que estos subgrupos carecen de significación genética.

## CARACTERÍSTICAS DEFORMATIVAS DE LOS GRANITOIDES

Los macizos graníticos del Noroeste Peninsular presentan unas relaciones muy variadas con la tectogénesis, lo que es producto en primer lugar del momento de su emplazamiento con referencia a las fases de deformación. Otros factores como la existencia de bandas con diferentes intensidades de deformación, alternando con otras sin deformación apreciable, o las condiciones de presión y temperatura en las que esta se produjo, contribuyen a enriquecer la variedad

de respuestas de los materiales graníticos a los esfuerzos orogénicos.

En este trabajo se adopta un modelo que incluye tres fases principales de deformación hercínica, con un comportamiento de los materiales a menudo dúctil o en la transición frágil-dúctil y una cuarta tardihercínica fundamentalmente frágil. La primera fase (F1) dio lugar a la formación de pliegues tumbados y a una equistosidad S1. La segunda fase (F2) se asocia a zonas de cizalla dúctil subhorizontales y a cabalgamientos dirigidos hacia el E. y genera una segunda equistosidad S2 que a menudo oblitera a la primera. La tercera fase (F3) produjo pliegues longitudinales de plano axial subvertical y localmente una equistosidad de crenulación S3. A esta fase se asocian zonas de cizalla subverticales contemporáneas al plegamiento (IGLESIAS & CHOUKROUNE 1980, GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1982). Finalmente, la fase de fracturación tardihercínica se asocia a fallas, a menudo de desgarre que en su mayoría pueden agruparse en dos sistemas conjugados que corresponden a un acortamiento en dirección N-S (PARGA 1969, ARTHAUD & MATTE 1977).

Este modelo es el más ampliamente aceptado en la actualidad en este ámbito geológico y sus fundamentos han sido principalmente establecidos por MARCOS (1973), BASTIDA Y PULGAR (1978), MARTINEZ CATALAN (1980) y MARQUINEZ (1984).

Hecha esta breve introducción sobre el modelo tectónico adoptado en este trabajo, a continuación se efectúa una revisión sobre los principales aspectos en los que estos eventos deformativos afectan a los cuerpos plutónicos de los distintos grupos establecidos.

Los macizos pertenecientes al grupo de los granitoides sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo se encuentran siempre afectados con distinta intensidad por las deformaciones de la segunda o la tercera fase. Entre ellos, los que muestran unas evidencias más claras de estar deforma-

dos por la segunda fase son los macizos de Sarria y de Santa Eulalia de Pena, observándose también deformaciones menos intensas asociables a esta fase en los macizos de Monseibán y Román.

La estructuración de estos macizos está relacionada con el desplazamiento del Manto de Mondoñedo, y dependiendo de la proximidad a la base del manto, puede manifestarse en la generación de superficies de cizalla y equistosidad como en el caso del Macizo de Sarria (Fig. 5).

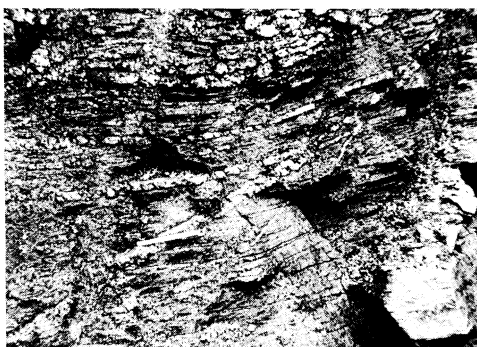


Fig. 5. Esquistosidad de fase 2 afectando a los granitos de dos micas del Macizo de Sarria. Zona próxima al vértice de Páramo.

Otros plutones de este grupo (macizos de Hombreiro, Muras y Conjunto Plutónico de Viveiro) están afectados por la deformación asociada a la falla de Viveiro, cuyo funcionamiento según MARTINEZ CATALAN (1981) se sitúa temporalmente entre la segunda y tercera fase. Esta falla también afecta a los macizos de Sarria y Santa Eulalia de Pena, generando en la zona occidental de este último una fábrica planolinear cortada por estrechas zonas de cizalla de componente normal.

El resto de los macizos de emplazamiento relativamente profundo se encuentran variablemente deformados por la acción de las diferentes zonas de cizalla asociadas a la tercera fase. Dependiendo de la proximidad de estas zonas de cizalla se aprecian en los granitos texturas que varían desde gneíscas miloníticas a débilmente orientadas, apre-



ciándose fuertes variaciones incluso a nivel de un mismo macizo granítico. Un claro ejemplo sobre este particular está constituido por los macizos de Espenuca y Chantada-Taboada en los que se aprecia un fuerte aumento en la intensidad de la deformación de Oeste a Este.

Los granitoides inhomogéneos están asimismo afectados por la tercera fase deformativa. Ocasionalmente, en alguna de las inyecciones graníticas en los metasedimentos de las zonas de Punta Langosteira y en la Playa de Caión se identifica una esquistosidad concordante con la de los metasedimentos que está plegada por la tercera fase hercínica. Esto sugiere la posibilidad de que granitoides procedentes de una migmatización «in situ» o inyecciones relacionadas con la Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico da Meda, se emplazaran en estadios tardíos de la segunda fase. No obstante, la presencia de granitoides inhomogéneos muy débilmente deformados es bastante común, lo que pone de manifiesto que los procesos de migmatización se han extendido hasta episodios muy tardíos de la tercera fase.

Toda la serie de características deformativas de los granitoides de este grupo evidencia que su emplazamiento tuvo lugar en una etapa que abarca desde un período sincrónico con la segunda fase hasta momentos tardíos de la tercera fase.

Los granitoides sincinemáticos de emplazamiento somero están siempre afectados por las deformaciones de la tercera fase no habiéndose observado en ninguno de los casos estructuras relacionables con la segunda fase. Estos granitoides constituyen macizos bien circunscritos, cuya elongación en la mayor parte de los casos es subconcordante con las estructuras internas, aunque existen excepciones como la del Macizo de A Ruña en el que el eje mayor del afloramiento es transversal a la orientación de los granitoides y a las estructuras regionales de la tercera fase.

La deformación de estos macizos graníti-

cos se registra con intensidad variable y a menudo se manifiesta en la generación de una esquistosidad con buzamientos subverticales que puede estar acompañada por superficies de cizalla que también tienen buzamientos subverticales. Estas deformaciones se encuentran en relación con los corredores de cizalla de componente subhorizontal asociadas a los desgarres de la tercera fase hercínica y la intensidad de la deformación es proporcional a la proximidad a estos corredores.

En el caso del Macizo de Penedo Gordo, la deformación es atribuible al funcionamiento de La Falla de Viveiro que determina (localmente) la formación de bandas de cizalla de espesor centimétrico (Fig. 6).



Fig. 6. Bandas de cizalla (bandas oscuras) centimétricas atribuibles al funcionamiento de la Falla de Viveiro. Granito de Penedo Gordo.

En el Macizo de A Silva se encuentran en la parte meridional estructuras de cizalla de bajo ángulo que posiblemente son debidas al amoldamiento de estos granitoides a los gabros del Macizo de Monte Castelo.

El período de emplazamiento de los granitoides de este grupo en función de estas observaciones estaría comprendido entre la etapa de funcionamiento de la Falla de Viveiro y etapas muy tardías de la tercera fase en las que se verificaría la intrusión de los granitos de Carnés, A Ruña y Orro.

Finalmente, el emplazamiento de las unidades plutónicas postcinemáticas se verifica con posterioridad al desarrollo de la ter-

cera fase, cortando estos granitos a todas las estructuras principales hercínicas.

#### RELACION DE LOS GRANITOIDES CON LAS MINERALIZACIONES DE W-Sn y Au-As-(Ag)

Aunque se encuentra un gran número de referencias y de trabajos monográficos sobre las mineralizaciones de W-Sn en Galicia, sólo existen contadas publicaciones que tratan esta problemática con carácter general (YPMA 1966, SCHERMERHORN 1981). En esta serie de trabajos existe un consenso bastante generalizado acerca de la relación genética de las mineralizaciones de Sn y W con los granitos de dos micas de la «serie alcalina» («secuencia migmatítica»).

Según se ha visto previamente, esta asignación puede resultar confusa ya que existen diversos tipos de granitos de dos micas, pero las opiniones de la mayor parte de los autores, en especial las relacionadas con la escuela de Leiden, se refieren casi exclusivamente a los granitos de dos micas que en este trabajo se incluyen en el grupo de los granitoides sincinemáticos de emplazamiento profundo. Los granitos postcinemáticos no se mencionan casi nunca en relación con estas mineralizaciones (YPMA 1966), no obstante, CAPDEVILA (1969) llama la atención sobre el papel que pueden desempeñar en las mineralizaciones los granitos de dos micas porfídicos, entre los que este autor considera a los macizos de Confurco, Varilongo y Forgoselo.

Las observaciones realizadas en este trabajo llevan a unas conclusiones diferentes. Así, en el reconocimiento de 17 áreas con mineralizaciones de W y Sn centradas sobre una unidad granítica determinada, se observa que en 11 casos de mineralización está total o parcialmente enclavada sobre unidades graníticas sincinemáticas o postcinemáticas de emplazamiento somero. Sólo en 7 ocasiones se asocia a unidades plutónicas de emplazamiento profundo, y como veremos

más adelante, únicamente alguna de estas 7 unidades se puede considerar con una probabilidad razonable relacionada genéticamente con las mineralizaciones.

Entre las unidades graníticas postcinemáticas se encuentran mineralizaciones importantes en relación con los macizos de Boal, Fontao, Carboeiro y O Confurco. Otros macizos postcinemáticos a los que se asocian mineralizaciones de Sn y W son los de O Pindo y Traba, siendo de especial interés el caso de este último por ser un granito exclusivamente biotítico.

En los granitoides sincinemáticos de emplazamiento somero se encuentran mineralizaciones en explotación en relación con el Macizo de Varilongo, existiendo también indicios mineros asociados al Complejo granítico de A Coruña.

Los principales yacimientos asociables con unidades plutónicas de emplazamiento profundo están representadas por las minas de Monte Neme y San Finx, pero incluso en estos dos casos resulta problemática la relación entre las mineralizaciones y los granitoides.

Con respecto a las mineralizaciones de Monte Neme, GOUANVIC (1983) pone de manifiesto que estos granitos no constituyen más que el encajante de los filones que están asociados a un endogranito no aflorante. Para el caso de las minas de San Finx, la situación es verosímilmente análoga, ya que los filones mineralizados son discordantes con las estructuras de los granitoides inhomogéneos. Estos filones posiblemente se encuentran en relación con el vecino macizo postcinemático de O Confurco.

Aparte de estos casos existen otra serie de indicios menores que a menudo se presentan como filones no deformados y cortantes a las estructuras regionales, que muy posiblemente se asocian a intrusiones no aflorantes de granitoides más tardíos.

La serie de observaciones realizadas pone de manifiesto que las ideas vigentes acerca de las relaciones que existe entre los granitos alcalinos de dos micas de los esquemas

preexistentes y las mineralizaciones de W y Sn son inexactos, ya que al menos en este sector, las unidades más representativas de este tipo de granitos (granitoides de dos micas sincinemáticos de emplazamiento profundo) no se relacionan con mineralizaciones significativas. Por el contrario, se encuentran mineralizaciones asociadas con granitoides biotíticos tradicionalmente incluidos en la «Serie Calcoalcalina» (Macizo de Traba), con granitoides de características transicionales (O Confurco, O Pindo y Boal) o con complejos plutónicos de los que forman parte unidades previamente consideradas como «Granodioritas Precoces» (Complejo Granítico de A Coruña).

Con respecto a otro grupo importante de mineralizaciones como son las de As-Au-(Ag), existen notables problemas en cuanto al establecimiento de sus relaciones con los diversos grupos de granitoides. Estos problemas derivan por una parte de la escasez de datos sobre gran parte de los indicios de esta naturaleza y por otra de la gran diversidad de granitoides con los que se encuentran especialmente asociados. Estas circunstancias determinan que resulte difícil llegar a conclusiones válidas sobre las relaciones genéticas entre estas mineralizaciones y los granitoides.

En la zona estudiada las mineralizaciones primarias de Au son casi exclusivamente de tipo filoniano, con cuarzo como principal componente de la ganga y arsenopirita como mena predominante. Los indicios mineros de mayor interés corresponden a los macizos de O Ferrol, Espenuca, Baio, Alineación granítica de Barbeito-Monte Neme-Pico da Meda y conjunto plutónico de Tápia-Salave.

Las asociaciones encontradas, ponen de manifiesto que este tipo de mineralizaciones aparece en relación con unidades graníticas de diferentes tipos, desde granitoides de emplazamiento profundo (biotíticos o moscovíticos) a granitoides postcinemáticos. Una característica de gran interés de estas mineralizaciones lo constituye el hecho de

que muy frecuentemente, se concentran en zonas alargadas subconcordantes con las estructuras hercínicas mayores y que corresponden en parte a corredores de cizallamiento dúctil de fase 3, como por ejemplo la de Puente deume, descrita por GOUANVIC et al. (1983). Este hecho sugiere que estas bandas constituyen metalotectos tectónicos, aunque se desconoce por el momento si la relación entre estas mineralizaciones y las cizallas es de índole muy directa.

Las observaciones de GOUANVIC (1983) sobre la morfología de los filones auríferos de Corcoesto indican que al menos en este caso (en la Alineación Barbeito-Monte Neme-Pico da Meda), la mineralización guarda una relación directa con el cizallamiento, existiendo según este autor una cierta contemporaneidad entre ambos procesos.

En otra línea de observaciones, a pesar de que estas mineralizaciones se asocian con diversos tipos de granitoides, son las que cuentan con un mayor número de indicios en relación directa con los granitoides sincinemáticos de emplazamiento profundo.

## CONCLUSIONES

Como resultado de una minuciosa revisión de las clasificaciones preexistentes y del estudio sistemático de las unidades plutónicas de este sector, se pone de manifiesto que una parte de los criterios de clasificación previamente empleados conduce a resultados imprecisos o equívocos. Así, pueden encontrarse granitos de dos micas estrechamente relacionadas con granitoides biotíticos de la «Serie Calcoalcalina» y plutones con características intermedias entre las de la «Serie Alcalina» y la «Serie Calcoalcalina» o compuestos por facies asociables a cada una de estas series. También entre otros problemas presentados por los esquemas preexistentes se puede destacar la existencia de granitos posttectónicos de dos micas, la relación de procesos de migmatización re-

gionales con granitoides precoces de la «Serie Calcoalcalina» y la presencia de mineralizaciones de W y Sn asociadas con plutones postcinemáticos, algunos de los cuales también pertenecerían claramente a dicha serie.

Todos estos hechos indican que los modelos previos sobre el plutonismo granítico en este sector deben ser reconsiderados, y que los mecanismos genéticos propuestos para la formación de las dos series, difícilmente pueden explicar las asociaciones encontradas entre los distintos tipos de granitos y la existencia de tipos intermedios.

Como alternativa a estas clasificaciones se ha utilizado en estos trabajos un esquema simple, basado en el nivel de emplazamiento de las unidades plutónicas y en su relación con los eventos deformativos. Este esquema de clasificación carece de implicaciones genéticas y las subdivisiones establecidas en él se han realizado exclusivamente en base a características petrológico-mineralógico-

cas. Una limitación a este esquema lo constituye la presencia de unidades plutónicas complejas cuya posición dentro del mismo tiene que establecerse de forma más precisa. Asimismo queda por determinar si algunas unidades plutónicas (Macizos de Friol y Pobra de Parga) pueden estar agrupadas en complejos.

Por último merece la pena el destacar que a partir de las observaciones realizadas sobre la relación entre los tipos plutónicos y las mineralizaciones, se pone de manifiesto que las ideas existentes hasta ahora sobre este aspecto tienen notables imprecisiones, ya que se ha subestimado la importancia de los granitoides de dos micas de emplazamiento somero sin y postcinemáticos a los que se asocia un importante número de mineralizaciones de W y Sn.

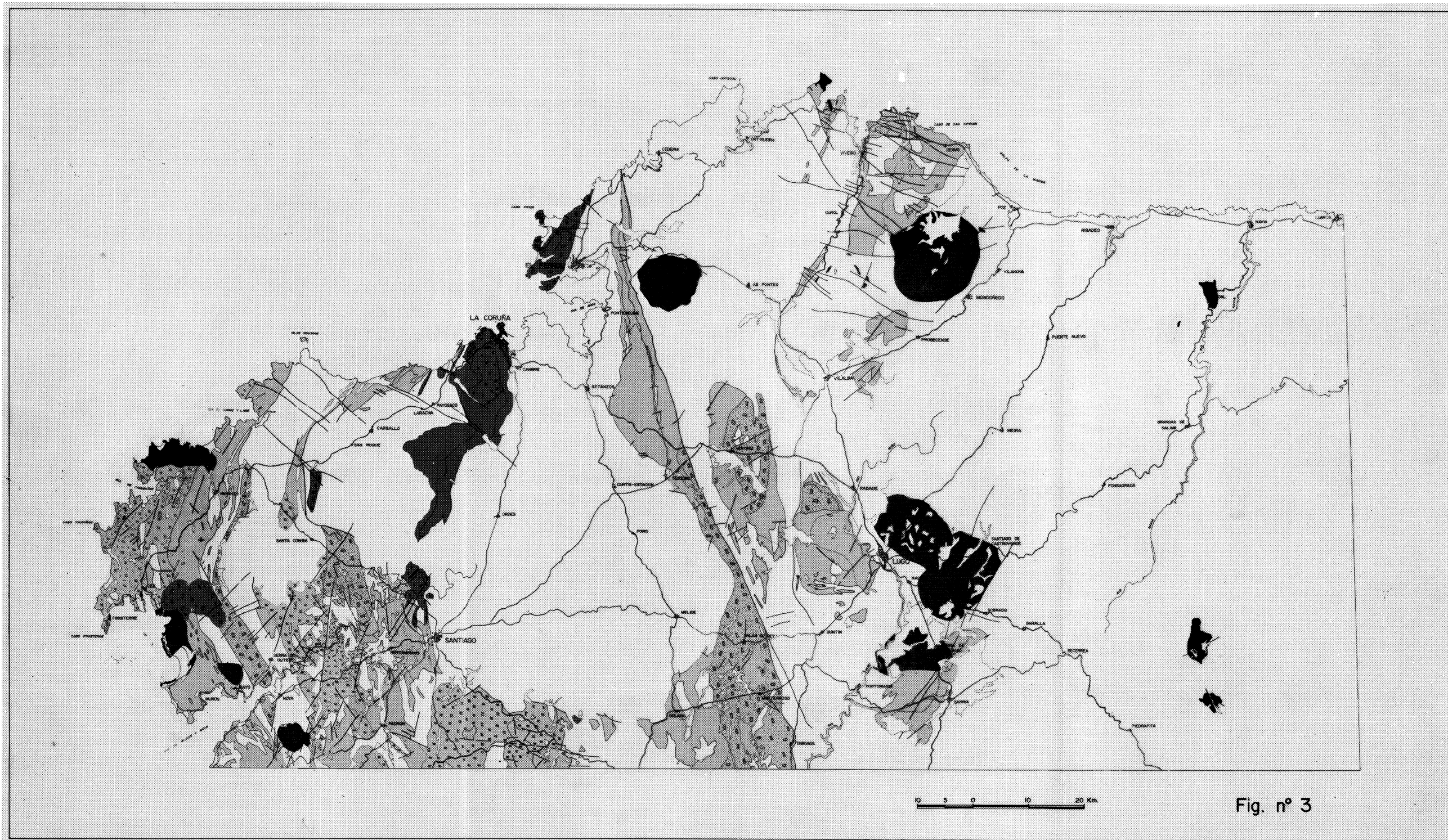
*Recibido, 22-XI-86*

*Admitido, 20-XII-86*

## BIBLIOGRAFIA

- ARPS, C. E. S.; BUISKOOL TOXOPEUS, J. M. A.; CALSTEREN, P. V. C. van; FLOOR, P.; HILGEN, J. D.; KEASBERRY, E. J.; KONING, H.; KUIPER, R. P.; MINNIGH, L. D.; TEX, E. den (supervisor), (1979). Geological Map of Western Galicia (sheets). Published by the research group «Galicia», Departament of Petrology, Mineralogy and Crystallography, State University of Leiden.
- ARTHAUD, F.; MATTE, Ph. (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. Am. Bull.* 88, 1305-1320.
- BARRERA, J. L.; BELLIDO, J. G.; PABLO MACIA, J. G. de; ARPS, C. E. S.; (1982). Evolución petrológico geoquímica de los granitoides hercínicos del NO. gallego. *Cuad. Lab. Xeol.* 3, 21-52.
- BASTIDA, F.; PULGAR, J. A. (1978). La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España) *Trab. de Geol.*, 10, 75-124.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARQUINEZ, J.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; PEREZ ESTAUN, A.; PULGAR, J. A. (1984). La Coruña (1). Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. I. G. M. E.
- BUDDINGTON, A. F. (1959). Granite emplacement with special reference to North America. *Geol. Soc. Am. Bull.* 70, 671-747.
- CAPDEVILA, R. (1969). Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW. de l'Espagne). Thèse Univ. Montpellier; 430 pp.
- CAPDEVILA, R.; FLOOR, P. (1970). Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. y Min.*, 81 (2-3), 215-225.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G.; FLOOR, P. (1973). Les granitoides varisques de la Meseta ibérique. *Bull. Soc. géol. France*, 15 (3-4), 209-228.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J.; OEN, I. S. (1970). Essai de correlación de quelques granites hercyniens de la Galice et du Nord du Portugal. *Bol. Geol. y Min.*, 81 (2-3), 242-244.
- GIL IBARGUCHI, J. I. (1979). Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxía-Finisterre (NW. España). Tesis Univ. Autónoma de Barcelona, 267 pp.
- GIL IBARGUCHI, J. I. (1982). Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxía-Finisterre (NW. España). *Corpus Geologicum Gallaeciae*, 2.ª Serie, I; 253 pp.









- GONZALEZ LODEIRO, F.; HERNANDEZ URROZ, J.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; PABLO MACIA, J. G. de, (1982). Lugo (8). Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, I. G. M. E.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; HERNANDEZ URROZ, J.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; NAVAL, A.; ORTEGA, E.; PABLO MACIA, J. G. de (1984). Santiago de Compostela (7). Mapa Geológico de España, E. 1:200.000 I. G. M. E.
- GOUANVIC, Y. (1983). Métallognèse à tungstène-étain et or dans le linéament granitique de Monténème (Nord-Ouest Galice, Espagne): Un exemple d'évolution dans une zone de cisaillement ductile hercynienne. Thèse 3ième cycle, Lab. Pétrologie Structurale et Métallogénie, Université de Nancy I; 249 pp.
- GOUANVIC, Y.; COURRIOUX, G.; OVEJERO, G. (1983). Contrôle structural de la repartition des indices d'or filoniens du nordouest de la Péninsule Ibérique. *Cuad. Geolog. Ibérica*, 7, 353-367.
- IGLESIAS, M.; CHOUKROUNE, P. (1980). Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2, 63-68.
- IUGS SUBCOMMISSION ON THE SYSTEMATICS OF IGNEOUS ROCKS (1973). Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations. *N. Jb. f. Miner. Mb.*, 4, 149-164.
- JOHANNSEN, A. (1932). A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. II. Univ. of Chicago Press, Chicago.
- MARCOS, A. (1973). Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW. de España). *Trab. de Geol.* 6, 1-113.
- MARQUINEZ, J. L. (1984). La geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW. de España). *Mem. del I. G. M. E.*, n° 100, 231, pp.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1980). L'apparition du chevauchement basal de la nappe de Mondoñedo dans le Dôme de Lugo (Galicia, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris.*, 290 (D), 179-182.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1985). Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geol. Gall.* 2.ª Serie; 291 pp.
- NESEN, G. (1981). Le modèle exogranite-endogranite à stockscheider et la métallogénèse Sn-W. Etude des gisements de Fontao et Santa Comba (Galice-Espagne). Thèse 3ème cycle, Lab. Géol. régionale-Pétrologie structurale, Université de Nancy I; 327 pp.
- OEN, I. S. (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. y Min.*, 76 (2-3), 271-298.
- PABLO MACIA, J. G. de (1981). Contribución a la correlación y síntesis de los granitos gallegos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, (1), 51-55.
- PARGA, J. R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage*, 37, 1-15.
- PARGA PONDAL, I. (1935). Ensayo de clasificación cronológica de los granitos gallegos. *Anais. Fac. Cienc. Porto*, 20, 50-60.
- PARGA PONDAL, I. (1956). Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña. *Leidse Geol. Med.*, 21, 467-484.
- PARGA PONDAL, I. (1966). Datos geológico-petrográficos de la provincia de La Coruña. En: *Estudio agrobiológico de la provincia de La Coruña*, editado por Inst. de Invest. Geológicas, Edafológicas y Agrobiológicas de Galicia. Artes Gráficas de Faro de Vigo, S. A., Vigo; 1-46.
- PRIEM, H. N. A.; TEX, E. den, (1984). Tracing crustal evolution in the NW. Iberia Península through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Paleozoic granitoids: a review. *Phys. Earth Planetary Interiors*, 35, 121-130.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1981). Framework and evolution of Hercynian mineralization in the Iberian Meseta. *Leidse Geol. Med.* 52 (1), 23-56.
- SCHULZ, G. (1835). Descripción geognóstica del Reyno de Galicia. Gráficas Reunidas, S. A., Madrid, 176 pp.
- SUAREZ, O. (1970). Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona Occidental Astur-Leonesa (NW. de España). Tesis Univ. de Salamanca, 284 pp.
- SUAREZ, O. (1971). Estudio petrológico del plutón de Boal (Asturias, NW. de España). *Studia Geológica*, 2, 93-113.
- SUAREZ, O. (1972). Petrología del stock granítico de «El Pato» (Asturias, NW. de España). *Studia Geológica*, 3, 119-129.
- TEX, E. den, (1966). Aperçu pétrologique et structurale de la Galice cristalline. *Leidse Geol. Med.* 36, 211-222.
- WOENSDREGT, C. F. (1966). Informe preliminar sobre los estudios de la petrografía del extremo occidental de Galicia. *Leidse Geol. Med.* 36, 261-278.
- YPMA, P. J. M. (1966). Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia occidental (España). *Leidse Geol. Med.*, 36, 279-291.

## CUADRO I

## Clasificación asignada a los afloramientos graníticos en las Hojas 1:200.000

HOJA DE LUGO N. 8	HOJA DE SANTIAGO DE COMPOSTELA N. 7	HOJA DE LA CORUÑA N. 1
<b>GRANITOIDES PRECOCES</b>	<b>GRANITOIDES PRECOCES</b>	<b>GRANITOIDES CON TENDENCIA CALCOALCALINA Y BIOTITA DOMINANTE DEFORMADOS</b>
— Chantada-Taboada	— Granodiorita de Baio	— Granodioritas de A Coruña-O Ferrol.
— A Coruña	— Granodiorita de Negreira.	— Granodiorita de Pontedeume-Valdoviño.
— Pobra de Parga	— Granodiorita de A Coruña.	— Granodiorita de Viveiro.
— S. Eulalia de Pena	— Granito de Finisterre	
<b>GRANITOS DE DOS MICAS</b>	<b>GRANITOS DE DOS MICAS</b>	<b>GRANITOIDES DE DOS MICAS CON TENDENCIA ALCALINA</b>
— A Coruña	— Granito tipo Gándara	A) GRANITOS DE DOS MICAS
— Friol	— Granitos tipo Laxe-Dumbría.	— Leucogranitos de A Coruña.
— Espenuca	— Granitos tipo Muros-Padrón	— Granito de O Barqueiro.
— Hombreiro	— Granito de Barbeito	— Granito de Muras.
— Palas de Rei	— Granito de Banza	— Granito de Muras
— Sarria	— Granito de Barbeito	— Granito de S. Cibrán (S. Ciprián)
— Palas de Rei	— Granito de Monte Neme	— Granito de Penedo Gordo
— La Golada	— Granito de Pico da Meda	— Granito de Monseibán
— Román	— Granito de Vilardoá	
— Fontao	— Granito tipo Niñáns	B) GRANITOS DE DOS MICAS CON MEGACRISTALES
	— Granito tipo Carnés	— Granito de Forgoselo
	— Granito de A Ruña	
	— Granito de Muxía	
	— Granito de Vilardoá	
	— Granito de Varilongo	
	— Granito tipo Santiago	
	<b>GRANITOS INHOMOGENEOS</b>	
	<b>GRANITOS MUY MOSCOVITICOS</b>	



# GRANITOS TARDIOS

- Lugo
- Castroverde
- Neira
- Granito de Confurco

# GRANITOS POSTCINE- MATICOS

- Granito de Traba
- Granito de O Pindo
- Granito de Pando
- Macizo de A Toxiza

# GRANITOIDES CON TENDENCIA CALCOALCALINA Y BIOTITA DOMINANTE POCO O NADA DE- FORMADOS

- Macizo de Estaca de Bares
- Granodioritas de Cabo Prior

## CUADRO II

### Clasificación de las unidades plutónicas

#### I. Unidades sincinemáticas de emplazamiento profundo.

##### I A) Unidades compuestas principalmente por granitos moscovítico-biotíticos.

- Macizo de SAN CIBRAN (San Ciprián)
- Conjunto granítico de O BARQUEIRO-A MOA
- Macizo de MURAS
- Macizo de MONSEIBAN
- Macizo de ROMAN
- Macizo de HOMBREIRO
- Macizo de SARRIA
- Macizo de SAN XOAN DE MURO
- Conjunto granítico de FRIOL
- Macizo de ESPENUCA
- Conjunto granítico de GOLADA-PALAS DE REI
- Macizo de VILARDOA
- Conjunto granítico de SANTIAGO
- Conjunto granítico de PADRON
- Conjunto granítico de XIADOR
- Alineación granítica de BARBEITO-MONTE NEME-PICO DA MEDA
- Macizo de BANZA
- Alineación granítica de LAXE-DUMBRIA-MUROS-BARBANZA

##### I B) Unidades de los conjuntos granitoides inhomogéneos

- Conjunto granitoide inhomogéneo de A ESTRADA
- Conjunto granitoide inhomogéneo de MONTE FREITO
- Conjunto granitoide inhomogéneo de CAMARIÑAS

##### I C) Unidades compuestas principalmente por granitoides predominantemente biotíticos

- Conjunto plutónico de VIVEIRO
- Conjunto granítico de XISTRAL
- Macizo de SANTA EULALIA DE PENA
- Macizo de POBRA DE PARGA
- Macizo de CHANTADA-TABOADA
- Macizo de MEABIA
- Macizo de NEGREIRA
- Macizo de BAIO
- Macizo de MUXIA
- Macizo de FINISTERRE

## CUADRO II (Cont.)

### II. Unidades sincinemáticas de emplazamiento relativamente somero

- Macizo de PENEDO GORDO
- Macizo de O FERROL
- Macizo de CABO PRIOR
- Complejo granítico de A CORUÑA
- Conjunto granítico de VILARDOA
- Conjunto granítico de CARNES
- Macizo de A RUÑA
- Macizo de VARILONGO

### III. Unidades postcinemáticas de emplazamiento relativamente somero

#### III A) Unidades compuestas principalmente por granitos moscovíticos-biotíticos

- Macizo de BOAL
- Macizo de EL PATO
- Macizo de OS ANCARES
- Macizo de CAMPO DE AUGA
- Macizo de FORGOSELO
- Macizo de FONTAO Y CARBOEIRO
- Macizo de O CONFURCO

#### III B) Unidades compuestas principalmente por granitoides predominantemente biotíticos

- Macizo de A TOXIZA
- Macizo de LUGO
- Macizo de CASTROVERDE
- Macizo de NEIRA
- Macizo de TRABA
- Macizo de O PINDO

#### III C) Unidades con granitoides biotítico-anfibólicos

- Conjunto plutónico de TAPIA-SALAVE
- Macizo de ESTACA DE BARES



## La evolución metamórfica de la Unidad de Santiago, NW de España

### The metamorphic evolution of the Santiago Unit, NW Spain

DIAZ-GARCIA, F.

La Unidad de Santiago se sitúa en la base de una gran unidad alóctona constituida por rocas básicas y ultrabásicas de carácter ofiolítico. Está compuesta por neises (de edad Ordovícica), esquistos albiticos, micaesquistos y anfibolitas.

Esta unidad ha sido afectada por dos metamorfismos de diferentes características termobáricas, entre los cuales se desarrolla una fase de deformación, caracterizada por una importante deformación por cizalla, que es la responsable del emplazamiento de la unidad y de los materiales superiores (Complejo de Ordes) Ordenes, en su posición actual.

El primer metamorfismo, posee características de un gradiente de alta presión y baja temperatura, que evoluciona desde la facies de los esquistos glaucofánicos hasta la facies de las anfibolitas epidóticas, la cual se alcanza al principio de la segunda fase. Durante el posterior desarrollo de esta segunda fase, existe una retrogradación a facies de los esquistos verdes con abundante formación de clorita. El segundo metamorfismo tiene lugar simultáneamente con la tercera fase; posee un carácter más local y corresponde a un metamorfismo de tipo térmico que se halla en relación con las intrusiones ígneas que se sitúan principalmente en el borde externo de esta unidad.

Si comparamos la evolución del metamorfismo en la Unidad de Santiago y en la Unidad de Malpica-Tui, parece que estas dos unidades hayan sufrido una historia metamórfica similar en cuanto al primer metamorfismo, alcanzándose en la Unidad de Santiago condiciones inferiores de presión y temperatura.

**Palabras clave:** (esquistos de albita-granate, esquistos máficos, alóctonos metamorfismo HP-LT).

The Santiago Unit is located at the base of a big, mainly ophiolitic, allochthonous unit and is composed by Ordovician alkaline gneiss, feldespatic schists and mafic schists.

This unit has undergone two metamorphisms, which show different termobaric features. Both metamorphisms were separated by an important deformation phase, with shear induced microstructures. It corresponds with the emplace-

ment of this thrust unit and upper materials (Ordenes Complec), into its actual position.

The first metamorphism, had characteristics of a high P. low T. and ranges from blue-schist to epidote-amphibolite facies at the beginning of the second deformation phase. During the development of the latest stages of this phase, there were taken an overprinting of this metamorphism by a green schist one with clorite supplied.

The second metamorphism was developed mainly during the third deformation phase, and belong to a high T. low P. facies series. This is more locally developed around granitic intrusions.

Metamorphic evolution in the Santiago unit and Malpica-Tui unit, seems to be alike, but Santiago unit has reached lower P.-T. conditions than the other unit.

**Key words:** (Garnet-albite schists, mafic schists, allochthonous, HP-LT metamorphism).

DIEZ GARCIA, F. (Universidad de Oviedo. Fac. de Ciencias. c/ Arias de Velasco, s/n 33005 OVIEDO))

## INTRODUCCION

La Unidad de Santiago (Fig. 1), está constituida por un conjunto de materiales, que forman una asociación litológica característica, que la hacen en la mayor parte de las ocasiones facilmente diferenciable de los esquistos y migmatitas que se sitúan al W y

S de ella, y que constituyen el Dominio Esquistoso de Galicia Media-Tras-os-Montes (FARIAS et al., 1986). Esta unidad está compuesta (Fig. 2), por neises de tendencia

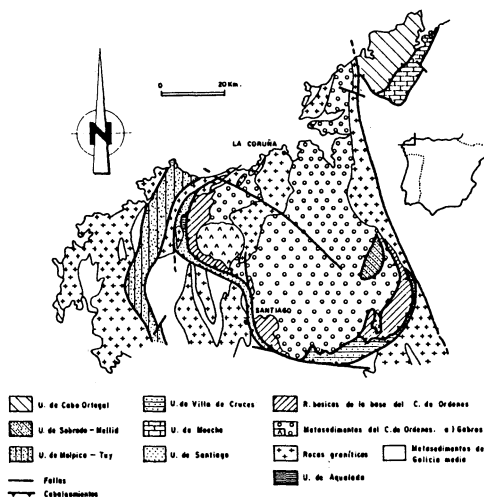


Fig. 1. Esquema de situación de las unidades en el N.W. de España, a partir de MARTINEZ CATALAN et al 1984 ligeramente modificado.

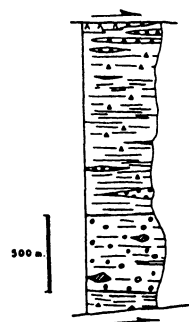


Fig. 2. COLUMNA LITOSTRATIGRAFICA DE LA UNIDAD DE SANTIAGO

Esq. con porfiroblastos de albita	Anfibolitas granatíferas
Cuarzo-esquistos	Neises
Anfibolitas	Limbas

alcalina (Neis de Santiago), de edad ordovícica (según GARCIA GARZON et al. 1981). Sobre estos neises se sitúan esquistos con porfiroblastos de albita y granate, cuarzo-esquistos y en ocasiones niveles de neises similares a los de Santiago. En la parte superior e intercalados con los esquistos, existen bandas de anfibolitas de color verde oscuro, bien foliadas, con texturas predominante-

mente porfiroblásticas y en menores ocasiones con un ligero bandeo composicional. Dentro de estas rocas metabásicas, existen en ocasiones delgados niveles de neises leucocráticos. En más pequeñas cantidades, existen inclusiones de anfibolitas granatíferas, en los Neises de Santiago, que afloran como lentejones de tamaño métrico rodeados por la foliación.

El límite inferior de esta unidad se sitúa, en la mayor parte del recorrido, en la base del neis de Santiago o en una posición inferior, conservándose algunos metros de esquistos por debajo de este; en la parte Norte de la unidad, el límite Oeste viene dado por una falla normal, que la pone en contacto con rocas graníticas y migmatíticas. El límite superior lo constituyen en la mayor parte del trazado, las rocas básicas que ocupan la parte inferior del Complejo de Ordenes (Ordes) el cual se superpone a la Unidad de Santiago. La única excepción es la unidad alóctona de Agualada, que ocupa una posición intermedia entre ambas unidades (DÍAZ-GARCÍA 1986).

La Unidad de Santiago, presenta a grandes rasgos una geometría lenticular a escala cartográfica, existiendo una mayor anchura en las inmediaciones de Agualada. Esta unidad sufre un estrechamiento progresivo hacia el Norte, donde es intruida por los granitos de dos micas, que constituyen el macizo de Monte Neme llegando a la costa solamente los Neises de Santiago, los cuales aparecen incluidos dentro de los granitos a la altura del pueblo de Caión. Hacia el Sur esta unidad también sufre un estrechamiento progresivo, hasta el punto de que en el área situada al Este de Bembibre, los materiales metasedimentarios del Complejo de Ordenes (Ordes) se apoyan tectónicamente sobre el Neis de Santiago.

Más hacia el Sur, donde esta unidad vuelve a tomar una dirección N-S, mantiene un espesor muy pequeño hasta que al Sur de Santiago de Compostela, el Neis de Santiago es cortado por las rocas básicas que ocupan la parte inferior del Complejo de Ordenes (Ordes).

Fueron varios los autores que estudiaron esta unidad en diferentes áreas a lo largo del borde W del Complejo de Ordenes (Ordes); entre ellos cabe citar a WARNAARS (1967), quien denomina a los materiales pertenecientes a esta unidad como el «Complejo de Santiago», para los que pone de manifiesto la existencia de un metamorfismo epizonal o en facies de los esquistos verdes. VAN ZUUREN (1969), estudia esta unidad en las cercanías de Santiago de Compostela, y la delimita tectónicamente de los metasedimentos pertenecientes al Complejo de Ordenes (Ordes).

Posteriormente ALONSO y GONZÁLEZ (1981, 1982), establecieron la cartografía de esta unidad en su parte N y pusieron de manifiesto la existencia de posibles retroeclogitas incluidas dentro del Neis de Santiago, las cuales afloran en una localidad situada al W del pueblo de Castriz. Por otra parte, los anteriores autores correlacionaron los materiales de esta unidad con los del Sinclinal de Ceán-Razo, pertenecientes a la Unidad de Malpica-Tui (ORTEGA y GIL IBARGUCHI, 1983).

Más recientemente, diversos autores (GONZÁLEZ LODERO et al., 1982, 1984, MARTÍNEZ CATALAN et al., 1984), estudiaron esta unidad a la que denominaron Unidad de Santiago, estableciendo una correlación de acuerdo con criterios de orden metamórfico, litoestratigráfico y estructural con la parte N de la Unidad de Malpica-Tui.

En cuanto a la deformación, la Unidad de Santiago presenta una esquistosidad bien desarrollada. En los esquistos se observa de un modo claro, que ésta pertenece a la segunda fase de formación, ya que en las muestras menos deformadas es frecuente encontrar una esquistosidad anterior crenulada, a la que se denominará S1. Esta esquistosidad S1, está en la mayoría de los casos transpuesta por la S2, encontrándose solo escasas evidencias de su existencia. Entre estas evidencias pueden citarse arcos poligonales e inclusiones orientadas dentro de blastos de albita y granate. El aspecto más

frecuente de la segunda fase, es una «schistosity» bien desarrollada con una compartimentación en dominios cuarzosos y micáceos, exagerados en ocasiones como resultado de la existencia de venas de cuarzo anteriores a la S2. En los últimos estadios, o posteriormente al desarrollo de la fase 2, tiene lugar la formación de cizallas de espaciado variable, las cuales poseen una amplia distribución en toda la unidad.

Posteriormente tiene lugar, aunque de un modo menos penetrativo, el desarrollo de pliegues y crenulaciones de tercera fase de deformación. Los micropliegues de las crenulaciones presentan formas abiertas y plano axial subvertical. Algunas de las estructuras de tercera fase se manifiestan a escala cartográfica.

Por último, tiene lugar el desarrollo de fallas subverticales de gran importancia que constituyen en ocasiones los límites de la unidad.

Paralelamente al desarrollo de esta deformación, la unidad sufre un metamorfismo que será el objeto principal de este trabajo. Posteriormente, tiene lugar el desarrollo de un metamorfismo asociado claramente con el desarrollo de migmatitas y rocas graníticas que presentan un carácter más local.

## DESCRIPCION PETROGRAFICA

### *Los metasedimentos*

Los esquistos son los materiales más comunes en la Unidad de Santiago, no habiéndose encontrado en ellos una diferente repartición de los minerales índice, con excepción de los que están en relación con el metamorfismo térmico.

Estos materiales están compuestos principalmente por cuarzo, moscovita, clorita, albíta y granate; como accesorios cloritoide, turmalina y apatito.

Las micas blancas presentan una extensa secuencia microestructural por lo que se han distinguido tres tipos:

Moscovita A. Se considera dentro de este grupo a micas de pequeño tamaño, que se encuentran incluidas en porfiroblastos de albíta y granate definiendo una esquistosidad S1, y a las micas que aparecen deformadas por micropliegues que a menudo se encuentran como relictos en las rocas. La mayoría de los análisis de este grupo caen dentro del campo de los esquistos glaucofánicos (ver Tabla I y Fig. 3).

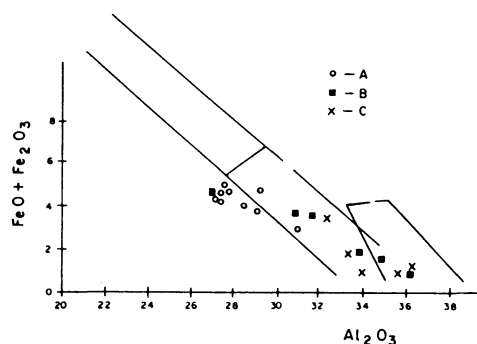


Fig. 3. Proyección de los tres tipos de micas blancas en el diagrama de MIYASHIRO 1973.

Moscovita B. Estas micas son de mayor tamaño y las más abundantes dentro de las rocas; definen junto con el cuarzo la esquistosidad S2 y tienen abundantes evidencias de deformación.

Moscovita C. Las micas correspondientes a este tipo, son de mayor tamaño y menos abundantes que las anteriores. Presentan una disposición no orientada y son posteriores a la esquistosidad S2.

Granate. Es el mineral de más alto grado y se encuentra ampliamente distribuido en toda la unidad. Se han distinguido varios tipos:

Los granates de tipo I, son de pequeño tamaño y aspecto turbio e idiomorfo. Dado su tamaño es difícil establecer las relaciones con la deformación; sin embargo, en ocasiones se encuentran fracturados y con colas de presión en relación con la segunda fase de deformación. Por otra parte estos granates

TABLA I

N.º AN	8B	5B	2B	1B	13C	14C	15C	19C	57B	59A	60A	61B	64C	68A	70A	72A	73A	74A	75A
Na <sub>2</sub> O	0,76	1,52	1,27	1,80	1,08	1,38	1,81	1,89	0,75	0,74	0,44	0,91	1,07	0,67	0,44	0,56	0,02	0,46	0,41
MgO	1,82	0,87	0,97	0,50	1,04	0,82	0,59	0,45	1,45	2,41	2,83	2,61	1,18	2,40	2,27	2,73	1,42	2,53	2,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,14	34,85	34,06	36,19	33,53	34,01	35,90	36,39	31,74	27,68	27,27	27,00	32,30	27,70	29,69	29,09	31,34	27,88	27,34
SiO <sub>2</sub>	48,48	46,44	46,10	45,66	46,44	45,98	45,66	45,14	46,35	48,18	49,63	49,05	46,59	49,02	50,20	50,58	47,15	49,95	48,90
K <sub>2</sub> O	9,19	8,83	9,01	8,33	9,04	8,63	8,36	8,58	10,27	9,95	10,42	10,67	10,31	10,39	10,40	10,51	9,79	10,68	10,04
CaO	0,21	0,01	0,13	0,14	0,05	0,06	0,12	0	0,05	0,06	0,04	0,01	0,02	0,03	0,08	0,10	0,01	0,08	0,07
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,24	0,23	0,26	0,26	0,34	0,25	0,19	0,24	0,29	0,38	0,28	0,61	0,31	0,16	0,41	0,43	0,27	23,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	0	0	0	0,05	0	0	0,02	0	0	0,01	0,16
MnO	0	0	0,14	0	0	0	0	0	0,03	0	0,02	0	0	0,07	0,08	0	0,10	0	0
Fet	1,94	1,43	1,72	1,80	1,77	1,49	1,00	0,98	3,73	4,79	4,26	4,51	3,45	4,38	3,95	4,79	3,78	4,95	4,79
H <sub>2</sub> O	4,46	4,48	4,44	4,48	4,42	4,41	4,47	4,46	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
TOTAL	98,32	98,67	98,07	98,34	97,61	97,22	98,16	98,08	94,94	94,36	95,73	95,32	95,70	95,08	97,47	98,79	95,19	96,84	94,37

están incluidos en blastos de albita que a su vez está deformados por la fase 2, por lo que su edad es como mínimo pre-fase 2.

Los granates de tipo II, son de mayor tamaño y aunque en las partes más cuarzosas tienen algunas formas esqueléticas. Por lo general son subidiomorfos, con numerosas inclusiones alineadas y menos frecuentemente crenulaciones poco evolucionadas de segunda fase, de modo que situamos el crecimiento de este mineral en los primeros estadios de la segunda fase de deformación, estando fuertemente deformados en los siguientes estadios.

Ambos tipos de granate se excluyen entre sí, aunque los dos se encuentran en esquistos albiticos. El tipo II se encuentra en ocasiones relacionado con cloritoide, lo cual, nunca ocurre con el tipo I.

Estos dos tipos presentan composiciones químicas diferentes, así los granates I son espesartíticos en el centro y hacia el borde evolucionan a granates almandínicos. Los granates II son almandínicos.

Todos los granates I analizados sistemáticamente en el borde y centro muestran de un modo general un zonado composicional que consiste en una variación decreciente para el MnO y CaO y creciente en MgO y Fe total (Fig. 4). Los análisis realizados a lo lar-

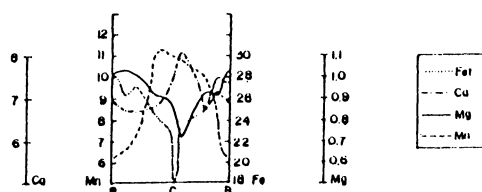


Fig. 4. Perfiles composicionales de un granate de tipo I.

go de algunos granates, muestran unos perfiles composicionales que reflejan igualmente esta variación anteriormente descrita.

Plagioclase. Este es un mineral muy abundante que se encuentra concentrado en niveles métricos en toda la unidad dando lugar a esquistos plagioclásicos. Son porfiro-

blastos xenomorfos, en los que es frecuente encontrar dentro numerosas inclusiones de moscovita A, cuarzo, granate I, epidota y en menor cantidad, inclusiones de rutilo y turmalina. Estas inclusiones minerales están generalmente alineadas marcando una esquistosidad S1, la cual en ocasiones se encuentra suavemente crenulada. Esta esquistosidad no tiene sin embargo continuidad con el exterior ya que estos cristales se encuentran fuertemente deformados por la segunda fase. De este modo situamos el crecimiento de las plagioclasas en los estadios iniciales del desarrollo de la segunda fase.

Las plagioclasas son albitas, con un contenido medio en An = 3.5 % y Or = 1 %.

Clorita. Se encuentra generalmente asociada a las microestructuras de cizalla que se originan al final de la segunda fase de deformación y que suponen una fuerte retrogradación en los esquistos.

Cloritoide. Se encuentra escasamente, y está relacionado siempre con esquistos que tienen granate del tipo II. Este mineral está deformado por la segunda fase.

En las proximidades de las rocas graníticas, se desarrolla un metamorfismo térmico que lleva asociado un crecimiento de biotita, que presenta un tamaño medio a grueso y se dispone según los planos axiales de la tercera fase, o formando diferentes ángulos con ellos; sin embargo, este mineral no se observa formando la S1 o S2, quizás porque está retrogradado completamente a clorita. La andalucita, se encuentra en grandes cantidades, con escasos signos de deformación. Menos frecuentemente, se desarrolla estaurolita. Este metamorfismo proporciona a la roca una pérdida en la orientación dimensional de los constituyentes y un aumento del tamaño del grano, sobre todo del cuarzo. La edad de este metamorfismo es simultánea a la fase 3.

### Las anfíbolitas

Las bandas de anfíbolitas que se encuentran intercaladas en los esquistos y princi-



palmente en la parte superior de la serie, presentando una asociación común («Common Assemblage» de LAIRD y ALBEE 1981) que se compone de: anfíbol, albíta, epidota, opacos, clorita, granate, cuarzo y no presentan minerales de origen primario. Tienen una foliación bien desarrollada que corresponde a la segunda fase de deformación, la cual está marcada fundamentalmente por anfíboles prismáticos, minerales de pequeño tamaño (epidotas y opacos) y plagioclasas elongadas (Fig. 5).



Fig. 5. Anfibolita con textura blastoporfídica. Blastos de albíta sin S2.

**Anfíbol.** Constituye el componente fundamental de la roca; tiene un color verde azulado, posee una deformación escasa por lo que son generalmente miméticos. Son anfíboles cálcicos del tipo ferrohornblenda y ferrohornblenda tschermarkítica.

**Plagioclasea.** Es el segundo mineral en importancia y se presenta en dos tamaños: como porfiroblastos y como cristales de pequeño tamaño. Los porfiroblastos son xenomorfos, tienen gran cantidad de inclusiones de epidota, anfíbol y opacos y en menor proporción granate y cuarzo. Los minerales de tamaño más pequeño están, junto con epidota, distribuidos por toda la roca o formando un ligero bandeo.

Las inclusiones de los porfiroblastos de plagioclasea están alineadas marcando una esquistosidad que es más o menos continua con la exterior S2. En otras ocasiones están formando crenulaciones con diferente grado

de desarrollo y sin continuidad con el exterior. Los blastos se encuentran aplastados por esta segunda fase de deformación. La edad de la plagioclasea y el anfíbol se podría fijar por tanto como simultánea a la segunda fase.

Los análisis químicos de las plagioclasas, muestran que estas son del tipo albíta con An 2.5. Solo se ha encontrado un mineral cuyo contenido en An es más variable oscilando entre el 1 % y el 26 %, sin que muestre ningún tipo de zonación, por lo que se debe de tratar de una peristerita.

Los minerales del grupo de la epidota se hallan ampliamente repartidos por toda la roca.

La clorita se encuentra en cantidades muy escasas relacionadas con cizallas o fracturas relativamente tardías.

### *Las anfibolitas granatíferas*

Las anfibolitas incluidas dentro del Neis de Santiago, afloran como lentejones métricos rodeados por la foliación. Están compuestos de anfíbol, plagioclasea, granate, ilmenita, epidota, esfena, clorita, biotita, rutilo. Las partes centrales de estos cuerpos están indeformadas y poseen texturas granoblásticas inequigranulares (Fig. 6). Los cristales de plagioclasea son poiquilíticos, de tipo andesina (An = 38 %). Los anfíboles

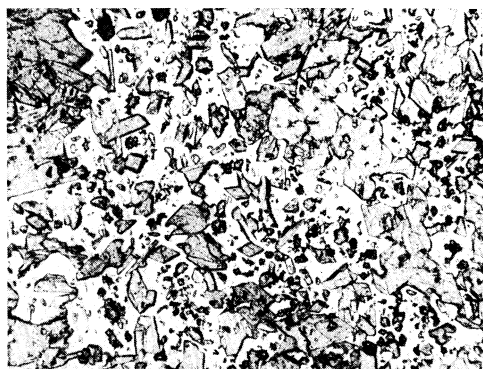


Fig. 6. Anfibolita granatífera. Textura granoblástica inequigranular.

son de menor tamaño, generalmente idiomorfos y tienen una disposición al azar. Estos minerales presentan una zonación óptica que se refleja por un cambio en el color verde claro en el centro a verde más oscuro en el borde. Este zonado óptico, se refleja también químicamente (Tabla II), así, el contenido en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  es ligeramente superior en el borde (10.72), que en el centro (9.60), lo cual, apunta hacia un crecimiento del anfíbol bajo condiciones progradadas de P. y T. (LAIRD y ALBEE 1981). Los colores más oscuros que presentan estos anfíboles en los bordes pueden explicarse debido a un diferente contenido en  $\text{TiO}_2$ , ya que éste es el doble para el borde (0.35) que para el centro (0.18). Este componente es el responsable del cambio de color en los anfíboles, tal y como explican ROBBINS y STRENS (1972), siempre que el Ti entre en la fórmula del anfíbol en una proporción inferior a 0.075 (tal y como ocurre en estos anfíboles).

El granate aparece en cristales de pequeño tamaño en cantidades a veces importantes. Son granates almandínicos.

La ilmenita, también es un mineral abundante y presenta estructuras en atolón retrogradándose a esfena.

En las muestras donde la deformación es intensa, aumenta la cantidad de epidota de manera considerable y se observa una foliación marcada por anfíboles de pequeño tamaño e incoloros que posiblemente son del tipo actinolítico, y las plagioclasas están elongadas.

## EL METAMORFISMO. DISCUSION

De la breve descripción anterior, se puede concluir que los materiales de la Unidad de Santiago fueron afectados por metamorfismos de diferentes características que están separados por una intensa fase de deformación. Esta fase lleva asociada una importante deformación por cizalla que es la responsable del emplazamiento de la Unidad de Santiago y de los materiales en su posición

actual, a la vez que lleva asociada una importante retrogradación.

En los esquistos, el primer metamorfismo viene reflejado por las siguientes paragénesis:

En un estadio anterior a la fase 2: cuarzo-moscovita A-granate I-albita.

Las paragénesis desarrolladas en los primeros estadios de la segunda fase: cuarzo-moscovita B-albita-granate II y cuarzo-moscovita B-granate II-cloritoide.

Posteriormente, durante el desarrollo de la segunda fase y de las superficies de microcizalla, tiene lugar el crecimiento de clorita en cantidades abundantes, obteniéndose entonces paragénesis con carácter retrogradante del tipo: cuarzo-moscovita-clorita y cuarzo-moscovita-clorita-sericita.

La zonación descrita en los granates I es el similar a la descrita por BANNO 1964, (en MIYASHIRO 1973), para granate en esquistos que sufrieron un metamorfismo de alta presión. Sin embargo, MULLER y SCHNEIDER (1971) sugieren una mayor cautela en la interpretación de este tipo de zonaciones. Así, estos autores no encuentran una relación tan clara entre el tipo bárico del metamorfismo y la distribución de MnO en los granates. Más recientemente, RAUMER y SCHAWANDER (1985), en una región con metamorfismo tipo Barrow, establecen una evolución decreciente de núcleo a borde para el MnO, a la vez que aumenta el FeO y MgO. De acuerdo con TRZCIENSKI (1977), los anteriores autores explican este tipo de zonaciones por un fuerte fraccionamiento del MnO en las primeras etapas de crecimiento, cuando el granate se forma a partir de moscovita y clorita, según una secuencia térmica del tipo:  $\text{TMn} < \text{T-Fe} < \text{TMg}$ , tal y como explican THOMPSON et al. (1977).

La variación en el contenido en CaO en los granates I, se puede interpretar de una manera más sencilla como debida al enriquecimiento en An de las plagioclasas y por tanto empobrecimiento en el granate (asumiendo de una manera lógica que las demás

TABLA II. Análisis de anfiboles de las anfibolitas granatíferas, C = centro y B = borde

N.º Anál.	3.C	6.B	7.B	9.C	10.B	11.B	12.C	13.C	16.C	17.C	18.B	19.C	20.C	21.B
SiO <sub>2</sub>	47,76	44,83	43,64	47,57	44,83	46,98	47,09	48,23	48,32	49,47	42,59	47,95	48,04	46,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,83	12,26	12,25	10,91	10,73	9,72	9,99	10,52	9,98	6,51	13,43	9,36	9,13	9,87
FeO	16,81	10,81	11,66	13,05	11,10	9,98	11,27	14	14,54	11,18	14,48	12,98	13,46	14,15
F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	7,86	7,09	4,27	7,39	9,24	6,32	3,17	4,48	7,59	3,97	6,30	4,43	3,46
MgO	11,86	9,85	9,11	11,37	9,57	11,21	11,58	11,82	11,26	12,13	7,88	11,52	11,94	10,27
MnO	0,13	0,42	0,28	0,32	0,42	0,30	0,26	0,10	0,40	0,36	0,50	0,51	0,35	0,28
TiO <sub>2</sub>	0	0,42	0,28	0,31	0,20	0,30	0,15	0,24	0,16	0,13	0,44	0,17	0,11	0,48
CaO	9,18	11,36	10,99	9,31	10,83	10,28	9,16	9,32	8,43	10,35	11,52	8,44	8,71	12,01
Na <sub>2</sub>	1,06	1,30	1,35	0,79	1,13	1,12	1,03	0,63	0,87	1,01	1,31	1,03	0,74	1,10
K <sub>2</sub>	0,24	0,25	0,40	0,21	0,33	0,32	0,27	0,28	0,12	0,07	0,36	0,24	0,20	0,10
SUMA	98,48	99,37	97,06	98,11	96,53	99,46	97,12	98,32	98,56	98,80	96,49	98,50	97,11	98,34
Si	6,87	6,50	6,50	6,89	6,69	6,76	6,89	6,96	6,99	7,15	6,43	6,95	7,04	6,83
Al <sub>4</sub>	1,12	1,49	1,49	1,10	1,30	1,23	1,10	1,03	1	0,84	1,56	1,04	0,96	1,16
Al <sub>6</sub>	0,07	0,60	0,65	0,75	0,57	0,41	0,61	0,75	0,70	0,26	0,82	0,56	0,61	0,54
Ti	0	0,04	0,31	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,05
Fe <sub>3</sub> +	0,67	0,85	0,79	0,46	0,83	1	0,69	0,34	0,48	0,82	0,45	0,68	0,45	0,38
Mg	2,54	2,12	2,02	2,45	2,12	2,40	2,52	2,54	2,43	2,61	1,77	2,49	2,60	2,24
Fe <sub>2</sub> +	1,07	1,31	1,45	1,28	1,38	1,13	1,14	1,32	1,36	1,28	1,83	1,24	1,27	1,73
Fe <sub>2</sub> -	0,27	0,05	0,03	0,29	0,05	0,06	0,23	0,36	0,39	0,06	0,06	0,33	0,37	0,03
Mn	0,01	0	0	0,03	0	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0	0,06	0,04	0
Ca	1,41	1,76	1,75	1,44	1,73	1,58	1,43	1,44	1,30	1,60	1,86	1,31	1,36	1,89
NaM <sub>4</sub>	0,29	0,23	0,24	0,22	0,26	0,31	0,29	0,17	0,24	0,28	0,13	0,28	0,21	0,11
Na A	0	0,13	0,14	0	0,05	0	0	0	0	0	0,25	0	0	0,22
K	0,04	0,04	0,07	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,02	0,01	0,07	0,04	0,04	0,01

fases, p. e. epidota, solo incrementarían el contenido en An de las plagioclasas) tal y como explica GRAWFORD (1977).

En base a las paragénesis anteriores y a las características particulares de los minerales que las componen, se puede deducir la existencia de un metamorfismo progrado, cuyo climax, se alcanzaría al principio de la segunda fase de deformación. Los diferentes tipos de micas parecen responder a una evolución prograda desde el campo de los esquistos glaucofánicos hasta el campo de los esquistos verdes (zona del granate) o condiciones superiores.

En cuanto a las rocas metabásicas que se encuentran intercaladas en los esquistos, las paragénesis que presentan son las siguientes: hornblenda-albita-epidota y hornblenda-albita-epidota-ilmenita-clorita. Y menos frecuentemente: hornblenda-albita-epidota-oligoclasa.

Estas paragénesis descritas anteriormente nos sitúan de una manera clara en las facies de las anfibolitas epidóticas, tal y como definieron ESCOLA (1939) y MIYASHIRO (1973), o, la denominada por otros autores Zona de Transición entre facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas (FYFE y TURNER 1966, MOODY et al. 1983).

El campo de estabilidad de estas facies o zona de transición, ha sido bien delimitada por varios autores recientemente. Así, las facies en que coexisten hornblenda y albita quedan restringidas a una pequeña región P. y T.  $FO_2$  con gradientes de presión media o alta, tal como proponen APTED y LIOU (1983), LIOU et al. (1974) y MARUYAMA et al. (1983).

En cuanto a las anfibolitas granatíferas, presentan paragénesis que nos sitúan claramente en las facies de las anfibolitas: hornblenda tsch., andesina, almandino y magnesio, hornblenda, andesina, ilmenita.

Las anfibolitas granatíferas poseen una especial importancia para la interpretación del metamorfismo de la Unidad de Santiago. Así, estas rocas fueron interpretadas como retroeclogitas por ALONSO y GONZA-

LEZ (1982) y MARTINEZ CATALAN et al. (1984), en base a la comparación con rocas similares en varios aspectos de la Unidad de Malpica-Tui. Sin embargo, por los datos anteriormente expuestos y si consideramos la zonación a menudo observada en los anfíboles de estas rocas, como un registro de las condiciones metamórficas cambiantes (HOLLAND y RICHARDSON 1979) parece que estas rocas hayan sufrido un metamorfismo progresivo (tal como se puede deducir del zonado óptico y químico) y que no hayan alcanzado nunca paragénesis eclogíticas.

Por lo tanto, podemos concluir que la Unidad de Santiago sufrió un metamorfismo progresivo que culmina en los primeros estadios de la segunda fase. Se alcanzan condiciones de facies de las anfibolitas epidóticas, equivalentes a la zona del granate, y muy localmente la facies de las anfibolitas (restringiéndose a las anfibolitas granatíferas).

En cuanto al tipo bórico del primer metamorfismo, se pueden excluir condiciones de alta T. y baja P., dado que en los esquistos coexisten granate y albita y en las anfibolitas hornblenda y albita. Existen ciertas evidencias que apuntan hacia un metamorfismo de alta P. y baja T., como son el carácter de las micas de tipo A y las inclusiones de estas y de rutilo dentro de blastos de albita. Por otra parte, dado los lugares geométricos, que ocupan las micas de tipo A en el diagrama de MIYASHIRO (1973), se puede interpretar la historia del primer metamorfismo de esta unidad, como un metamorfismo progresivo perteneciente a una serie de facies de relativa alta P. y baja T., con una evolución desde esquistos glaucofánicos a anfibolitas epidóticas o zona del granate en esquistos.

Las facies de las anfibolitas epidóticas, son muy comunes en los terrenos con series de facies de alta presión y frecuentemente están asociados con eclogitas, siempre que existan los materiales apropiados, tal y como señalan varios autores (BLOXAM 1959,

COWAN 1974, ERNST 1971, 1972, 1975) entre otros.

## COMPARACION ENTRE LA UNIDAD DE SANTIAGO Y LA UNIDAD DE MALPICA-TUI

Han sido varios los autores que han propuesto comparaciones entre las Unidades de Santiago y Malpica-Tui (ALONSO y GONZALEZ 1982, GONZALEZ LODEIRO et al. 1984, MARTINEZ CATALAN et al. 1984). Desde el punto de vista litoestratigráfico (ver ORTEGA GIRONES y GIL IBARGUCHI 1983), es obvio que estas dos unidades presentan series muy similares en cuanto al tipo de materiales, edad y ordenación de estos, por lo que la correlación de las mismas en principio no plantea problemas.

Los anteriores autores establecieron para estas dos unidades una historia metamórfica común que, dada la presencia de eclogitas en la Unidad Malpica-Tui (GEUL, 1964; WEGEN, 1978; ARPS, 1981) consta de un metamorfismo en facies de las eclogitas posteriormente retrogradadas a anfibolitas y esquistos verdes. Sin embargo, la presencia de retroeclogitas en la Unidad de Santiago no ha sido confirmada en el presente trabajo, ya que las rocas así descritas por otros autores, son denominadas aquí anfibolitas granatíferas e indican haber sufrido un metamorfismo progresivo durante el cual alcanzan las facies de las anfibolitas.

Del mismo modo, existen diferencias cuando comparamos el grado metamórfico alcanzado en la Unidad Malpica-Tui y en la Unidad de Santiago. Así pues, basándonos en las paragénesis desarrolladas en los esquistos y en las rocas básicas, obtenidas a partir de los datos de diferentes autores, se puede decir que la Unidad de Malpica-Tui estuvo sujeta a un metamorfismo que alcanzó claramente la facies de las anfibolitas. Estas facies se caracterizan por el desarrollo de distena en los metasedimentos y asociaciones con hornblenda, plagioclasa (An. 25 %

40 %)  $\pm$  clinopiroxeno, en las anfibolitas, así como, texturas con ligera tendencia equigranular (anfibolitas mesozonales de ARPS, 1981). Localmente, en rocas con condiciones apropiadas (p. e. rocas básicas en condiciones anhidras y tamaño apropiado), se alcanzaron presiones superiores que dan lugar a rocas en facies eclogíticas, pertenecientes al tipo C de COLEMAN 1965, (WEGEN 1978). Las condiciones estimadas por WEGEN (1978) son T. 585-625 °C y P. 13-16 Kbrs. sobre el par granate-clinopiroxeno. ORTEGA y GIL IBARGUCHI (1983) realizan varios geotermómetros obteniendo resultados similares o ligeramente inferiores 600 y 12  $\pm$  2 Kbrs. Esta unidad sufrió por tanto, un metamorfismo de alta P. y baja T.

Por lo que respecta al metamorfismo de la Unidad de Santiago, las condiciones de P. y T. fueron inferiores, ya que sólo se alcanzaron condiciones de las anfibolitas epidóticas en rocas básicas, granate en los esquistos y localmente facies de las anfibolitas en las anfibolitas granatíferas. Sin embargo, los estadios iniciales del metamorfismo de estas dos unidades, aunque lógicamente existen menos datos, muestran características comunes, como son: las micas que se disponen según la S1 y dentro de los blastos de albita, los cuales caen dentro del campo de los esquistos glaucofánicos, la existencia de rutilos dentro de los blastos de albita, las zonaciones y composiciones de los granates de tipo I (espesartíticos) así como las relaciones de cristalización-deformación, que son similares en ambas unidades.

De este modo, parece que ambas unidades hayan sufrido un metamorfismo de alta P. y baja T., alcanzándose condiciones ligeramente superiores en la Unidad de Malpica-Tui.

## CONCLUSIONES

Los materiales que componen la Unidad de Santiago sufrieron una deformación polifásica, la cual va acompañada del desarro-

llo de dos tipos de metamorfismo que presentan características termobáricas diferentes. A su vez estos dos metamorfismos están separados por una intensa fase de deformación, que tiene características de deformación por cizalla, la cual es consecuencia del emplazamiento de la Unidad de Santiago y de los materiales superiores en su posición actual:

El primer metamorfismo está ampliamente distribuido en toda la unidad, y presenta una evolución desde esquistos glaucofánicos, hasta la zona del granate en esquistos y facies de las anfibolitas epidóticas en rocas metabásicas. El climax de este metamorfismo se alcanzó durante los primeros estadios de la segunda fase de deformación.

No se han encontrado eclogitas o retroeclogitas, dentro de esta unidad, aunque estas son perfectamente compatibles dentro de las facies de las anfibolitas epidóticas.

Este primer metamorfismo está retrogradado a condiciones más bajas de P. y T., con abundante desarrollo de clorita.

El segundo metamorfismo tiene un carácter más local, y corresponde a un metamorfismo de tipo térmico, que se desarrolla

fundamentalmente en el borde W de la Unidad de Santiago, en las cercanías de rocas graníticas. Su edad es simultánea a la tercera fase de deformación.

La Unidad de Santiago presenta una historia metamórfica común a la Unidad de Malpica-Tui, sobre todo en los primeros estadios; sin embargo, alcanzó condiciones inferiores de P. y T.

## AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer la ayuda recibida del Laboratorio Xeológico de Laxe —Fundación Isidro Parga Pondal—, por la concesión de una beca, que hizo posible la realización de este trabajo. También quiero agradecer, la ayuda recibida durante la elaboración y redacción de este trabajo de los profesores F. Bastida, A. Pérez-Estaún y J. R. Martínez Catalán.

*Recibido 2-III-87*

*Aceptado 2-IV-87*

## BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J. L. y GONZALEZ, J. C. (1981). Santa Comba (69) Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 MAGNA. *Inst. Geol. Min. España*.
- ALONSO, J. L. y GONZALEZ, J. C. (1982). Sisargas-Carballo (44) Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 MAGNA. *Inst. Geol. Min. España*.
- APTED, M. J. y LIOU, J. G. (1983). Phase relations among green-schist, epidote amphibolite and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.*, Orville vol.
- ARPS, C. E. S. (1981). Amphibolites and other metamorphic mafic rocks of the blastomylonitic graben in Western Galicia, NW Spain: Field relations and Petrography. *Leidse Geol. Meded.*, 52, 57-71, 1-7.
- BANNO, M. S. (1964). Petrologic studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Ino district, central Sikoku, Japan. *Tokyo Univ. Fac. Sci. J. Sec.*, II, 15, 203-319.
- BLOXAM, T. W. (1959). Glaucofane schists and associated rocks near Healdsburg, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67, 1563-1584.
- COLEMAN, R. G., LEE, D. E., BEATTY, L. B. y BRANNOCK, W. W. (1965). Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, 483-508.
- COWAN, D. S. (1974). Deformation and metamorphism of the Franciscan subduction zone complex northwest of Pacheco Pass, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1623-1634.
- GRAWFORD, M. L. (1977). Calcic zoning in almandine garnet, Wissahickow Formation, Philadelphia, Pennsylvania. *Can. Mineralogist*, 15, 243-249.
- DIAZ-GARCIA, F. (1986). La Unidad de Agualada. Borde W del Complejo de Ordenes (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 16, 3-14.

- ERNST, W. G. (1971). Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 43-59.
- ERNST, W. G. (1972). Occurrence of blueschist with time. *Am. Jour. Sci.*, 277, 657-668.
- ERNST, W. G. (1975). Systematics of large-scale tectonics and age progressions in alpine and circum-pacific blue-schist belts. *Tectonophysics*, 26, 229-246.
- ESKOLA, P. (1939). Die metamorphen Gesteine. In die Entstehung der Gesteine by Tom F. W. Barth, C. W. Correns an P. Eskola. 263-407. Berlín Julius Springer.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., PABLO MACIA, J. G., RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (en prensa). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. IX Reun. Geol. NW Peninsular.
- FYFE, W. S. y TURNER, F. J. (1966). Reappraise of the metamorphic facies concept. *Contr. Miner. Petrol.*, 12, 354-364.
- GEUL, J. J. C. (1964). The petrology of the region between Lage and Carballo (NW Galicia, NW Spain). *Leids Geol. Meded.*, 30, 103-120.
- GARCIA GARZON, J., PABLO MACIA, J. G. y de LLAMAS, J. (1981). Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb/Sr en dos cuerpos de ortoneises en Galicia Occidental. *Bol. Geol. Min.*, 92-94, 463-466.
- GONZALEZ LODEIRO, F., HERNANDEZ URROZ, J., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J. R. y PABLO MACIA, J. G. de (1982). Mapa Geológico de España E. 1:200.000 (Lugo) (8). *Inst. Geol. Min. España*.
- GONZALEZ LODEIRO, F., HERNANDEZ URROZ, J., MARTINEZ CATALAN, J. R., NAVAL BALBIN, A., ORTEGA GIRONES, E., y PABLO MACIA, J. G. de (1984). Mapa Geológico de España E. 1:200.000, Santiago de Compostela (7). *Inst. Geol. Min. España*.
- HOLLAND, J. B. T. y RICHARSON, S. W. (1979). Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 143-148.
- LAIRD, J. y ALBEE, A. L. (1981). Pressure, temperatures and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. J. Sci.*, 281, 127-175.
- LIU, J. G., KUNIYOSHI, S. y ITO, K. (1974). Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am. Jour. Sci.*, 274, 613-632.
- MARTINEZ CATALAN, J. R., KLEIN, E., PABLO MACIA, J. G. de y GONZALEZ LODEIRO, F. (1985). El Complejo de Ordenes: Subdivisión, descripción y discusión sobre su origen. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7, 189-210.
- MARUYAMA, S., SUZUKI, K. y LIU, J. G. (1982). Greenschist-Amphibolite transition equilibria at low pressures. *J. Petrology*, 24, 583-604.
- MIYASHIRO, A. (1973). Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin, 492 pp.
- MOODY, J. B., MEYER, D. y JENKINS, J. C. (1983). Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. *Am. Jour. Sci.*, 283, 48-92.
- MULLER, G. y SCHNEIDER, A. (1971). Chemistry and genesis of garnet in metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 31, 178-200.
- ORTEGA, E. y GIL IBARGUCHI, I. (1983). La Unidad de Malpica-Tuy (Complejo Antiguo - Fosa Blastomilonítica). Libro Jubilar J. M. Ríos, I. G. M. E., 1, 430-440.
- RAUMER, J. F. y SCHWANDER, H. W. (1985). Garnet evolution in pre-Variscan pelitic rocks from the lake Emerson area, Aiguilles Rouges Massif, Western Alps. *J. Metam. Geol.*, 3, 467-579.
- ROBBINS, D. W. y STRENS, R. G. J. (1972). Charge-Transfer in ferromagnesian silicates: the polarized electronic spectra of trioctahedral micas. *Mineralog. Mag.*, 38, 551-563.
- THOMPSON, A. B., TRACY, R. J., LYTTLE, P. T. y THOMPSON, J. R. (1977). Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the gassetts schist, Vermont. *Am. Jour. Sci.*, 277, 1152-1167.
- TRZCIENSKI, J. R. (1977). Garnet zoning-product of a continuous reaction. *Can. Mineralogist*, 15, 250-256.
- WARNARS, F. W. (1967). Petrography of a peridotite amphibolite and gabbro bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain). Tesis Univ. de Leiden. 208 pp.
- WEGEN, G. (1978). Garnet bearing metabasites from the blastomilonitic graben, Western Galicia Spain. *Scripta Geol.*, 45, 1-45.
- ZUUREN, A. van (1969). Structural Petrology of an Area Near Santiago de Compostela (NW Spain). *Leids Geol. Meded.*, 45, 1-71.







# Los metasedimentos de la región de Somosierra (Sistema Central Español)

## Somosierra region metasediments (Spanish Central System)

GONZALEZ CASADO, J. M.

En la región de Somosierra Honrubia Buitrago, existen dos diferentes dominios litoestratigráficos separados entre ellos por la Zona de Cizalla de Berzosa, que hemos denominado Dominio Este y Oeste.

El primero se caracteriza por la existencia de un Ordovícico medio y superior con fauna y muy uniforme en toda la región, que se apoya discordantemente sobre un conjunto primordialmente gneísico, de probable edad Cámbrica-Precámbrica, el cual muestra una clara zonación con respecto a un eje de dirección meridiana, que separa una zona central con gneises porfiroides «Ollo de Sapo», de otras dos con gneises porfiroides de grano fino, metasedimentos y ortogneises.

El dominio Oeste se caracteriza por una sucesión con; gneises glandulares en la base, sobre los que se superponen una serie de metasedimentos con rocas cuarcíticas, anfibólicas y carbonáticas que tienen niveles de ortogneises intercalados. La edad de estas series es probablemente Preordovícica, y se encuentran estructuralmente invertidas por la tectónica Hercínica.

**Palabras clave:** Estratigrafía, metasedimentos, Sistema Central

In Honrubia-Somosierra, are two different lithostratigraphic areas separated by the Berzosa Shear Zone: W area and E-area.

The first one is characterized by the existence of a median and upper ordovician with fauna and very uniform for all region, and overlies a gneissic serie (Cambrian-Precambrian age) showing a disconformable relationship with it. This East area show a clear zonation respect to an axe of meridian direction, that separate a central area with porphiroid gneis («Ollo de Sapo») of two lateral ones with fined grained porphiroid gneis, metasediments and ortogneis.

The West area is characterized by a succession with glandular gneis on the botton overlid by a metasedimentary serie with cuarzitic, anphibolic, and carbonatic rocks.

**Key words:** stratigraphy, metasediments, Central System

## INTRODUCCION

El objeto de este trabajo es definir las principales características litoestratigráficas de las series que se encuentran en las proximidades de la Zona de Cizalla de Berzosa-Honrubia. Esta es un importante accidente tectónico que discurre con dirección N-S y divide el sector oriental del Sistema Central Español en dos dominios. Esta estructura es activa durante la  $F_2$  Hercínica. (Ver CAPOTE et alers 1982, GONZALEZ CASADO, J. M. 1986).

La diferencia más importante que se puede establecer es la existencia de rocas de edad Ordovícica al Este de la banda de cizalla (Fig. 1), mientras que al Oeste de esta estructura no existen rocas datadas de esa edad. En las dos regiones hay rocas Preordovícicas, pero en el dominio Oriental están separadas de las Ordovícicas por medio de una discordancia, la edad de las series infra-discordancia es difícil de establecer debido a la ausencia de cualquier marcador cronoestratigráfico.

Por otro lado, la relación entre las formaciones rocosas que afloran a ambos lados es difícil de establecer, debido a las perturbaciones originadas por la Z. C. de Berzosa. Algunos autores han correlacionado las series en base a criterios litoestratigráficos (FERNANDEZ CASALS, M. J., 1976, FERNANDEZ CASALS, M. J. y GUTIERREZ MARCO, J. C., 1985).

### FORMACIONES PREORDOVICICAS DOMINIO OESTE

En la región situada al Oeste de la zona de cizalla de Berzosa, se pueden separar dos grandes tipos litológicos, Gneis Berzosa y Gneis Buitrago (Fig. 1), los cuales se encuentran actualmente invertidos por el efecto de las deformaciones hercínicas. Las principales características de estos tipos rocosos son:

**Gneis Berzosa.**—Estos gneises delimitan la Z.C. de Berzosa en su lado Occidental, formando la base de la sucesión estratigráfica del dominio Oeste (Fig. 1). Muestran una gran continuidad lateral, ya que afloran paralelos a la traza de la falla entre Berzosa y Honrubia, a lo largo de más de 100 Km.

Bajo la denominación de gneis Berzosa agrupamos varios tipos de gneises que recibieron distintos nombres en función del autor y sector en que se definieron. La nueva información cartográfica muestra qué tipos de gneises se pueden englobar bajo el nombre propuesto. Estos son de Sur a Norte:

Gneis de Berzosa (BISCHOFF L. et Alers 1973, FERNANDEZ CASALS, M. J., 1974, CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M. J., 1975), Gneis de Nazaret (SCHAFER G. 1969, GARCIA CACHO L. 1973, NAVIDAD M. 1975), Gneis de Riaza (nos referimos a los afloramientos situados al S. W. de Riaza y no a los existentes en las inmediaciones de la misma) (GARCIA CACHO L. 1973, ARENAS R. 1979), Gneis de Berzosa (Tramo situado en Honrubia) (CAPOTE R. et alers 1982).

Pese a la gran extensión lateral de estas fácies los afloramientos son discontinuos, sobre todo en el tramo comprendido entre Montejo y Riaza.

Dentro de este grupo de gneises podemos distinguir tres tipos litológicos principales, que son:

A.—Gneises Glandulares. Las glándulas son de feldespatos o plagioclasa, con tamaños que oscilan entre 6 ó 1 cm, en una matriz de Q, FK, Plag, Ms, Biot con Gr, Ap, Cr, Turm, Mon, Opacos como accesorios.

B.—Gneises pelíticos, esquistos y rocas de silicatos cálcicos. Estas litologías se encuentran siempre subordinadas a las anteriores, constituyendo intercalaciones en ellos. La composición de los términos más pelíticos es de Q, Ms, Biot, Plag, Gr, St, Ky, Sill. Las intercalaciones cálcicas, son en su mayor parte de anfibolitas compuestas por Q, Hn, Gr, Plag, Cpx, y en menor proporción

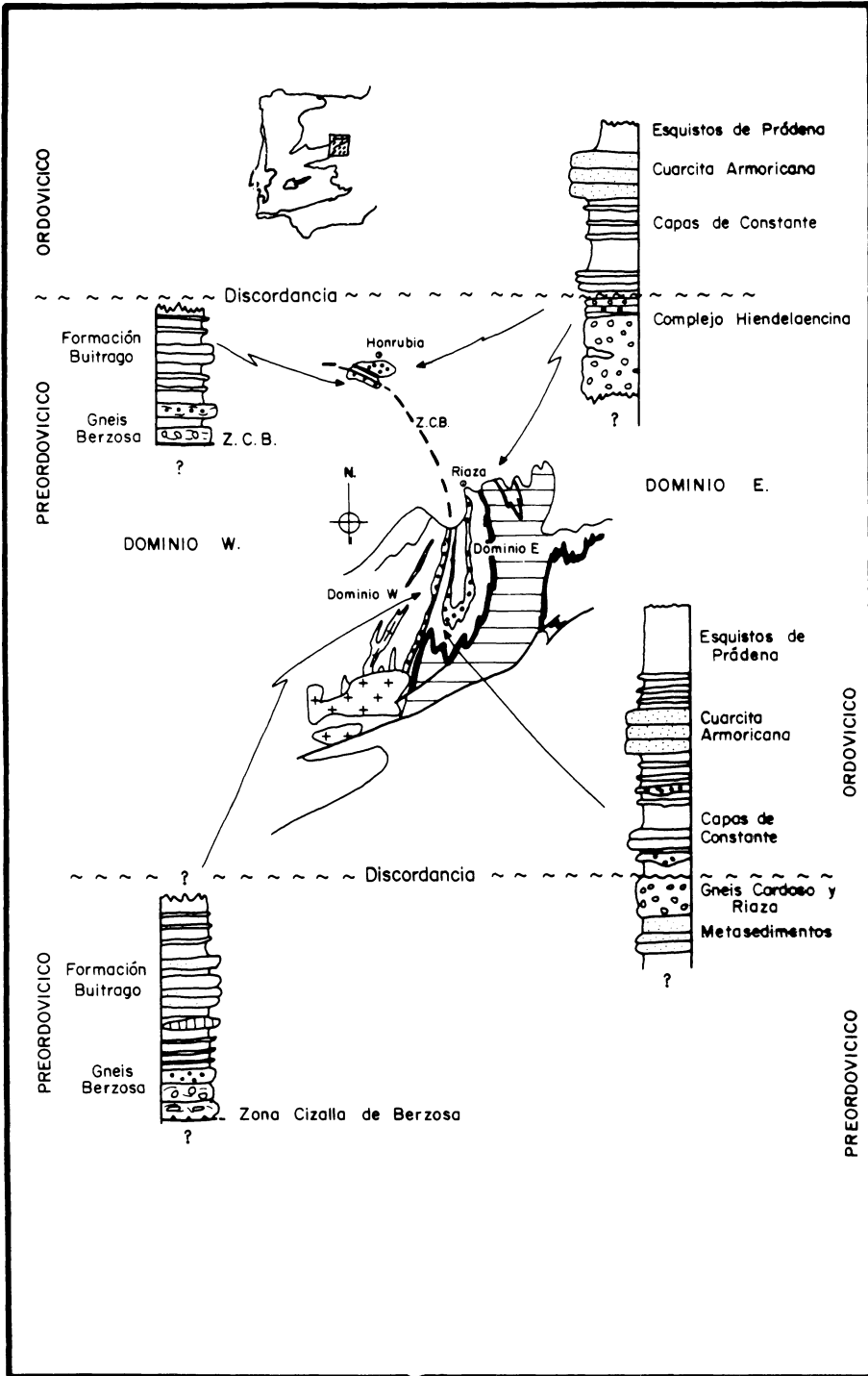


Fig. 1.

de cuarcitas granatíferas con Q, Hn, Gr, Esf, Cr. Estas rocas en términos generales son equiparables a las anfibolitas de tipo Paredes descritas por CASQUET C. y FERNANDEZ CASALS M. J. (1981).

C.—Leucogneises. Normalmente están formados por, Q, Plag, Fk, Ms, Biot, Gr, Turm. En ellos se pueden distinguir a veces zonas con glándulas proterógenas de feldespato, o de pequeños cuarzos (—de 1 cm). Estos gneises suelen presentar en ocasiones, un bandeado microscópico de tipo blastomilonítico. También existen afloramientos en los cuales los leucogneises engloban nidos de turmalina con formas elipsoidales.

Por regla general la relación que existe entre estos tipos litológicos es siempre la misma, y esta consiste en gneises glandulares (Tipo A) en la base y sobre estos se sitúa un potente nivel de Leucogneises (Tipo C). Los gneises pelíticos cuando existen, se disponen intercalados entre estos tipos. Hay que indicar que los leucogneises que contienen nidos de turmalina, no suelen cumplir la ordenación indicada.

Respecto al conjunto de Gneises Berzosa, se han dado diferentes interpretaciones:

1) Se suponen derivados de cuerpos volcánicos o volcanosedimentarios (BISCHOFF L. et Alters 1973, FERNANDEZ CASALS, M. J. 1974, CAPOTE, R. 1975, CAPOTE, R. et Alters, 1977, NAVIDAD, M. 1978). En esta hipótesis los leucogneises procederían de antiguas vulcanitas ácidas (SCHAFER, G. 1969).

2) El conjunto se interpreta como una alternancia detrítica (los leucogneises procederían de tramos arcósicos) (GARCÍA CACHO, L. 1973).

3) La tercera hipótesis propone una interpretación mixta sobre el origen de los gneises. Estos procederían de rocas volcánicas, volcanosedimentarias y plutónicas (ARENAS, R. 1979, ARENAS et alters 1983).

Esta hipótesis es la que nosotros apoyamos, pero precisando que los únicos tipos li-

tológicos procedentes de rocas plutónicas, son los leucogneises con nidos de turmalina. Estos están siempre en las proximidades de la Z. C. de Berzosa y por tanto pensamos que pueden estar relacionados con la misma.

La edad del Gneis Berzosa, es difícil de establecer debido a la ausencia hasta el momento de dataciones radiométricas. En este trabajo consideramos que son de edad Preordovícica, no obstante otros autores les han asignado diferentes edades, normalmente Cámbricas o Precámbricas, fundándose siempre en correlaciones litoestratigráficas.

**Gneis Buitrago.**—Bajo esta denominación englobamos a todos los metasedimentos que afloran al Oeste del Gneis Berzosa. Al igual que en el caso anterior esta serie presenta una gran continuidad lateral, pues aflora desde el macizo granítico de la Cabrera hasta Honrubia, continuándose hacia el Sur en el macizo de San Pedro el Vellon. En este trabajo sólo describimos las rocas de esta formación que se encuentran en las inmediaciones de la Z. C. de Berzosa.

Estratigráficamente se pueden separar tres unidades con características distintas, separadas entre sí por contactos muy netos, que permiten individualizar cada región en función de las asociaciones de tipos rocosos que presenta. Estos tramos son de muro a techo:

**Tramo A.**—Se sitúa sobre el conjunto del Gneis Berzosa, y cuando estos gneises no aparecen se apoya directamente sobre la zona de cizalla de Berzosa.

Está compuesto principalmente por esquistos, en los que se intercalan niveles decimétricos de metasamitas. La composición mineralógica de estas rocas es: Q, Ms, Biot, Plag, Fk, St, Ky, Sill, Gr, Turm. Hacia la base del tramo se localizan intercalaciones anfibólicas aisladas, formadas por rocas con: Cpx, Gr, Plag, Anf. Estas anfibolitas son análogas a las relacionadas con el Gneis Berzosa, por lo que fueron incluidas en el mismo conjunto (Anfibolitas de tipo Paredes,

CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1981).

Hay que resaltar la presencia puntual de grandes intercalaciones de mármoles en cuerpos discontinuos de forma lenticular, pero que alcanzan más de 1000 m de longitud, con potencias decamétricas. La existencia de estas rocas parece una característica de la base de este tramo.

**Tramo B.**—Presenta una gran variabilidad lateral y poca potencia, debido a ello en muchos casos es difícil de separar del tramo A. En general consiste en un paquete de cuarcitas blanquecinas, que puede alcanzar varias decenas de metros de potencia, aunque este valor cambia mucho de unos puntos a otros de la región estudiada. Hacia el techo este conjunto de cuarcitas pasan progresivamente a una alternancia de metasamitas, metarcosas, y gneises micáceos. La composición habitual del tramo (Cuarcitas) es: Q, Ms, con Turm, Cr, Gr, Ilm. como accesorios. Hay que resaltar que el cuarzo en estas rocas presenta texturas acintadas.

**Tramo C.**—Se dispone en forma de un tránsito gradual sobre las cuarcitas inferiores. Está formado por alternancias de gneises y gneises semipelíticos, con cuarcitas y cuarcitas feldespáticas de tipo subarcósico subordinadas. En el sector estudiado este tramo tiene una marcada polaridad, pues en la base dominan las rocas cuarcíticas y en el techo las gneisicas. La composición de los gneises es Q, Ms, Bio, Sill, Plag, Fk, Gr, Ky y Tur, Cr, Apt, accesorios. Las cuarcitas feldespáticas están constituidas mayoritariamente por Q, Fk, con algo de Biot, y Ms. Como en casos anteriores estas rocas tienen numerosas intercalaciones de anfibolitas (Tipo Paredes (CASQUET C. y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1981).

Sobre el origen y edad de este conjunto de litologías se pueden hacer las siguientes precisiones:

Toda esta sucesión muestra una marcada polaridad, pues hacia el muro dominan los tipos samíticos y anfibólicos, que terminan en las cuarcitas del tramo C, a techo la serie

es más pelítica, pero también incluye niveles anfibólicos. Todo esto sugiere un conjunto detrítico con niveles margosos y calcáreos intercalados.

La edad es difícil de establecer. No obstante al encontrarse por encima de los Gneises Berzosa y por debajo del Ordovícico conocido les asignamos una edad Preordovícica. Otros autores en función de la existencia de rocas carbonáticas les han asignado edades Cámbricas (LOPEZ RUIZ, J. et Alters 1975), aunque más generalmente se les asigna una edad Precámbrica (CAPOTE R. y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1975), CAPOTE R. et Alters 1977, CAPOTE R. y SAN JOSE, M. A. 1983). Hay que indicar que estos tramos son equivalentes a los miembros B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub> de la Formación Buítrago (CAPOTE R. y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1975).

## DOMINIO ESTE

Formado en gran parte por un potente conjunto de gneises glandulares que están en contacto con el Ordovícico por medio de una discordancia. Estas rocas afloran siempre al Este de la Z. C. de Berzosa, en dos grandes antiformas, la del Cardoso y la de Honrubia (GONZALEZ CASADO, J. M. et Alters 1985).

En la antiforma del Cardoso, estas series están formadas por un conjunto de metasedimentos, el G. Cardoso y el G. Ríaza. En la segunda estructura se encuentran G. glandulares del tipo «Ollo de Sapo» con algunos metasedimentos asociados.

### A) A. de Honrubia Beceril

En el interior de esta estructura, afloran gneises glandulares equivalentes a los existentes en Hiendelaencina (APARICIO A. y GARCIA CACHO, L. 1970, NAVIDAD, M. 1978), y equiparables también al «Ollo de Sapo» del N. W. peninsular (PARGA PONDAL, I. et Alters 1964). En ellos se pueden separar dos tramos:

Tramo A.—Está situado en la base estructural del conjunto gneísico, no llegando a hallarse su muro en el afloramiento. Lo constituyen un potente conjunto de gneises porfíroides, macroglandulares, muy homogéneos. Las glándulas alcanzan de 3 a 15 cm de tamaño y están formadas por cristales proterógenos de FK, muy idiomorfo, normalmente albitizado. También hay glándulas más pequeñas de Q, y Plag. La matriz está formada por Q, Plag, FK, MS, Biot. Pese a su homogeneidad hay algunas intercalaciones de poco volumen de: anfíbolitas porfíroides, mármoles, cuarcitas y metagrauwacas. Normalmente se encuentran como niveles aislados y con una cierta continuidad dentro de la gran masa gneísica.

Tramo B.—Comienza con un tránsito neto con el gneis porfíroide grueso, alcanzando un desarrollo variable según las zonas en que aparece.

Está formado por un conjunto de esquistos, cuarcitas, algún pequeño nivel de anfíbolitas, y capas aisladas con abundante turmalina (turmalinitas).

Sobre el origen y edad de este tramo se pueden realizar las siguientes precisiones:

Las intercalaciones estratiformes del primer tramo, las alternancias con rocas meta-sedimentarias, unido a las características proterógenas de las glándulas (sombras de presión rodeándolas, golfos de corrosión en el cuarzo, etc.), apuntan a una distribución estratoide primaria.

Las litologías premetamórficas, serían rocas volcanosedimentarias para los porfíroides (procedentes de lavas y tobas probablemente de tipos riolíticos), mientras que en los gneises anfibólicos representan un episodio volcánico o subvolcánico básico. Los metasedimentos asociados, pueden interpretarse como primitivas intercalaciones de rocas detríticas depositadas en relación con los materiales volcánicos. Un origen similar es propuesto para el «Ollo de Sapo» por, SCHAFER G. 1969, PARGA PONDAL, I. et Alters 1964, NAVIDAD, M 1975, MAR-

TINEZ GARCIA, E. 1973, GONZALEZ LODEIRO, F. 1981).

Se le han asignado diversas edades desde Precámbrico (CAPOTE et Alters 1977, GONZALEZ LODEIRO, F. 1981) a Cámbrico-Ordovícico (ARCHE A. et Alters 1977). En nuestra opinión al encontrarse por debajo de la discordancia de base del Ordovícico, y no existir dataciones radiométricas, parece clara su edad Preordovícica y probablemente Precámbrica por relación con el gneis del Cardoso.

## B) A. del Cardoso

En el núcleo de esta antiforma existen varios tipos litológicos que son: Gneis glandular del Cardoso (SCHAFER, G. 1969, GARCIA CACHO, L. 1973, NAVIDAD, M. 1978, ARENAS, R 1979) y Gneis de Riaza, s.s. (GARCIA CACHO, L. 1973, ARENAS R. 1979).

Directamente por debajo del Ordovícico y separados de esta por una discordancia se encuentran los gneises del Cardoso, que afloran en dos bandas de dirección meridiana que se unen por el Sur, dibujando una «U». Dejan en su interior un conjunto de metasedimentos que fueron interpretados como Preordovícicos (BISCHOFF L. et Alters 1973) o como Ordovícicos (ARENAS R. 1979, ARENAS R. et Alters 1982, GONZALEZ LODEIRO, F. 1981), Los nuevos datos cartográficos y estratigráficos (GONZALEZ CASADO, J. M. y CAPOTE R. 1986), muestran una clara edad Preordovícica para esta series.

En el flanco Este de la antiforma se sitúa el Gneis de Riaza, que se une lateralmente al Gneis del Cardoso, mediante una serie de gneises pelíticos, con niveles ricos en cuarzo y feldespato, que a su vez alternan con una serie esquistosa. Por tanto de muro a techo se observan los siguientes tramos:

*Metasedimentos.*—Forman el núcleo de la antiforma del Cardoso, no aflorando su muro. Los niveles más profundos están formados por una serie metasamítica en capas

decimétricas, que alcanzan varios cientos de metros de potencia. Sobre esta sucesión hay un potente paquete esquistoso, con alguna pasada de cuarcitas, que hacia techo pueden contener nivelillos con feldespato.

En los dos tramos existen niveles de anfíbolitas, con una gran continuidad lateral, y que son más afines a las existentes en el Dominio Oeste intercaladas en los Gneises Buitrago, que a las cuarcitas anfíbólicas del Ordovícico.

Su edad es por todo lo expuesto Preordovícico y probablemente Precámbrica al encontrarse por debajo del Gneis Cardoso (570 m.a. BISCHOFF L. 1986).

*Gneis del Cardoso.*—Se sitúa a techo de los metasedimentos del tramo anterior, flanqueándolos a lo largo de todo el antiforme, excepto en el extremo Norte, donde aparece el Gneis Riaza. Estos gneises han sido descritos por SCHAFER G. (1969), GARCIA CACHO, L. (1973), NAVIDAD, M. (1978), ARENAS, R. ((1979) y tienen como características más importantes:

Ser fácies glandulares de grano fino a medio, compuestas por plagioclasa o cuarzo (Q. con golfos de corrosión), en una matriz formada por Q, Plag, Biot, Ms, Gr, y Ap accesorio. También existe feldespato y epidota de origen hidrotermal tardío en venas. En los bordes hay una fácies rica en granates, de gran tamaño y que contienen inclusiones de cuarzo rotadas. Tiene también numerosas intercalaciones centimétricas o decimétricas de anfíbolitas, compuestas por Q, Anf, Plag, Gr, con Epi, Esf, Ap, Cf, accesorios. Estos niveles se acumulan en algunos puntos dentro de la masa gneisica, y se localizan en mayor número en el techo de la formación. Lateralmente y hacia el Norte, pasa a una fácies de gneises pelíticos con niveles de cuarzo y feldespato, o glándulas de esta composición. Estas rocas lo unen con el Gneis de Riaza.

El origen propuesto para estas rocas, es bien volcánico (SCHAFER G. 1969, GONZALEZ LODEIRO, F. 1981, ARENAS, R. 1979), o volcanosedimentario (NAVIDAD,

M. 1978, ARENAS, R. 1979), en nuestra opinión tendrían el último origen citado. Las anfíbolitas pueden interpretarse como paraderivadas de rocas margosas (GARCIA CACHO, L. 1973, NAVIDAD, M. 1978, CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1981, o bien ortoderivadas (ARENAS, R. et Alters 1980). Estos gneises serían relacionables en el «Ollo de Sapo» de Hiendelaencina, pero no exactamente con el gneis de grano fino del tramo superior de la Formación Hiendelaencina.

Su edad en base a las dataciones radiométricas recientes (BISCHOFF, L. 1986), es de 570 m a, es decir en el límite Cámbrico-Precámbrico.

*Gneis de Riaza.*—Descrito inicialmente por GARCIA CACHO, L. (1973), como un cuerpo gneisico, situado al S. E. de Riaza y rodeado por metasedimentos. En anteriores estudios se le relaciona con la alineación de gneises de Berzosa (ARENAS, R. et Alters 1980 y 1982), habiendo sido fijada recientemente su posición al Este de la Z. C. de Berzosa y su relación con el Gneis del Cardoso (GONZALEZ CASADO, J. M. y CAPOTE R. 1986).

Se encuentra formado por dos tipos litológicos distintos; gneises glandulares y leucogneises. Los primeros son mayoritarios, y están formados por Q, Fk, Plag, Biot, Ms, con grandes glándulas de Fk, principalmente, y en menor proporción de Q y Plag. Son cristales muy idiomorfos, rodeados por la foliación, con texturas «frasl» y con colas de presión. Se observan tránsitos a gneises microglandulares leucocráticos y lateralmente a gneises pelíticos. Los leucogneises, se encuentran intercalados en todo el afloramiento formando capas de 30 a 40 cm, o bien como lentejones aislados. Algunos tipos contienen nidos de turmalina y granate.

Todo este conjunto de gneises tiene un origen volcanosedimentario, al igual que los gneises Cardoso y los gneises Hiendelaencina de grano grueso, compartiendo con estos últimos unas fácies similares. Los leucogneises con nidos de turmalina, puede derivar

de cuerpos ortoderivados ácidos (ARENAS R. et Alters 1982). Su edad, como ocurre en los otros casos es Preordovícica y al relacionarse cartográficamente con el gneis del Cardoso, su edad podría estar próxima a la de este último.

## FORMACIONES ORDOVICICAS DOMINIO ESTE

Las formaciones englobadas en este conjunto se sitúan por encima de una discordancia cartográfica, y solo sobre el conjunto gneisico del Dominio Este. De muro a techo se pueden distinguir las siguientes:

*Formación Constante.*—Está formada principalmente por alternancias de cuarcitas y pizarras, con intercalaciones de niveles de conglomerados y anfíbolitas. Su potencia es muy variable, fenómeno debido en gran parte a las deformaciones Hercínicas y especialmente a la Z. C. B. Está formada por los siguientes tramos:

Tramo A. Formado por una alternancia de capas cuarcíticas de 50 a 80 cm de potencia, separadas por finos niveles de metapelitas. En ella se encuentran algunas estructuras sedimentarias (laminaciones) y algunos niveles esquistosos y conglomeráticos intercalados. Tiene una gran continuidad lateral, pues se localiza en toda la región.

Tramo B.—Situado sobre el anterior está formado por una monótona sucesión de esquistos negros grafitosos, sin casi intercalaciones. Su composición es Q, Ms, Bio, St, Gr, Plag, And, Sill, y Turm, Ap, Gra, accesorios.

Tramo C.—Constituido por una alternancia de niveles cuarcíticos decimétricos, con esquistos o pizarras. Hacia su base se encuentran numerosos lentejones y niveles de conglomerados. También hay numerosas intercalaciones de cuarcitas anfibólicas (tipo 1 de CASQUET C, y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1981). La potencia total del tramo alcanza varias centenas de metros, aun-

que por efecto de la deformación puede formar grandes afloramientos.

Cuando se encuentra en zonas metamórficas de bajo grado, es habitual observar variadas estructuras de carácter sedimentario y orgánico. Entre las primeras hay que citar la presencia de laminaciones cruzadas, laminaciones cruzadas de surco, «ripples», «flutes», estratificaciones lenticulares y flaser, etc., y pequeños canales rellenos de microconglomerados. Entre las estructuras orgánicas destacan las bioturbaciones, y algunas pistas (crucianas) situadas hacia el techo.

Esta formación es equivalente a las capas de Constante de SCHAFER G. 1969, BISCHOFF, L. et alters 1973, GONZALEZ LODI, F. 1981, también es correlacionable con el miembro B<sub>5</sub> de la F. Buitrago (CAPOTE R. y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1975) o con el miembro B<sub>2</sub> y quizá parte del B<sub>1</sub> de la F. Bornova de SOERS E. (1972). Su edad según las últimas investigaciones está comprendida entre el Arening y el Tremadoc para la base de la Formación (FERNANDEZ CASALS, M. J. y GUTIERREZ MARCO, J. C. 1986).

*Formación Alto Rey.*—La forman una serie de cuarcitas y ortocuarcitas blancas. En ella se pueden independizar dos niveles cuarcíticos separados por una capa pizarrosa. Son frecuentes las laminaciones cruzadas, y las pistas (crucianas) hacia la base. A techo las cuarcitas disminuyen de potencia hasta constituir una alternancia con las pizarras en niveles centimétricos, que indican el comienzo de la siguiente formación. En el muro de esta formación el contacto es bastante neto con la F. Constante.

La edad normalmente aceptada es Skidaviense.

*Formación Rodada.*—Se pueden distinguir en ella hasta siete miembros diferentes (SCHAFER G. 1969), debido a que en su mayor parte afloran fuera del corredor estudiado, solo describimos los términos más bajos en la sucesión.

Tramo A.—Formado por una alternan-



cia de pizarras y cuarcitas, que alcanzan potencias próximas al centenar de metros. Contienen numerosas estructuras sedimentarias.

Tramo B.—Es un potente y monótono conjunto de pizarras grafitosas o esquistos, de color gris o negro. Contiene abundantes restos fósiles de trilobites y braquiopodos (GUTIERREZ MARCO, J. C. et Alters 1984).

Los últimos datos paleontológicos indican una edad Arenig-Llanvirn para el tramo inferior, mientras que el superior sería Llan-deilo.

## INTERPRETACION Y CONCLUSIONES

La reconstrucción paleogeográfica, anterior a la deformación hercínica, permite reconocer cuatro grandes zonas en función de las relaciones entre el Ordovícico y su sustrato gneisico, que son (Fig. 2):

Zona 1.—Se sitúa al Oeste de la Z. C. de Berzosa, y está formado por un potente conjunto de metasedimentos detríticos (Gneis Buitrago) que reposan sobre una serie de gneises glandulares (Gneis Berzosa). La edad de estos materiales sería Preordovícica.

Zona 2.—Corresponde con el área ocupada por la antiforma del Cardoso, al E. de la Z. C. de Berzosa. En esta zona por debajo de la discordancia de base del Ordovícico, se sitúan unos gneises glandulares con fácies fina y esquistosa (G. CARDOSO), que podrían relacionarse por su posición con los gneises de la parte superior del «Ollo de Sapo». Estos gneises enlazan lateralmente, por medio de esquistos y gneises pelíticos, con una serie de gneises glandulares gruesos (G. de Riaza). Estos pueden representar bien un cambio lateral de facies, o un cuerpo ortoderivado, o ambas cosas.

Los gneises se apoyan sobre un conjunto

de metasedimentos (M. del Cardoso). No es posible establecer si existen por debajo de ellos gneises gruesos. Si así fuese, los metasedimentos serían una importante intercalación sedimentaria entre las facies de techo de los G. «Ollo de Sapo». En caso contrario esta zona representaría un cambio lateral de facies, que marcaría el límite Oeste de los G. «Ollo de Sapo».

Zona 3.—Comprende la zona central, que se corresponde con la antiforma de Honrubia Becerril y su presumible continuación bajo el sinclinatorio de Majaerayo. En esta zona y por debajo de la discordancia Ordovícica, se encuentran los G. «Ollo de Sapo» con predominio de la facies gruesa, de megacrístales, encontrándose también algunos metasedimentos pelíticos probablemente superiores a los gneises glandulares y conservados unicamente de forma parcial.

Zona 4.—Corresponde a la región de Hiendelaencina, y en ella se repite un esquema parecido al de la zona 2, que ya fue descrito por GONZALEZ LODEIRO, F. (1981).

Por tanto se puede concluir, indicando que existe por debajo del Ordovícico, un eje de dirección NW.-SE. en Honrubia que pasa a N.-S. en Somosierra, a lo largo del cual los G. «Ollo de Sapo» se sitúan directamente por debajo del Ordovícico. A ambos lados de este eje, existe un conjunto de metasedimentos, gneises glandulares finos y algún ortogneis (Fig. 2). Estas rocas pueden interpretarse como un cambio lateral de fácies a los flancos de este eje, o bien como intercalaciones de sedimentos entre los distintos tipos de gneises. Las series Ordovícicas, situadas por encima, están formadas por una serie detrítica muy uniforme en toda la región estudiada, y que sólo muestra variaciones en su base.

*Recibido:* 5-XII-86

*Aceptado:* 2-IV-87

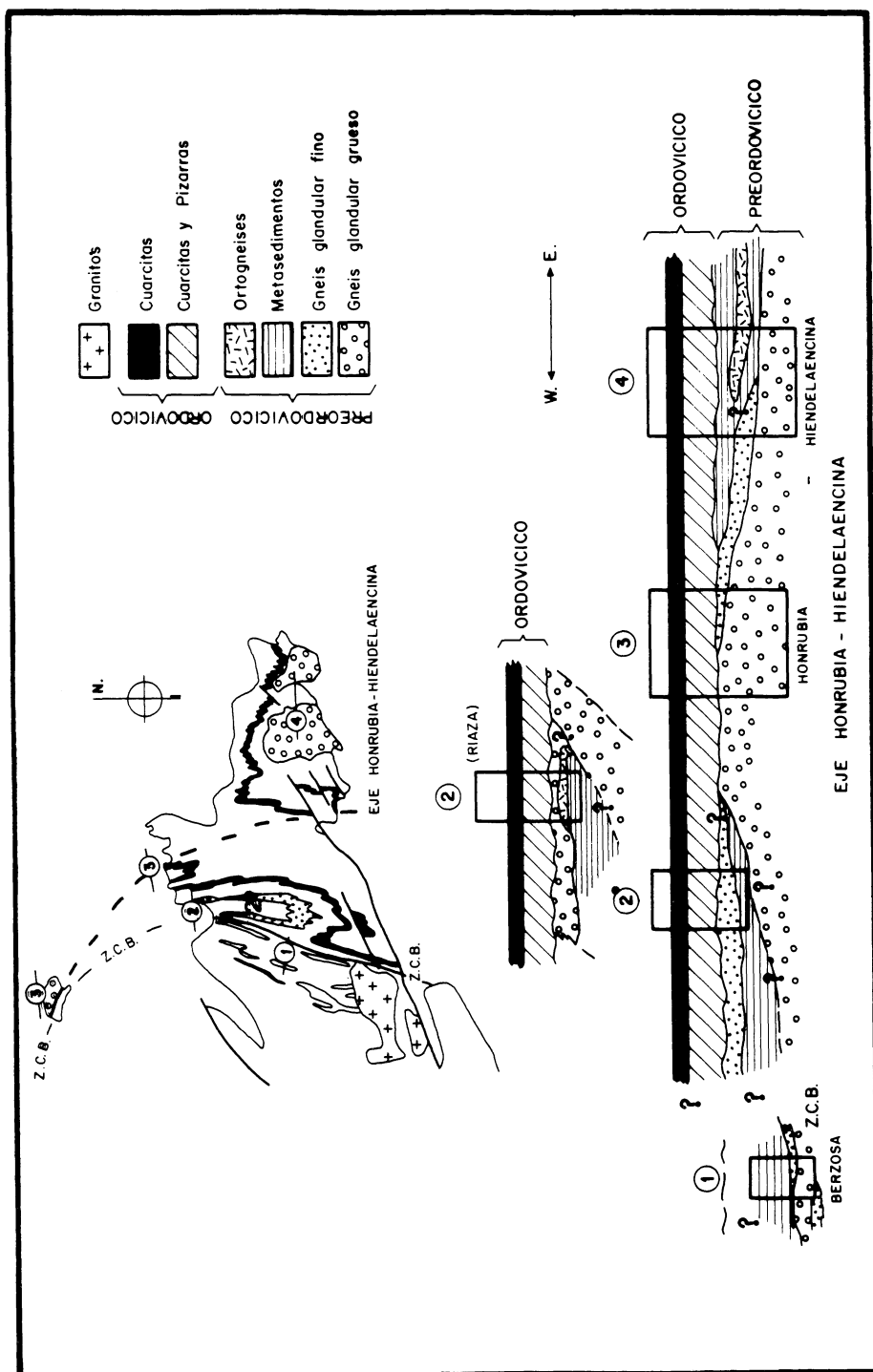


Fig. 2

# BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A. GARCIA CACHO, L. (1970). Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia. *Est. Geol.*, 26, 267-315.
- ARCHI, A., CAMARA, P., DURANTEZ, D. (1977). Consideraciones sobre las series Ordovícicas y ante-Ordovícicas de la región de la Sierra de Alto Rey -Sierra de la Bodera (S. C. E.). *Bol. Geol. Mine.*, XC-1, 49-59.
- ARENAS, R. (1979). Petrogénesis de las formaciones metamórficas del sector de Riaza. Tesis L., U. C. M.
- ARENAS, R., CASQUET, C., PEINADO, M. (1980). El metamorfismo del Sector de Riaza (Somosierra, S. C. E.). Implicaciones geoquímicas y petrológicas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, 117-146.
- ARENAS, R., GONZALEZ LODEIRO, F., PEINADO, M. (1982). La zona de cizalla de Berzosa Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre al configuración de las zonas metamórficas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 123-161.
- BISCHOFF, L., SCHAFER, G., SCHMIDT, K., WALTER, R. (1973). Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama. *Munst. Fors., Geol. Pal.*, 28, 27-30.
- BISCHOFF, L., WILDBERG, H., BAUMANN, A. (1986). Uranium-Lead ages of zircons from gneisses of Sistema Central, Spain. *Inter. Conf. on Iber. Terra*. Abstract.
- CAPOTE, R., FERNANDEZ CASALS, M. J. (1975). Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. Minn.*, 86-6, 581-596.
- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M. J., MORENO, F., NAVIDAD, M., PEINADO, M., VEGAS, R. (1977). The Precambrian in the central part of the Iberian Massif. *Est. Geol.* 33-4, 343-355.
- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M. J. (1981). La tectónica Hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.* 7, 455-469.
- CAPOTE, R., SAN JOSE, M. A., (1983). Las formaciones metasedimentarias de Zamora, Salamanca, y el Sistema Central. *Li. Jub. J. M. Ríos*, 1, 100.
- CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M. J. (1981). Las anfíbolitas de la región de Buitrago del Lozoya (S. C. E.). *Cuad. Geol. Iber.* 7, 121-134.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1974). Significado geotectónico de la formación Gneises de la Morcuera. *Stud. Geol.* 7, 87-106.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1976). Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico metamórfico de Somosierra (S. C. E.). Tesis U. C. M. 305 pg.
- FERNANDEZ CASALS, M. J., GUTIERREZ MARCO, J. C. (1986). Aspectos estratigráficos de la cadena Hercínica en el Sistema Central. *Rev. Real Acad. Ci. Exac. Fis. Nat* (en prensa).
- GARCIA CACHO, L. (1973). Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del S. C. E. Tesis U. C. M. 319 pg.
- GONZALEZ CASADO, J. M., CAPOTE, R., CASQUET, C. (1985). La terminación de las estructuras tectónicas del dominio Oriental del S. C. E., *Rev. Mat. Proc. Geol.* 3, 227-234.
- GONZALEZ CASADO, J. M., CAPOTE, R. (1986). La estructura y las series preordovícicas de Riaza S. C. E., *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 4.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1986). Estudio geológico de la Zona de Cizalla de Berzosa Honrubia S. C. E. Tesis UC.M. 295 pg.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). Posición de las series infraordovícicas en el extremo Oriental del S. C. y su correlación. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*-2, 125-134.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). La estructura del anticlinorio del «Ollo de Sapo» en la región de Hiendelaencina (Extremo Oriental del S. C. E.). *Cuad. Geol. Iber.* 7, 535-545.
- GUTIERREZ MARCO, J. C., RABANO, I., PRIETO NOGUEIRA, M. (1984). Nuevos hallazgos de fósiles en las pizarras Ordovícicas de la vertiente meridional de Somosierra S. C. E. *I Con. Esp. Geol.*, 3, 127-137.
- LOPEZ RUIZ, J., APARICIO, A., GARCIA CACHO, L. (1975). El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, S. C. E. *Mem. I. G. M. E.*, 86, 127 pg.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973). Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria *Stud. Geol.* 5, 7-106.
- NAVIDAD, M. (1975). Caracterización de los gneises glandulares del macizo de Hiendelaencina (Guadarrama Oriental). *Est. Geol.* 31, 343-350.
- NAVIDAD, M. (1978). Las series glandulares Ollo de Sapo en los sectores Nord-Occidental y Centro-Oriental del Macizo Ibérico. *Est. Geol.* 34, 511-528.
- PARGA PONDAL, I., MATTE, P., CAPDEVILA, R. (1964). Introduction a la geologie de l'Ollo de Sapo. Formation porphyroide ante silurienne du Nord de l'Espagne *Noi. Com. del I. G. M. E.*, 76, 119-154.
- SCHAFER, G. (1969). Geologie und petrographie in Ostlichem kastilischem hauptschersgebirge (Sierra de Guadarrama Spanien). *Munst. Fors. Geol. Pal.* 10, 1-207.
- SOERS, E. (1972). Stratigraphie et geologie structurale de la parte orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). *Stud. Geol.* 4, 7-94.



## **VI. TECTONICA**





## Cuantificación de la deformación asociada a la falla de Berzosa (Sistema Central Español)

### Strain quantification related to the Berzosa/fault (Spanish Central System)

GONZALEZ CASADO, J. M.; DE VICENTE MUÑOZ, G.

En relación con la zona de cizalla dúctil de Berzosa Honrubia que actúa durante la segunda fase de deformación Hercínica, se han calculado los elipsoides de deformación finita asociados a la misma.

Para el cálculo se usan los métodos de Ramsay (1967), Dunnet (1969), y Fry (1979). Los resultados muestran una variación en el tipo de elipsoide a lo largo de la traza de la zona de cizalla. En los extremos tienen valores  $K > 1$ , y en la parte central de  $K < 1$ .

Estos valores se interpretan en función de la variación de la orientación entre la traza cartográfica de la falla y la dirección de transporte tectónico, localizándose los elipsoides con valores de  $K < 1$ , en la región donde la dirección de movimiento y la traza son normales, y los elipsoides con  $K > 1$  en la región donde son paralelos.

**Palabras clave:** (elipsoide de deformación, zona de cizalla, Sistema Central).

In the ductile shear zone of Berzosa Honrubia, active during the Hercynic second phase, finite strain ellipsoids have been calculated. Methods of Ramsay, Dunnet, and Fry have been used for this calculation. The results show a variation in the strain ellipsoid shape through the shear zone trace. The central part has strain ellipsoids with  $K < 1$  and in the edges it has ellipsoids with  $K > 1$ .

Interpretation of those values is based on the variation in the orientation of the fault cartographic trace and tectonic transport direction.

Ellipsoids with  $K < 1$  are dominant in areas where the trace fault and the tectonic transport direction are normal. The values of  $K > 1$  are located where the trace and tectonic transport direction are parallel.

**Key words:** (strain ellipsoids, shear zones, Central System).

GONZALEZ CASADO, J. M.; DE VICENTE MUÑOZ (Dpto. de Geodinámica. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid. 28040-MADRID)

## INTRODUCCION

En el sector oriental del Sistema Central Español (Zona de Somosierra), se localiza una importante estructura tectónica de gran envergadura, la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (FERNANDEZ CASALS, M. J. 1979, CAPOTE, R. et al. 1981, GONZALEZ CASADO, J. M. 1982 y 1986) (Fig. 1). Esta zona de cizalla actúa durante la segunda fase de deformación hercínica, como un cabalgamiento que superpone los materiales más profundos del Sistema Central (situados al Oeste de la zona de cizalla), sobre las series ordovícicas y preordovícicas de la región de Hienlaencina.

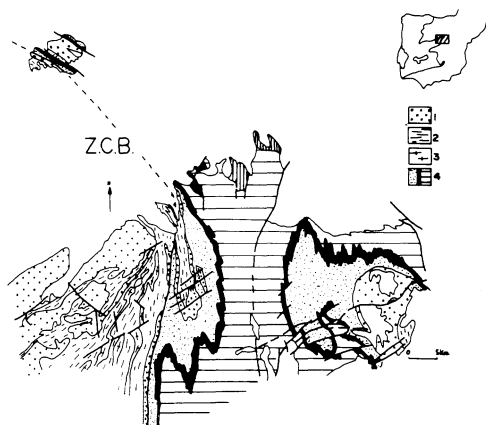


Fig. 1

Este cabalgamiento actúa durante la segunda fase hercínica, es sinmetamórfico y lleva asociada una importante banda de deformación. En esta banda dominan las estructuras de segunda fase, obliterando por completo a las originadas durante etapas anteriores (FERNANDEZ CASALS, M. J. 1979 y GONZALEZ CASADO, J. M. 1986). Es en esta zona donde se han escogido una serie de muestras rocosas, con el fin de determinar las características del elipsoide de deformación de segunda fase, ligado a la zona de cizalla de Berzosa.

## METODOLOGIA

Para el cálculo del elipsoide de deformación finita, se han usado los métodos de RAMSAY, J. G. 1967, DUNNET, D. 1969 y FRY, N. 1979. Los dos primeros basados en la medida de ciertas partículas elípticas (marcadores) existentes en la roca deformada, y el tercero fundado en la distribución de un conjunto de marcadores repartidos en todo el volumen rocoso.

Los tipos litológicos escogidos para el cálculo, fueron gneises glandulares y microconglomerados. En todos los casos se estudiaron muestras en las cuales la composición de los granos y de la matriz fuese la misma, para que el contraste de ductilidades entre los marcadores y el resto de la roca sea mínimo.

Siempre se estudiaron secciones cortadas según dos planos normales entre sí, uno perpendicular a la esquistosidad y paralelo a lineación de segunda fase (Plano ZX del elipsoide de deformación de segunda fase), y el otro normal a la lineación y esquistosidad de segunda fase (Plano ZY del elipsoide).

Estos métodos han sido usados recientemente para la determinación de elipsoides de deformación finita en rocas gneissicas por otros autores, el de DUNNET por JENSEN, L. N. 1984 y ODLING, N. E. 1984. El de FRY por LA CASSIN P. y DRIESCHE, J. 1983. Por todo ello pensamos que son aplicables a este tipo de rocas, los gneises glandulares. También han sido usados para el cálculo de elipsoides en rocas graníticas deformadas por cizalla simple, DAVISON, D. M. 1980.

## RESULTADOS

En todas las secciones de rocas analizadas se midieron para la aplicación de los métodos de RAMSAY y DUNNET, los ejes mayores y menores de cada uno de los marcadores elípticos, así como el ángulo entre el



eje mayor y el plano de esquistosidad. Para la aplicación del método de FRY, medimos las coordenadas del centro de cada marcador, con respecto a dos ejes arbitrarios X e Y, pero correspondiendo siempre uno de ellos con el plano de esquistosidad de segunda fase.

En la figura dos, están representados los diagramas tipo obtenidos para cada muestra, según las secciones XZ e YZ, y para cada uno de los métodos propuestos. En cada sección se midieron de 20 a 60 puntos sobre un total de 20 muestras distribuidas uniformemente a lo largo de toda la traza cartográfica de la falla de Berzosa-Honrubia.

De cada uno de los métodos obtenemos unos valores, para la relación entre los ejes de la elipse de deformación finita en esa sección, (Fig. 2). Estos valores son por tanto los

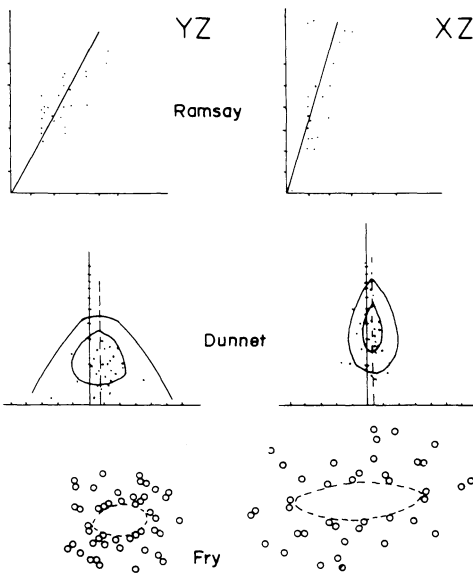
de los ejes XZ e YZ respectivamente. El valor con que se ha trabajado es el obtenido como media de los calculados por los tres métodos propuestos, siempre y cuando los datos de cada método en particular fuesen próximos entre ellos. En el caso de que los valores obtenidos fuesen dispares, hemos considerado como valor más representativo el obtenido por el método FRY, N. 1979, pues pensamos que con él se determina la deformación de todo el volumen rocoso, y es más válido que los otros métodos. No obstante que en general los resultados obtenidos muestran un alto grado de similitud entre los valores calculados por cada uno de los métodos citados.

Para la determinación del tipo de elipsoide usamos el método propuesto por PECHER, A. 1978, considerando en cada sección el valor de «Z» del elipsoide arbitrariamente igual a uno, de forma que podemos obtener el valor de X/Y directamente dividiendo X/Z entre Y/Z. Los resultados obtenidos se proyectaron directamente en un diagrama de FLINN, D. (1962) (representación del valor X/Y contra Y/Z), para poder determinar en este diagrama si los elipsoides son de tipo estirado ( $K > 1$ ) o aplastado ( $K < 1$ ).

## INTERPRETACION

Los datos obtenidos sobre el tipo de elipsoide de deformación del diagrama de FLINN (Fig. 3) para cada muestra, se representaron en un mapa según su posición espacial. A partir de ellos se trazó un mapa de isóneas para los valores de K, o lo que es lo mismo para los diferentes tipos de elipsoides (Fig. 3).

Este mapa muestra como los elipsoides son de tipo estirado ( $K > 1$ ) en los extremos Noroeste y Sur de la zona de cizalla de Berzosa. Mientras que en la zona central son elipsoides aplastados ( $K < 1$ ), mostrando una clara tendencia hacia deformaciones planas, en la zona al Oeste de la banda de



	YZ	XZ
1	1.83	3.28
2	1.8	3.28
3	1.9	3.5
<b>MEDIA</b>	<b>1.84</b>	<b>3.35</b>

Fig. 2

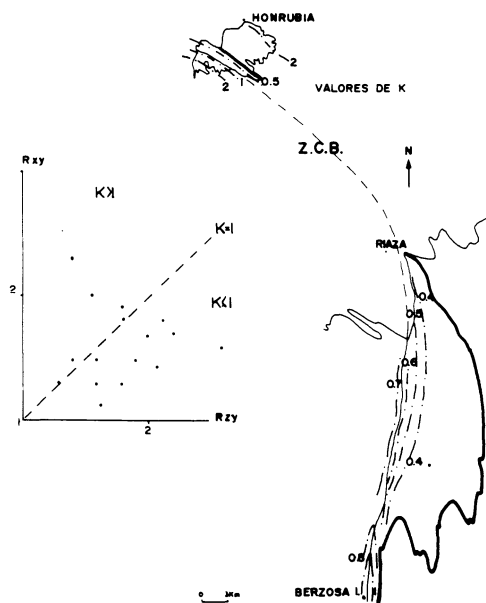


Fig. 3

cizalla, mientras que hacia la zona cabalgada se observan tendencias hacia elipsoides aplastados.

La interpretación cualitativa de la fábrica de las rocas de la región muestra que son tectonitas de tipo «L-S» (TURNER, F. J. y WEIS, L. E. 1964) en general, aunque en sectores específicos como los extremos NW. y S. de la falla de Berzosa las fábricas son

más próximas al tipo «L», y en la región central estas tienden al tipo «S». Es decir coinciden las observaciones de tipo cualitativo con las cuantitativas.

Como se deduce de los datos expuestos, la banda de cizalla estudiada pertenece siempre a los tipos P-S (COBBOLD, P. R. 1977 a y b), en los cuales la dirección de transporte tectónico es oblicua a la traza de la falla. No obstante la banda de cizalla es más próxima al tipo «S», es decir la traza de la cizalla y la dirección de transporte tectónico son paralelas, en los extremos, mientras que en el centro estas dos direcciones son perpendiculares entre sí y la zona es más próxima al tipo «P».

La interpretación cinemática que explique estos resultados ha sido propuesta por GONZALEZ CASADO, J. M. (1986). En ella se indica que la zona de cizalla tiene una traza en forma de cuña, encontrándose la dirección de movimiento normal a la traza en la parte más curvada (Zona P), mientras que en los extremos de la cuña la dirección de movimientos y la traza coinciden de una forma aproximada (Zona S).

*Recibido 5-XII-86*

*Admitido 2-IV-87*

## BIBLIOGRAFIA

- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M. J. (1981). La tectónica Hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iberi.* 7, 455-469.
- COBBOLD, P. R. (1977). Description and origin of banded deformation structures. I Regional strain, local perturbations and deformations. *Canad. Jour. Sci.* 14, 1721-1731.
- COBBOLD, P. R. (1977). Description and origin of banded deformation structures. II Rheology and the growth of banded perturbations. *Canad. Jour. Sci.* 14, 2510-2523.
- DAVIDSON, D. M. (1983). Strain analysis of deformed granite rocks (Helikian), Muskoka District, Ontario. *Jour. Struc. Geol.* 5-2, 181-195.
- DUNNET, D. (1969). A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics* 7, 117-136.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1979). Las deformaciones Hercínicas del límite Somosierra Guadarrama (Sistema Central). *Estud. Geol.* 35, 169-191.
- FRY, N. (1979). Random point distributions and strain measurement in rocks *Tectonophysics* 60, 89-105.
- FLINN, D. (1962). On folding during three dimensional progressive deformation, *Q. J. L., Geol. Soc. London.* 118, 385-428.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1982). Estructura y metamorfismo del núcleo cristalino del anticlinal mesozoico de Honrubia. *Tesis Licen. U. C. M.* 195 pg.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1986). Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa Honrubia (S. C. E.). *Tesis U. C. M.* en prensa.
- JENSEN, L. N. (1984). Quartz microfabric of the Laxfordian Canisp shear zone, N. W. Scotland. *Jour. Struc. Geol.* 6, 293-303.
- LA CASSIN, R., DRIESSCHE, J. (1983). Finite strain determination of gneiss: application of Fry's method to porphyroid in the southern Massif Central (France). *Jour. Struc. Geol.* 5, 245-253.
- ODLING, N. E. (1984). Strain analysis of strain path modelling in the Loch Tollie gneisses, Gairloch, N. W. Scotland. *Jour. Struc. Geol.* 6, 543-563.
- PECHER, A. (1978). Deformation et metamorphisme associes a une Zone de Cisaillement. Exemple du Grand Chevauchement Central Himalayen (M. C. T.). Transversale des Annapurnas et du Manaslu, Nepal. *Tesis u. Grenoble*, 354 pg.
- RAMSAY, J. G. (1967). Folding and fracturing rocks. *Mac. Graw Hill. New York.* 568 pg.
- TURNER, F. J., WEISS, L. E. (1964). Structural analysis of metamorphic tectonites. *Mac Graw Hill. New York.* 545 pg.





# La estructura herciniana del sector oriental del Sinclinal de Verín. Los cabalgamientos de Verín y Pradocabalos

## Hercynian structure of the eastern part of the Sinclinal de Verín Area. Verin and Pradocabalos thrust

FARIAS, P.

En el sector oriental del Sinclinal de Verín (Galicia, NW de España) afloran rocas pertenecientes a la Zona de Galicia-Tras-os-Montes y al Dominio del Antiforme del Olla de Sapo, separados por un importante accidente tectónico conocido en esta región como «Cabalgamiento de Verín». Dentro del autóctono relativo de este cabalgamiento se reconoce otra estructura del mismo tipo denominada «Cabalgamiento de Pradocabalos». En este trabajo se muestran las evidencias que ponen de manifiesto ambos cabalgamientos y las relaciones geométricas y estructurales entre el autóctono y alóctono relativos de los mismos, así como las estructuras, microestructuras y rocas de fallas asociadas.

**Palabras clave:** (Hercínico, Zona Centroibérica, Cabalgamiento).

Rocks belonging to the Galicia-Tras-os-Montes Zone and to the Olla de Sapo Domain crop out in the eastern part of the Sinclinal de Verín area (Galicia, NW Spain). They are separated by an important thrust known at this area as «Verín Thrust». A similar structure, the «Pradocabalos Thrust», has been recognised in the footwall of the Verin thrust-sheet. Geometric and structural relationships between footwall and hangingwall of these thrusts are shown, as well as thrust associated minor-structures, microstructures and fault-rocks.

**Key words:** (Hercynian, Centroiberian zone, thrust).

## INTRODUCCION

El objetivo del presente trabajo es mostrar la estructura geológica del extremo oriental de la región metasedimentaria de Verín, dentro del Macizo Herciniano Ibérico (Fig. 1) así como las evidencias que ponen de manifiesto la existencia en dicho sector de dos importantes cabalgamientos. El área representada en el mapa geológico de la Fig. 3 se sitúa al Norte de la localidad de A Gudiña (provincia de Ourense), en el flanco nororiental del Sinclinal de Verín, encontrándose limitada al W y E por dos importantes fracturas: la Falla de as Portas y la Falla de Viana respectivamente. Dentro de esta región se reconocen rocas pertenecientes a varias de las unidades paleogeográficas en que ha sido dividida la Cordillera Herciniana en el NW de la Península Ibérica (Fig. 2). Los dos cabalgamientos representados en el mapa separan dichas unidades, las cuales presentan sucesiones litológicas muy diferentes y cuyas características estratigráficas se descubrirán en el apartado siguiente. El Cabalgamiento de Verín pone en contacto rocas pertenecientes al Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes (DEGTM), incluido en la Zona de Galicia-Tras-os-Montes (FARIAS et al., en prensa), con la sucesión representativa de la Unidad de los Montes do Invernadoiro (UMI) perteneciente al Dominio del Antiforme del Olo de Sapo (BARRERA et al., en prensa). Por su parte, el Cabalgamiento de Pradocabalos separa la anterior unidad de una sucesión de materiales que deben encontrarse incluidos en el Dominio del Antiforme del Olo de Sapo.

## ESTRATIGRAFIA

### El Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes

Los materiales pertenecientes al DEGTM en este sector constituyen una su-

cesión bastante homogénea correspondiente al Grupo de Nogueira (de acuerdo con las características descritas para este grupo por BARRERA et al. op. cit.). En este sector, este grupo litológico aparece formado esencialmente por filitas y siltitas pardo-verdosas, pardo-anaranjadas y grises entre las que se intercalan niveles ampelíticos y de liditas, así como rocas con importante participación volcánica (grauvacas muy feldespáticas). Se admite una edad silúrica para esta serie por su semejanza litológica con otras series atribuidas a esta edad en regiones vecinas y en base a los datos de Willefert (in MATTE 1968), quien describe al Norte de A Gudiña un yacimiento con fauna de graptolites que atribuye al Llandovery superior.

### La unidad de los Montes del Invernadoiro

Esta unidad se encuentra representada en este sector por rocas pertenecientes a las Cuarcitas y Filitas del Invernadoiro y a las Pizarras de Luarca. Las primeras, descritas en un trabajo previo (FARIAS y MARCOS, 1986) y datadas mediante «cruciana» como Ordovícico inferior, están formadas por areniscas y filitas alternantes con niveles de cuarcitas hacia la parte superior. Las Pizarras de Luarca constituyen una potente sucesión homogénea de filitas negras con algunos niveles psamíticos intercalados. El contacto entre ambas formaciones se produce en este sector de manera gradual, existiendo en el tránsito areniscas con fuerte pizarrosidad y filitas negras y disminuyendo el tamaño de grano de las areniscas hacia la parte superior de la serie.

### Los esquistos y filitas de O Castro

Los materiales que ocupan el extremo NE del área cartográfica constituyendo el autóctono relativo del Cabalgamiento de Pradocabalos tienen una edad incierta, aunque por sus características litológicas (la presencia de algún fino nivel ampelítico) han

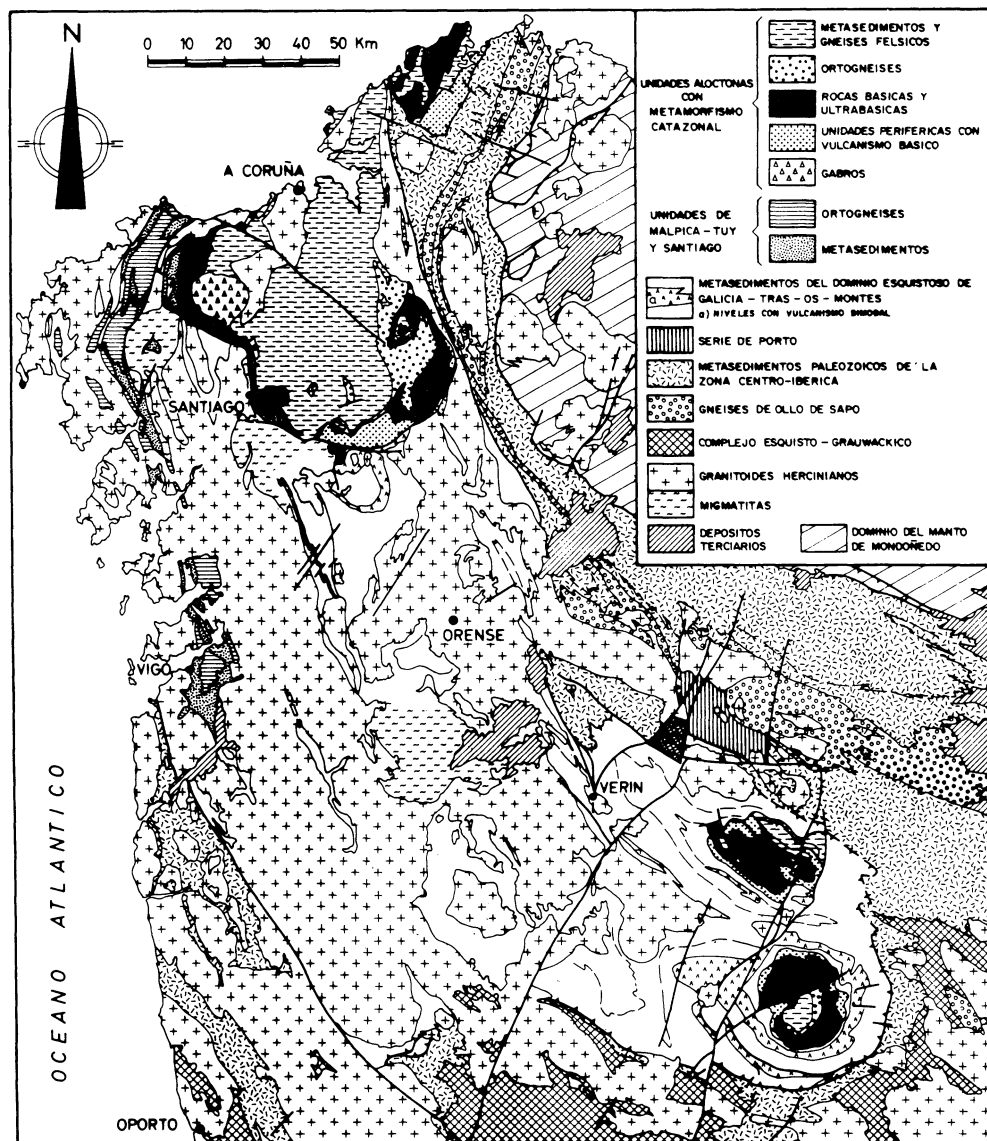


Fig. 1. Situación del sector estudiado en el contexto del mapa geológico del NW de la Península Ibérica.

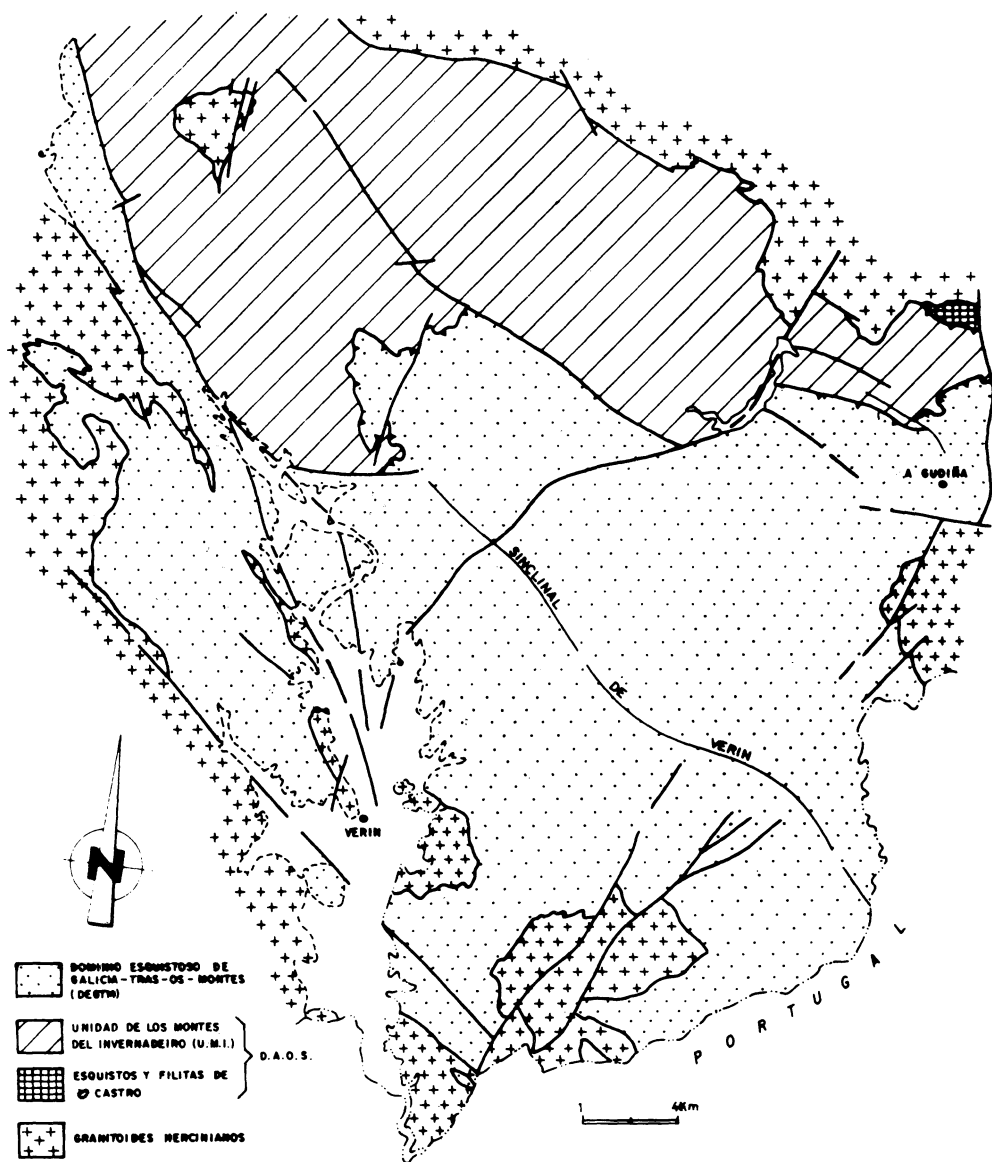


Fig. 2. Esquema geológico en el que se muestra la distribución de las unidades paleogeográficas que se distinguen en el área del Sinclinal de Verín.



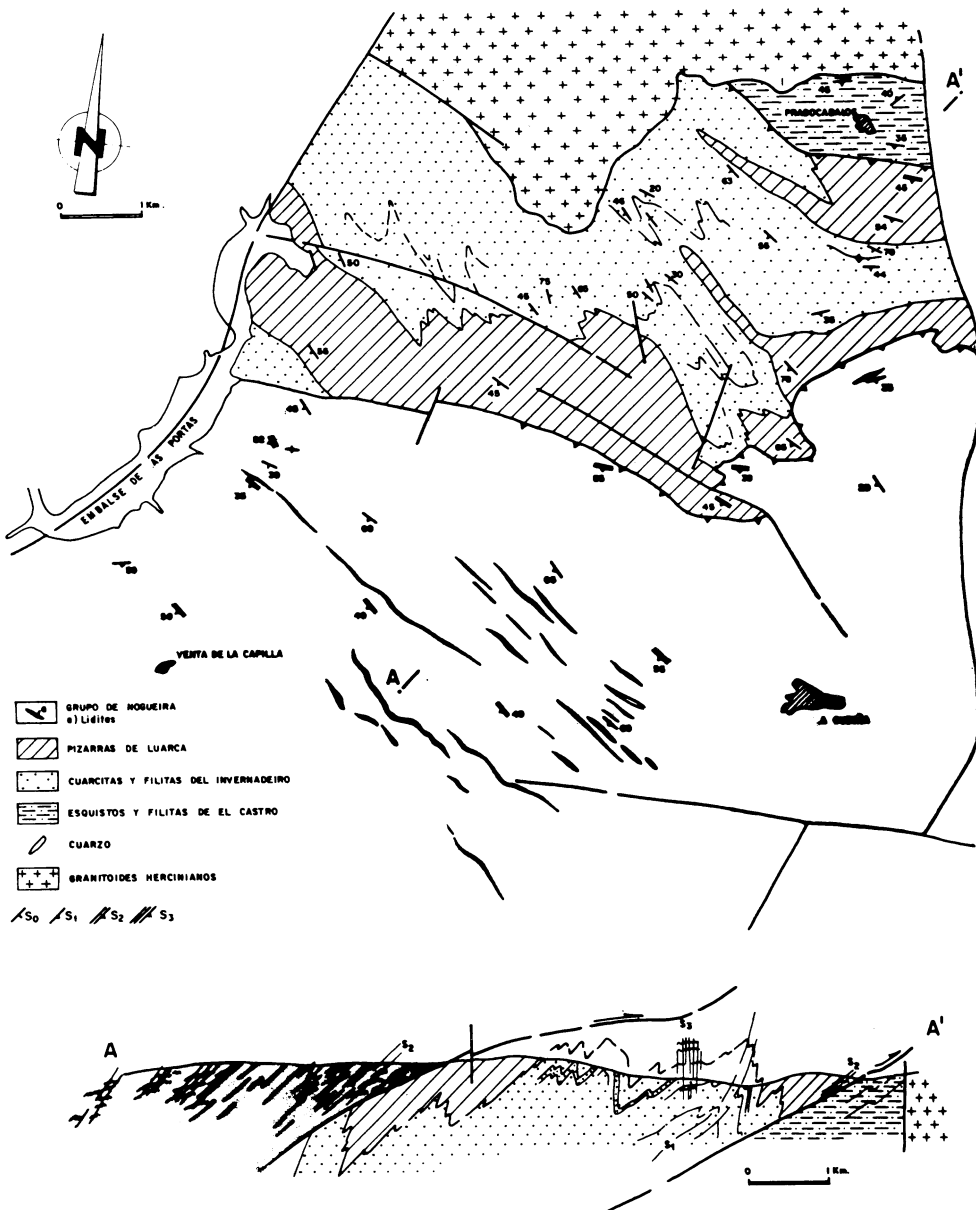


Fig. 3. Mapa y corte geológicos del sector estudiado

sido atribuidos al Silúrico (ARCE DUARTE et al., 1981). Se trata de una sucesión monótona, formada por filitas pardas, siltitas y esquistos, afectados por un importante metamorfismo de contacto que dificulta la observación de sus caracteres primarios. En todo caso, la posición estructural que presentan estas rocas hace pensar en su pertenencia al Dominio del Antiforme del Olo de Sapo en un sentido estricto.

## ESTRUCTURA

Las rocas presentes en el área de estudio muestran estructuras debidas principalmente a tres episodios de deformación, atribuíbles a la orogénesis hercínica. La primera fase aparece representada por pliegues apretados y asimétricos, vergentes al Este, a los que se asocia una esquistosidad primaria, generalmente del tipo «slaty cleavage». El desarrollo de estructuras debidas a esta fase se produce de forma desigual en los materiales del DEGTM, donde los pliegues son muy escasos, y en los pertenecientes a la UMI, donde estos presentan una gran abundancia. Estas diferencias de estilo tectónico, analizadas por distintos autores (FERRAGNE, 1972; RIBEIRO, 1970, 1974; ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1981), podrían ser en parte debidas a las diferentes características litológicas de ambas series, de tal manera que la gran homogeneidad de las rocas que componen el primer dominio citado no permite el desarrollo de una secuencia de capas adecuada para la formación de pliegues.

Durante la segunda fase de deformación se han reconocido en amplias zonas de la Cordillera Herciniana estructuras tangenciales del tipo de los cabalgamientos. Dos importantes accidentes tectónicos de esta naturaleza pueden ser observados en este sector, poniendo en contacto las unidades paleogeográficas citadas anteriormente. Se trata del Cabalgamiento de Pradocabalos, cartografiado por primera vez por ARCE DUARTE

et al., (1981) y el Cabalgamiento de Verín, puesto de manifiesto por FARIAS y MARQUINEZ (1986).

## El Cabalgamiento de Pradocabalos

El Cabalgamiento de Pradocabalos, situado en el ángulo NE del mapa geológico de la Fig. 3, presenta muy escasa extensión cartográfica, de tal manera que sólo puede ser observado en este sector, encontrándose el resto de su trazado enmascarado por las intrusiones de los granitoides de la alineación Meda-Cabeza de Manzaneda. No obstante su corto trazado cartográfico, las notables diferencias litológicas y estratigráficas existentes entre las sucesiones situadas al Norte de dichos granitoides (región del Sinclinal de Monforte) y al Sur de los mismos (Montes do Invernadoiro), obligan a pensar en la importancia real de este accidente. En este sentido BARRERA et al. (en prensa) consideran al Cabalgamiento de Pradocabalos y su supuesta extensión a lo largo de los granitoides citados, como el límite que pone en contacto el Dominio del Antiforme del Olo de Sapo (en el sentido estricto) con la Unidad de los Montes do Invernadoiro, la cual consideran a su vez incluida dentro de dicho dominio. Este cabalgamiento presenta una zona de fractura bastante neta, en la que se observan rocas principalmente de naturaleza cataclástica con un espesor de afloramiento de unos 2,5 a 3 m. Asimismo, asociada a este accidente y a lo largo de una banda de unos 500 m de espesor por encima del contacto cabalgante, se desarrolla una esquistosidad de crenulación muy penetrativa y más intensa en las cercanías de dicho contacto y con una posición subparalela a la superficie cabalgante. Además existen pliegues de pequeño tamaño (a escala centimétrica y microscópica, Fig. 5) asociados con dicha esquistosidad. Por otra parte, como puede apreciarse en el mapa y cortes geológicos de la Fig. 3, la superficie de cabalgamiento corta a pliegues previos en el alóctono y aparece doblada por flexiones suaves

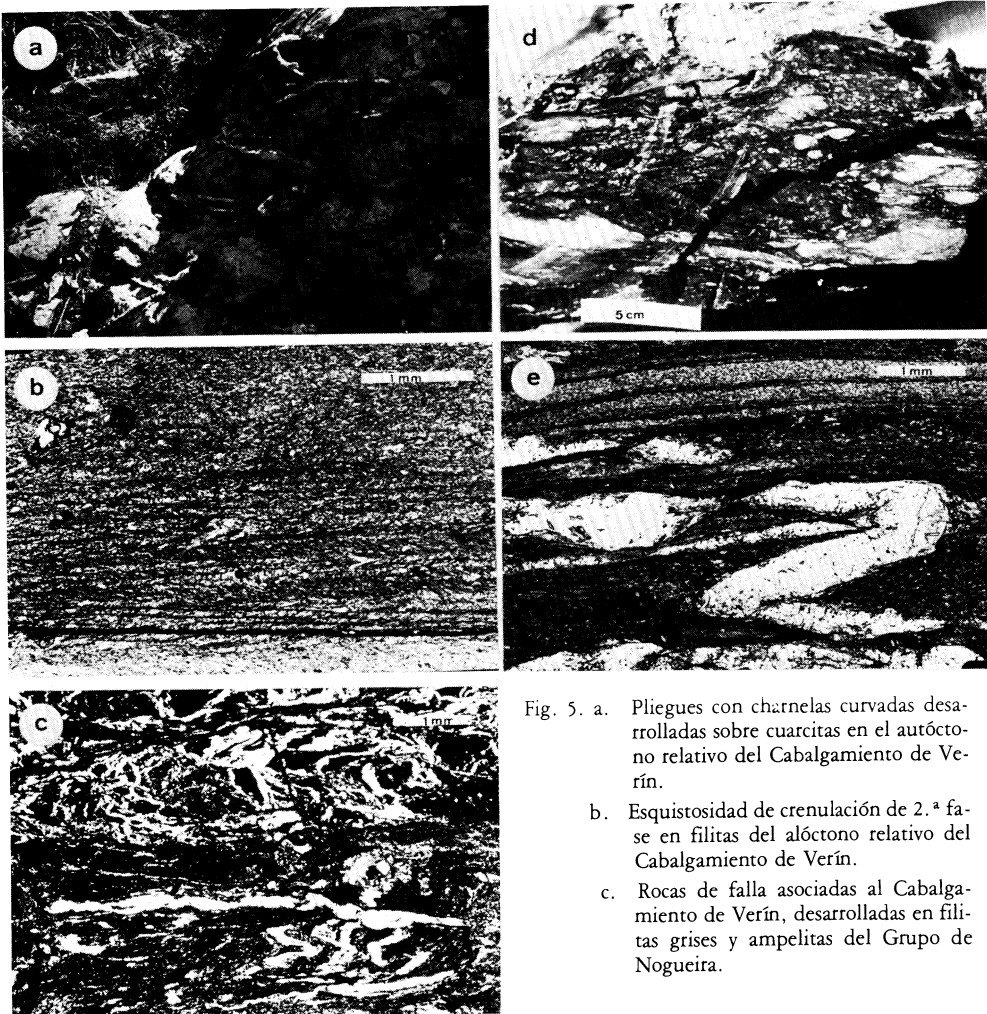


Fig. 5. a. Pliegues con charnelas curvadas desarrolladas sobre cuarcitas en el autóctono relativo del Cabalgamiento de Verín.

b. Esquistosidad de crenulación de 2.ª fase en filitas del alóctono relativo del Cabalgamiento de Verín.

c. Rocas de falla asociadas al Cabalgamiento de Verín, desarrolladas en filitas grises y ampelitas del Grupo de Nogueira.

d. Brechas asociadas al Cabalgamiento de Verín, desarrolladas en filitas y limolitas. Venta de La Capilla.

e. Micropliegues de 2.ª fase de deformación desarrollados en venas de cuarzo y bandeo tectónico asociado. Filitas en el alóctono relativo del Cabalgamiento de Pradocabalos.

posteriores. Todos estos datos estructurales, unidos a las diferentes sucesiones estratigráficas del alóctono y autóctono ponen claramente de manifiesto la existencia e importancia real de este cabalgamiento.

## EL CABALGAMIENTO DE VERÍN

El Cabalgamiento de Verín, descrito recientemente en esta región (FARIAS y MARQUINEZ op. cit.) constituye una importante estructura cuya cartografía ha sido posteriormente extendida en las áreas meta-sedimentarias de Fronton-Herbedeiro y antiforma de Os Peares (BARRERA et al., op. cit.). Estos nuevos datos, junto con los de las cartografías de las regiones portuguesas de Tras-os-Montes (RIBEIRO 1974) y de la Serra do Marao (PEREIRA y RIBEIRO 1983) han permitido establecer de forma concreta los límites de la Zona de Galicia-Tras-os-Montes (FARIAS et al., en prensa), que incluye a todos los materiales situados por encima de su cabalgamiento basal.

El sector más oriental del Sinclinal de Verín, aquí estudiado, presenta notable interés por cuanto que en él pueden observarse de forma especialmente clara las relaciones geométricas y estructurales existentes entre el alóctono y autóctono relativos del Cabalgamiento de Verín, así como sus estructuras y rocas de falla asociadas. Así y al igual que sucede con el Cabalgamiento de Pradocabalos, en el mapa y corte geológicos puede observarse como la superficie de cabalgamiento corta a pliegues previos debidos a la primera fase hercínica, llegando en consecuencia a intersectar cartográficamente contactos entre formaciones en el autóctono relativo.

Asociadas al Cabalgamiento de Verín se desarrollan estructuras y microestructuras tales como pliegues y esquistosidades de crenulación así como gran cantidad de rocas de falla; es de destacar en este sentido la presencia de pliegues con charnelas curvas (Fig. 5) desarrollados en niveles cuarcíticos del autóctono relativo del cabalgamiento.

Los ejes de estos pliegues muestran una moderada dispersión (Fig. 4), que permite suponer un avance para este manto en dirección aproximada SW-NE.

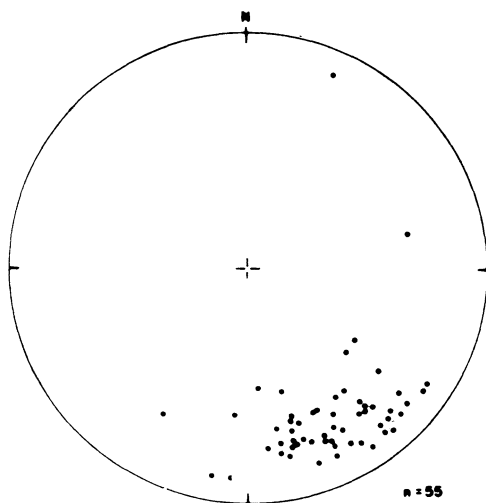


Fig. 4. Distribución de los ejes de pliegues de 2.ª fase asociados al Cabalgamiento de Verín en el sector estudiado.

En relación con este cabalgamiento se observa la existencia de gran cantidad de rocas de falla con características diferentes en función del tipo de litología sobre la que se desarrollan (Fig. 5). Llama la atención en este sentido, la abundancia de rocas de tipo cataclástico y brechoide formadas a partir de metasemitas y filitas intercaladas, que forman cuerpos tabulares con un espesor superior a los 500 m. Esta enorme cantidad de rocas deformadas hacen pensar en la posible existencia de fallas de orden menor asociadas al cabalgamiento principal. Asimismo, en las inmediaciones del Cabalgamiento de Verín se llega a la práctica filonitización de las rocas, sobre todo en litologías de grano muy fino (filitas, ampelitas, etc...).

Las deformaciones posteriores a los Cabalgamientos

Las estructuras descritas anteriormente se encuentran deformadas por otras más tardías. En este sentido, los trazados de ambos cabalgamientos aparecen afectados en el sector estudiado por flexiones suaves debidas a pliegues de tercera fase hercínica, a los cuales se asocia una esquistosidad de crenulación o una esquistosidad espaciada de posición subvertical. Asimismo, la traza cartográfica del Cabalgamiento de Verín se encuentra modificada en la parte más oriental por la presencia de un pliegue radial pette-

neciente a una fase tardía, que afecta a su vez a las direcciones de la SO y S1 (ver mapa geológico, Fig. 3), y que podría estar genéticamente relacionado con el sistema de fallas de dirección NE-SW presente en la zona (fallas de As Pettas y de Viana en la cartografía). Otro sistema de fallas tardías es el de dirección aproximada NW-SE, al que pertenece la falla subvertical que hace rejuglar el Cabalgamiento de Verín en la parte más occidental del sector estudiado.

*Recibido 12-III-87*

*Aceptado 2-IV-87*

## BIBLIOGRAFIA

- ALONSO ALONSO, J. L. y RODRIGUEZ, L. R. (1981). Aportaciones al conocimiento de la estructura del Sinclinorio de Verín. *Cuad. Lab. Xeol. La-xe*, 3, 93-122.
- ARCE DUARTE, J. M., LOPEZ-PRADO TEIXEIRA, J. y DEL MORAL CRESPO, J. (1981). Mapa y memoria explicativa de la Hoja n.º 266 (LA GUDIÑA) del Mapa Geológico Nacional a E. 1:50.000 2.ª serie (MAGNA). *Inst. Geol. Min. Esp. Serv. Publ. Min. Ind.*
- BARRERA, J. L., FARIAS, P., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J. MARTIN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., del OLMO SANZ, A. y de PABLO MACIA, J. G. (en prensa). Mapa y memoria de la Hoja n.º (17-27) (ORENSE-VERIN) del Mapa Geológico Nacional a E. 1:200.000. *Inst. Geol. Min. Esp. Serv. Publ. Min. Ind.*
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J. L., MARTIN PARRA, L. M., PABLO MACIA, J. G. de, y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (en prensa). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *IX Reun. Geol. NW Peninsular*. Porto.
- FARIAS, P. y MARCOS, A. (1986). La sucesión ordo-vílica en el flanco NE del Sinclinal de Verín (Galicia-España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 16, 54-24.
- FARIAS, P. y MARQUINEZ, J. L. (1986). Nuevos datos sobre la estructura del área de Verín. *Brev. Geol. Ast.*, XXVII, 1-2, 1-11.
- FERRAGNE, A. (1972). Le Precambrien et le Paleozoique de la province de l'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne). *Stratigraphie-Tectonique-Metamorphisme*. These, Univ. Bordeaux I, 249 pp.
- MATTE, Ph (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Rev. Geol. Alpine*, 44, 1-127.
- PEREIRA, P. y RIBEIRO, A. (1983). Tectónica do sector noroeste da Serra do Marao. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69.
- RIBEIRO, A. (1970). Position structurale des Massifs de Morais et Braganza (Tras-os-Montes). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 104, 115-138.
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution a l'etude tectonique de Tras-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24, 168 pp.





## Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central, del Sistema Central Ibérico

### Population analysis of the late hercynian faulting in the Spanish Central System

CAPOTE, R.; GONZALEZ CASADO, J. M.; DE VICENTE, G.

En la región comprendida entre Cercedilla, El Espinar y Robledo de Chavela (Sistema Central), se han observado una serie de zonas de cizalla dúctiles que cortan a las estructuras Hercínicas anteriores; son de dirección N80-N110E y poseen movimientos de tipo normal. Este tipo de régimen distensivo concuerda con tipos deformacionales descritos por otros autores en el Sistema Central Español. En la misma zona están también presentes una serie de diques y fallas frágiles que corresponden a un régimen deformacional inicialmente de tipo distensión uniaxial, según N5-N10E. Las principales direcciones de fraturación se concretan en dos familias muy próximas (N80E y N100E), o en una única familia según N90E. A favor de esta última dirección, y en régimen de tipo extensión uniaxial se emplazan una serie de porfidos graníticos, muy característicos del área estudiada.

Debido al temprano emplazamiento de estos diques y a los planos de movimiento deducibles para unos y otros tipos de fallas, pensamos que ambos eventos han de tener una cierta relación temporal.

La distensión uniaxial pasa en el tiempo, mediante aumento de las compresiones de dirección N95-N100 E, a tectónica de tipo de desgarre. A toda esta evolución deformacional se le denomina «Etapa Malagon». Estos desgarres afectan de una manera dúctil, si bien sin recrystalizaciones posteriores, a los diques de porfido granítico, que aun se están emplazando.

Posteriormente, y ya dentro de la tectónica netamente de tipo frágil, se produce un régimen deformacional de tipo desgarre, con dirección de compresión N50E que termina en distensión radial, que hemos denominado «Etapa Hiendelaencina». En esta fase se emplazan diques de cuarzo y baritina de direcciones N20E y N80E.

**Palabras clave:** Análisis poblacional, fallas, esfuerzos, Tardihercínico, Sistema Central.

In the region between Cercedilla, El Espinar and Robledo de Chavela (Middle Occidental Sector of the Central System) a series of ductile shear zones have been observed that cut to the former Hercynian structures with N80-N100 trends and having normal movement. This extensive regime agrees with other previous works.

There are, in the same area, a series of dykes and brittle faults that correspond to a deformational regime with uniaxial extension (initially from N5 to N10). The main fault trends are N80 and N100 (or only one with N90 trend). Following this last direction a series of granitic dykes are emplaced.

This dyke emplacement and the movement scheme make us think in a certain temporal relation between them. The uniaxial extension changes, with an increase of the compressive axis (N95-N100), to a strike-slip fault tectonics. We will call this deformational evolution, «Malagon Phase».

Subsequently, and in a clear brittle tectonics, it is produced a deformational regime of strike slip type with a direction of compression of N50E, ending in a radial extension named «Hiendelaencina Phase», with emplacement of quartz and baryte dykes with N20 and N80 trends.

**Key words:** (Population analysis, faults, stresses, Late-Hercynian, Central System).

CAPOTE, R.; GONZALEZ CASADO, J. M.; De VICENTE, G. Dpto. de Geodinámica. Facultad de Geología. Universidad Complutense. 28040. Madrid.

## INTRODUCCION

En la región situada entre Cercedilla, El Espinar y Robledo de Chavela (Sector Centro-Occidental del Sistema Central Español), se han observado una serie de bandas de cizalla de dirección Este Oeste que han actuado como fallas normales, relacionables con etapas distensivas Hercínicas (DE LAS DOBLAS M. et Alters 1983, GONZALEZ CASADO, J. M. 1986, CAPOTE, R. 1986), y una serie de fallas y diques netamente tardihercínicos que han sido interpretados mediante métodos de análisis poblacional de fallas (ANGELIER, J. y MECHLER, P., 1977, Diagramas P/T), Diagramas y/R SIMON GOMEZ, J. L. 1982), y (Diagrama  $\epsilon/K'$ , De Vicente, G. 1986). Se intentará, en este trabajo deducir los tipos deformacionales responsables de la génesis de todas estas estructuras.

## LAS ZONAS DE CIZALLA NORMALES

En varios puntos del Sistema Central, han sido localizadas por diversos autores, grandes zonas de cizalla que indican movimientos de tipo normal, y que actuaron bajo condiciones ambientales que permitieron el desarrollo de rocas miloníticas, es decir, en un régimen deformacional de tipo dúctil. Estas estructuras han sido observadas en los siguientes puntos:

— Región de Somosierra y Honrubia (GONZALEZ CASADO, J. M., 1986a y b). Zona de Robledo de Chavela (MARTIN ESCORZA, C. 1975), en el Macizo de San Vicente (DE LAS DOBLAS M. et Alters 1983, y DE LAS DOBLAS, M. 1985). También han sido citadas en estudios de carácter regional sobre esta región (LOCUTURA, J. y TORNOS, F., 1985).



Estas estructuras no deben de confundirse con otras dos etapas anteriores con deformaciones predominantes por cizalla simple; una de ellas origina en la región estudiada (Macizo del Escorial), cabalgamientos posteriores a la segunda fase Hercínica ( $F_2$ ). Y la otra más importante y más antigua sincrónica con la segunda fase Hercínica, durante la que se forman los grandes cabalgamientos visibles en esta región (cabalgamientos de segunda fase de CAPOTE, R. et Alters 1981).

En esta región, las zonas de cizalla encontradas, y que corresponden a las fallas con movimientos normales, se caracterizan por presentar una gran potencia (varios centenares de metros) y un gran desarrollo longitudinal (decenas de kilómetros), con unas orientaciones entre N80 y N100E, y buzamientos de 70 a 60 grados, generalmente hacia el Sur (Fig. 1), afectando tanto a rocas esquistosas y cuarcíticas como a cuerpos graníticos tempranos. Presentan estructuras de tipo dúctil, con una foliación milonítica bien desarrollada (Planos «C»), y en algunos casos con planos «S» conjugados. Aparecen también numerosos cristales rotados, triturados o estirados con diversas características. En todos los casos las diversas microestructuras, tanto planares (Planos «S», «C», o sigmoides), como de porfiroclastos (cuarzos, acintados, feldespatos rotados y fracturados, etcétera) indican movimiento normal.

Por otro lado, la lineación de estiramiento se orienta hacia el Sur, con un ángulo de cabeceo próximo a los 90° con respecto a la foliación milonítica.

En estas milonitas y especialmente en los cristales de cuarzo acintados, se observa una importante etapa de formación de subgranos, lo que unido al hecho de afectar estas zonas de cizalla a algunos granitos hercínicos tempranos, y a las características dúctiles previamente mencionadas, hace posible suponer que se originaron todavía en relación con un pico térmico, es decir, próximas en el tiempo a las últimas deformaciones

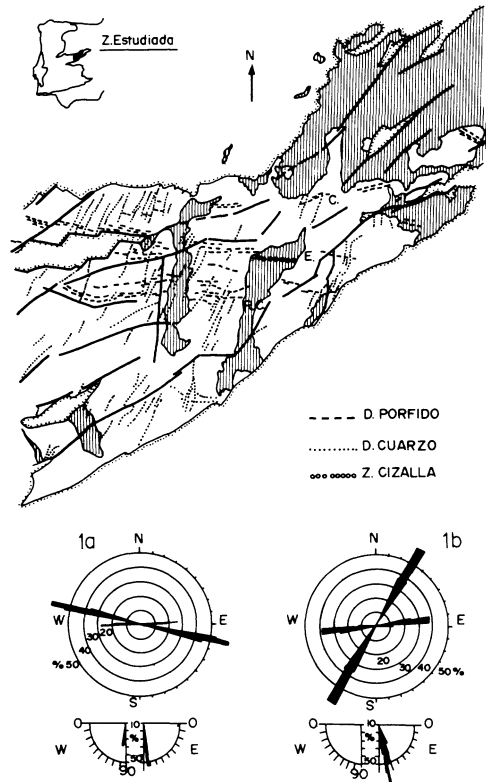


Fig. 1

sinmetamórficas Hercínicas (GONZALEZ CASADO, J. M. 1986).

## ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS

Se han utilizado tres métodos distintos que parten de conceptos diferentes. Dos de ellos (los diagramas P/T y y/R) que indagan en la naturaleza del elipsoide de esfuerzos, y el tercero (diagramas e/K') en el de deformación.

El diagrama P/T (ANGELIER, J. y MECHLER, P. 1977) consiste en sumar las áreas compatibles en extensión y en compresión del conjunto de fallas mediante el concepto de diedros rectos. El diagrama y/R relaciona el cabeceo de las estrías con el buzamiento, el ángulo entre la dirección de las fallas y el máximo eje compresivo horizontal

(y) con el invariante  $R$   $(\delta_1 - \delta_2)/(\delta_3 - \delta_2)$  del elipsoide de esfuerzos (BOTT, M., 1959, ARMIJO, R., 1977, SIMON GOMEZ, J. L., 1982). El último método, el diagrama  $e/K'$  (De VICENTE, G., 1986) parte de las relaciones de simetría deducibles del «modelo deslizamiento» (RECHES, Z., 1983) para obtener el parámetro  $K'$  ( $e_y/e_z$ ) del elipsoide de deformación. De este modo, tanto en  $R$  como en  $K'$  se definen trece tipos de regímenes diferentes, desde compresión radial ( $K' = -0.5$ ,  $r = +\partial$ ) hasta extensión radial ( $K' = -0.5$ ,  $r = +\partial$ ), pasando por todos los tipos posibles, con el límite entre compresiones y extensiones en los desgarres puros ( $K' = -/\infty$ ,  $R = -0.5$ ).

#### PRINCIPALES ORIENTACIONES DE LAS FALLAS Y DIQUES, ANALISIS POBLACIONAL EN LA ZONA DE ESTUDIO

La primera observación deducible de la cartografía geológica de esta región, es la presencia de numerosos diques de pórfido granítico con unas direcciones cercanas a la E-W muy marcadas (Fig. 1). Del análisis de una serie de estaciones de datos microestructurales, deducimos que las orientaciones de las fallas predominantes se pueden agrupar en dos tipos (Fig. 1):

a) Fallas de direcciones N100-N110E y fallas de direcciones N70-N90E (Fig. 1a).

b) Fallas de direcciones N70-N90E y fallas de direcciones N20-N30E (fig. 1b).

Como puede apreciarse, las fallas de dirección N70-N90E se encuentran en ambos diagramas. La deducción de estas dos situaciones diferentes se debe a su reiterada asociación en distintas estaciones y a relacionarse con diferentes valores del cabeceo de las estrías. Los buzamientos son, en todos los casos altos (70 a 80 grados).

Las fallas del primer grupo (a), suelen presentar cabeceos muy bajos, indicando movimientos preferentes de tipo desgarre (las N110-N100E sinestrales, y las N70-

N90E, dextrales), si bien debido al bajo ángulo de separación de sus respectivas direcciones, el tránsito desde o a fallas normales debió ser muy brusco, (DE VICENTE, G., 1986). Del análisis de este tipo de fallas mediante el diagrama P/T (Fig. 2a), se deduce que el conjunto de fallas responde a desgarres con dirección de extensión N5-N10E, aunque el eje compresivo parece quedar también en la vertical. Este tipo de diagramas es muy común en tránsitos entre desgarres y fallas normales (DE VICENTE, G., 1986). Del análisis de los diagramas  $y/R$  (Fig. 2b) se deduce una dirección de compresión (y) según N100E (N104 a N97E) con  $R$  cercano a 1, es decir la zona cercana a extensión uniaxial. No obstante, el diagrama que resulta más claro es el  $e/K'$  (Fig. 2c). En él se aprecia que, manteniendo la dirección de máximo eje compresivo horizontal, o mínimo extensivo ( $e_y$ ) entre N93 y N99E, existe una clara evolución en los va-

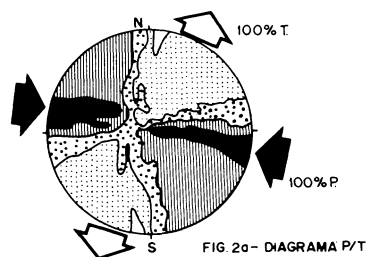


FIG. 2a - DIAGRAMA P/T

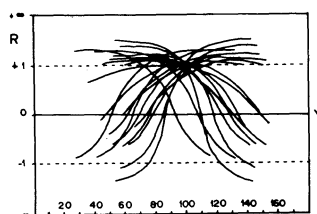


FIG. 2b - DIAGRAMA Y/R

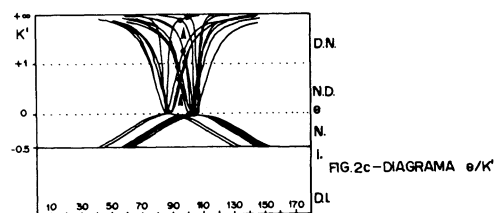


FIG. 2c - DIAGRAMA e/K'

Fig. 2

lores de  $K'$ , con intersecciones cercanas a 0 ( $-0.02$ ), es decir, extensión uniaxial, hasta valores próximos a  $\theta$  (desgarres puros), pasando por fallas normal direccionales y desgarres normales ( $K' = 0.49$  y  $K' = 1.73$ ).

Desde el tipo de tectónica pueden explicarse, tanto el emplazamiento de los diques de pórfido granítico en una única dirección (extensión uniaxial), como la existencia previa de zonas de cizalla dúctiles, también en una única dirección E-W. En efecto cuando  $K' = 0$ , y según el «modelo de deslizamiento» (RECHES, Z., 1983, y DE VICENTE, G., 1986), la deformación es de tipo plana ( $e_y = 0$ ,  $e_x = -e_z$  .  $e_x$  horizontal, estiramiento,  $e_z$  vertical, acortamiento), con lo que se produce una única dirección de fracturación, con dos buzamientos contrarios. Por todo ello, pensamos que la existencia de diques de pórfido en una única dirección predominante puede explicarse mediante esta distensión uniaxial desde N5-N10E, y que posteriormente evolucionaría hacia desgarres con dirección de compresión N100E. Por otra parte, el régimen deformacional del análisis de las zonas de cizalla normales encaja bien en este esquema.

Los bordes de algunos de los diques de pórfido se hallan afectados por zonas de cizalla que indican movimientos en dirección, compatibles con las últimas etapas de esta evolución.

Son zonas de cizalla en las que se forman rocas miloníticas constituidas por porfiroclastos de feldespato y plagioclasa que se deforman frágilmente, y cuarzos con formas acintadas que fueron deformados dúctilmente, todo ello en una matriz abundante y de grano muy fino. Pero a diferencia de lo observado en las rocas miloníticas asociadas a fallas normales y descritas anteriormente, no existe en este caso una etapa de recristalización posterior importante. La lineación de estiramiento en las milonitas tiene un cabeceo sobre el plano de esquistosidad milonítica de  $3$  a  $5^\circ$ , y una constante dirección entre N80 y N100E. Todas las microestructuras observables en secciones paralelas a la li-

neación y normales a la esquistosidad milonítica (colas de trituración, cristales fracturados, colas de presión, cristales rotados, poligonizaciones oblicuas, etc.) indican un sentido de movimiento sinistral de desgarre de cizalla de dirección N100E.

En estas bandas, se observan también, crenulaciones extensionales (Planos «S» y «C») que en general indican el mismo plan de movimientos.

A todo este ciclo tectónico evolutivo se le ha denominado «ETAPA MALAGON».

Este tipo de tectónica, deducible del análisis microestructural, coincide con una de las posibles explicaciones sobre el emplazamiento de los diques de pórfido granítico en esta región propuesta por GONZALEZ UBANEILL (1981), basada en el análisis macroestructural (distensión Norte-Sur).

El otro conjunto de fallas (Fig. 1b), resulta mucho más conocido y desarrollado en todo el ámbito del Sistema Central. Así, DE VICENTE et Alters (1986), estudiando los diques de cuarzo y baritina con mineralizaciones de plata en Hiendelaencina (Sector Oriental del Sistema Central) dedujeron que se trataba de una tectónica que evolucionaba desde desgarres con dirección de compresión N50E hasta distensión radial. Hay que destacar, que en el sector estudiado, todos los diques de cuarzo, como los de baritina, siguen las mismas orientaciones (GONZALEZ UBANEILL, A. 1981).

Del análisis microestructural cabe deducir una evolución desde desgarres con dirección de compresión N50-N70E a fallas normales de una forma cualitativa en el diagrama P/T (Fig. 3a). En el diagrama  $y/R$  no se aprecia muy bien la evolución, determinándose un máximo con  $R = 1.8$  (fallas normales) y una dirección de compresión ( $y$ ) según N56E (N45-N65E), (Fig. 3b).

Ahora bien, en el diagrama  $e/K'$  (Fig. 3c), la evolución es muy clara desde  $K'$  cercano a más infinito (desgarres puros) hasta  $K'$  cercana a extensión radial ( $K' = -0.23$ ) y con dirección de  $e_y$  constante entre N42 y N63E, con un máximo en N54E. El tránsito

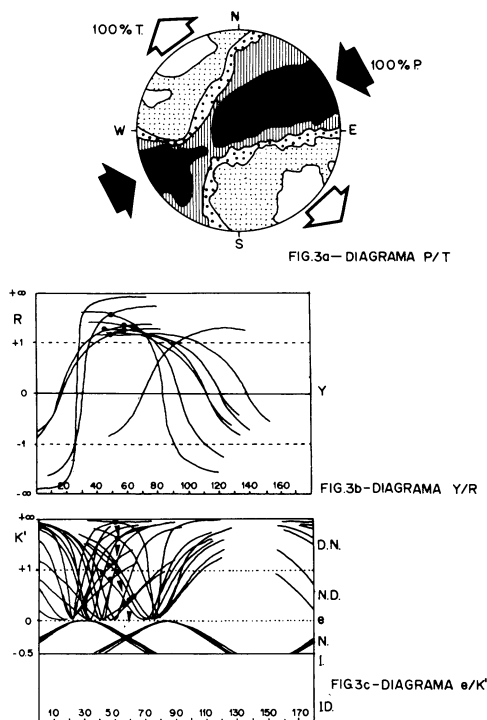


Fig. 3

en este caso es mucho más gradual que en la etapa anterior.

Por todo ello, hacemos corresponder nuestros análisis con la «ETAPA HIENDELAENCINA».

Aquí, las fallas de dirección N20-N30E se moverían inicialmente como desgarres dextrales, mientras que las N70-N90E, lo harían con sinestrales, mientras que en la etapa anterior lo hicieron como dextrales.

La posterioridad de esta fase, y los tipos de movimientos descritos son claramente visibles a nivel macroestructural.

## CONCLUSIONES

En el sector Centro-Occidental del Sistema Central se deduce la existencia de dos etapas de fracturación Tardihercínica.

La última, la etapa Hiendelaencina, está ampliamente desarrollada en todo el ámbito del Sistema Central, pasando desde desgarres con dirección de compresión N55E, hasta distensión radial, moviendo fallas de direcciones N20-N30E y N70-N90E.

La primera estaría, en sus etapas iniciales, relacionada con una clara distensión que daría zonas de cizalla dúctiles de direcciones Este Oeste, y próximas en el tiempo a los últimos picos térmicos. El emplazamiento de los diques de pórfido granítico, bajo distensión uniaxial, y el posterior tránsito a desgarres, con dirección de compresión N100E, cae ya dentro del campo que podemos considerar como frágil, moviendo fallas de dirección N70-N110E, e incluso los bordes de los diques de pórfido granítico, dando lugar a zonas de cizalla sin recrystalizaciones posteriores, y que indican movimientos de tipo desgarre. A toda esta evolución tectónica se le denomina etapa «Malagón».

*Recibido 29-I-87*

*Admitido 2-IV-87*

## BIBLIOGRAFIA

- ANGELIER, J., MECHLER, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: La méthode des diédres droits. *Bull. Soc. Geol. Fra.* 19-7, 1309-1318.
- ARMJO, R. (1977). La zona de fallas de Lorca-Totana (Cordilleras Béticas). Etude tectonique et néotectonique. Tesis U. Paris VII, 98 pp.
- BOTT, M. P. H. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- CAPOTE, R. (1985). Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica. *Rev. Real Acad. Cien. Exac. Fis. Nat.* LXXIX-4, 511-522.
- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M. J. (1981). La tectónica Hercínica de Cabalgamientos en el Sistema Central. *Cuad. Geol. Iber.* 7, 455-469.
- DE LAS DOBLAS, M., CAPOTE, R., CASQUET, C. (1983). Fenómenos de cizalla en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Stud. Geol. Sal.* 18, 27-38.
- DE LAS DOBLAS, M. (1985). «S/C deformed rocks: The example of the Sierra de San Vicente (S. de Gredos Toledo, Spain). Thesis U. Harvard Massachusetts. 90 p.
- DE VICENTE, G. (1986). The slip model and the  $e/K'$  diagram (en prensa).
- DE VICENTE, G., MARTINEZ, J., CAPOTE, R., LUNAR, R. (1986). Determinación de los elipsoides de esfuerzo y deformación asociados a la mineralización argentífera de Hiendelaencina (S. C.). *Est. Geol.* 42, 23-31.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1986). Estudio Geológico de la Zona de Cizalla de Berzosa-Honrubia. Tesis Publ. U. Complutense. Madrid. 295 pg.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1986). Las últimas fases de deformación Hercínicas en la región de Buitrago-Honrubia (S. C. E.). *Rev. Mat. Proc. Geol.* (en prensa).
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1986). Microestructuras del Cuarzo, en venas de segregación y cuarcitas en la zona de cizalla de Berzosa (S. C. E.). *Rev. Mat. Proc. Geol.* (en prensa).
- GONZALEZ UBANELL, A. (1981). Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.* 7, 607-622.
- MARTIN ESCORZA, C. (1977). Estudio preliminar de algunos procesos de deformación y cataclasis en la zona de Robledo de Chavela (S. C.). *Bol. Geol. Min.*, 88, 471-493.
- LOCUTURA, J., TORNOS, F. (1985). Consideraciones sobre la metalogenia del sector medio del Sistema Central Español. *Rev. Real Acad. Cien. Exac. Fis. Nat.* LXXIX-4, 589-615.
- RECHES, Z. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II theoretical analysis. *Tectonophysics* 95, 111-132.
- SIMON GOMEZ, J. L. (1986). Analysis of a gradual change in stress regime (example from the Eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics* 124, 37-53.



## **VII. MINERALOXENESE**







# Yacimientos de volframio del Oeste de España: Ensayo de caracterización y clasificación económica<sup>1</sup>

## Tungsten deposits in the west of Spain

GONZALO CORRAL, F. J.; GRACIA PLAZA, A. S.

En este trabajo se realiza una clasificación de los yacimientos de volframio del oeste español basada, fundamentalmente, en consideraciones económicas.

Tras una introducción en la que se comenta la reciente historia del volframio, así como una breve exposición del significado de las explotaciones de volframio españolas en el contexto mundial, se describen y clasifican los indicios y yacimientos más importantes, aportándose también un listado de la bibliografía específica más destacable.

**Palabras clave:** clasificación, economía, España, explotaciones, indicios, minería, producciones, tungsteno, volframio, yacimientos.

This work presents a classification of the tungsten deposits in the west of Spain, based, mainly, on economic reasons.

After an explaining introduction of the recent history of the tungsten, and a short exposition of the importance of spanish exploitations in the world context, the most important mines and occurrences are described and classified; in addition a list of the most relevant specific bibliography is given.

**Key words:** classification, Spain economy, exploitations, indices, mining production, tungsten, wolframite, gisement.

GONZALO CORRAL, F. J. (MINERA DEL DUERO, S. A. Av. de Portugal, 106 - 5.º Salamanca)  
GRACIA PLAZA, A. S. (Consejería de Fomento. JUNTA DE CASTILLA Y LEON. Valladolid)

<sup>1</sup> Este trabajo complementa el publicado por los mismos autores en 1985 (referencia bibliográfica n.º 14) sobre yacimientos de Estaño.

## INTRODUCCION

El volframio, metal estratégico por excelencia, fue descubierto en Vergara (Guipúzcoa) por los hermanos Elhuyar en el año 1783.

La producción de minerales vendibles no se inicia en el mundo hasta 1900, momento en que se desarrolla la industria de los aceros rápidos, y se incrementa el laboreo minero hasta llegar a 2.000 Tms/año en 1905, de las que el 10 % proceden de yacimientos españoles. Después con la incorporación de China al mercado, se llegan a producir en el año 1918 unas 15.000 Tms. para decrecer inmediatamente hasta situarse en los niveles del siglo anterior. Entre los años 1926-29 se produce la reactivación industrial y con ella el auge de los carburos y del metal duro, y posteriormente una nueva depresión mundial, y otra bajada inmediata del consumo.

Con el comienzo de la II Guerra Mundial se produce una fuerte demanda, que alcanza unas 30.000 Tms/año, de las que 3.000 se obtienen en nuestro país en las 250 minas entonces existentes, una buena parte de las cuales son explotadas por la compañía estatal alemana ROWAK, que opera en toda la península, trabajando para ella hombres tan prestigiosos como Schmidt Thomé, Lotze, Walter Carlé, Schneiderhom y Brikman, que contribuyen de una forma muy importante a nuestro desarrollo geológico y minero.

Son los años de la postguerra española, de escasez de medios y autarquía económica en la que todo vale para atender la disputa que mantienen por el volfram los alemanes y los aliados. Se agudiza la picaresca minera, se vende por volfram mispíquel quemado; una pequeña partida se convierte en pocas horas en un gran tonelaje, un tren cargado con arena es bombardeado por el otro bloque pensando que llevaba un importante cargamento de volframio; se exporta la scheelita en forma de baldosas... como contrapartida algunas ventas se pagan en dólares o marcos falsos.

Son los años de la fiebre del volframio en las regiones deprimidas del oeste de la Península, como refleja el escritor RAUL GUERRA GARRIDO en su novela «El Año del Volfram». No obstante, ante una demanda tan indiscriminada y las cifras tan fabulosas que se llegan a pagar —hasta 1.000 Pts/Kgs de concentrado— se asiste a un florecimiento comercial e industrial de unas regiones tan pobres como son las situadas en la frontera de Portugal, llegando a trabajar en concesiones de menos de 100 hectáreas más de 1.000 personas, venidas en su mayoría de comarcas bastante alejadas e incluso pagando por poder trabajar. Se normaliza el contrabando con Portugal y ambos contendientes tratan por todos los medios que el mineral no llegue al enemigo. En este estado de cosas, de poco servía la intervención del COMEIM (Comité Ordenador de Metales de Interés Militar).

En los años posteriores a la guerra se contrae la demanda, hasta que en 1949 con la Revolución Popular China y la Guerra de Corea, se produce una nueva reactivación del mercado, volviendo a funcionar en nuestro país casi todas las explotaciones, produciéndose en 1952, 2.500 Tms de metal.

En los años siguientes vuelve a haber una gran contracción del mercado, y ni la retirada de China del mismo, ni la Guerra de Indochina, que produjeron una nueva subida de los precios, sirvieron para incrementar las explotaciones en nuestro país.

## PRODUCCION, CONSUMO Y RESERVAS

### En el Mundo

Durante los últimos años, la recesión experimentada por la industria consumidora de volframio en todo el mundo, propició una fuerte baja de la demanda y un dramático descenso de los precios, que condujo al cierre de numerosas minas, sobre todo en Estados Unidos y Canadá.

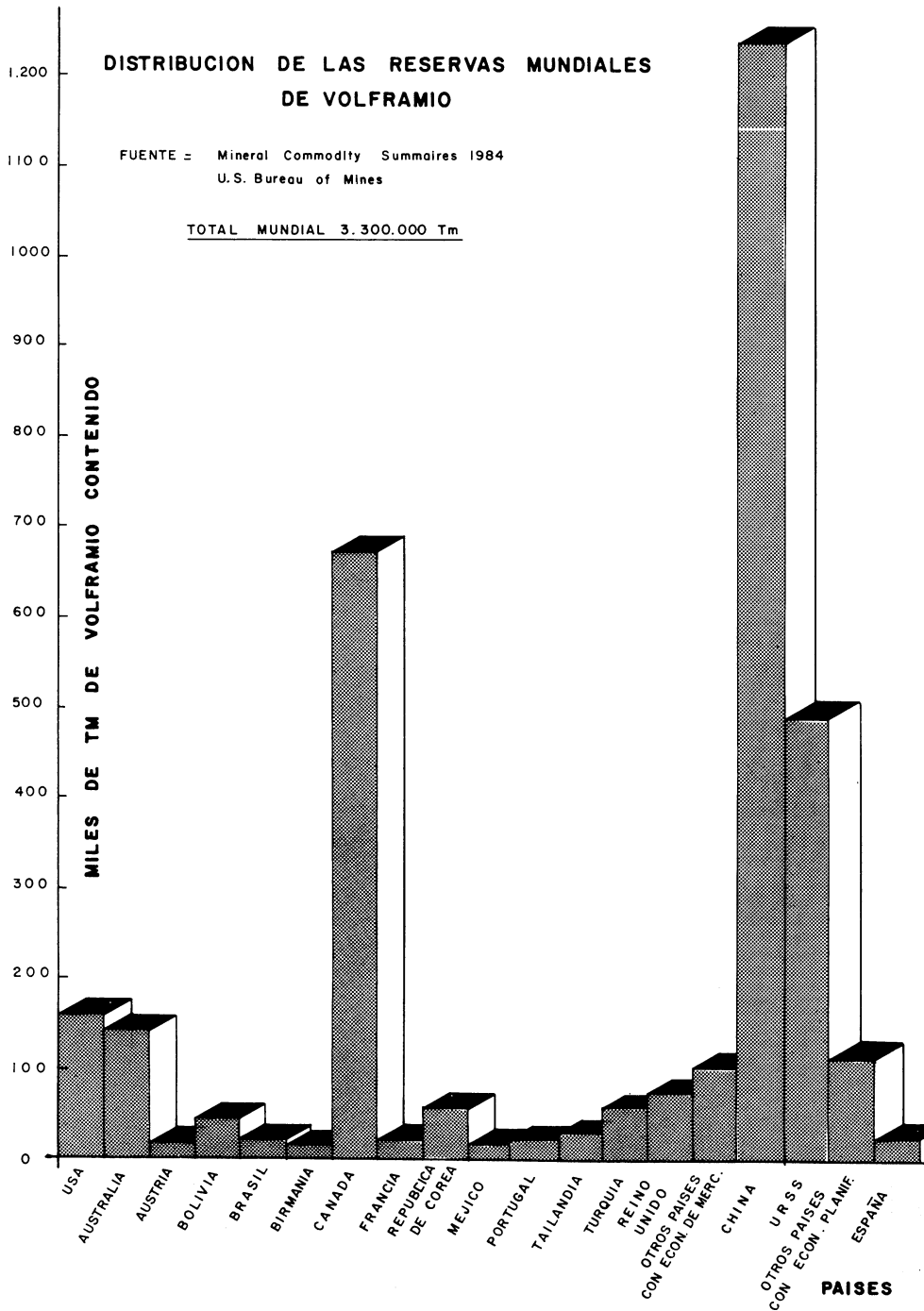


GRAFICO I

A continuación se insertan unas tablas de las producciones y consumos habidas en los últimos años.

Según el U. S. Bureau of Mines, en U. S. A., la utilización del volframio en la actualidad es: el 70 % en metalurgia y construcción de maquinaria, el 12 % en transporte, 9 % en lámparas e iluminación, 5 % en aplicaciones eléctricas y 4 % en usos varios. El utilizado en armamento es, obviamente, difícil de cuantificar.

En cuanto a las reservas mundiales, aproximadamente el 50 % se encuentran en China. Otros países con importantes reservas son: Canadá, La U. R. S. S., Estados Unidos y Australia. Aunque se desconoce la cifra total de recursos, se cree que difícilmente va a escasear este mineral.

En el gráfico adjunto se puede ver la distribución de las reservas del volframio.

### En España

España ocupa el lugar n.º 15 entre los países productores de volframio, produciendo el 1,4 % del total mundial, y el valor de sus concentrados es aproximadamente el 1,5 % del valor de la producción de la minería metálica nacional.

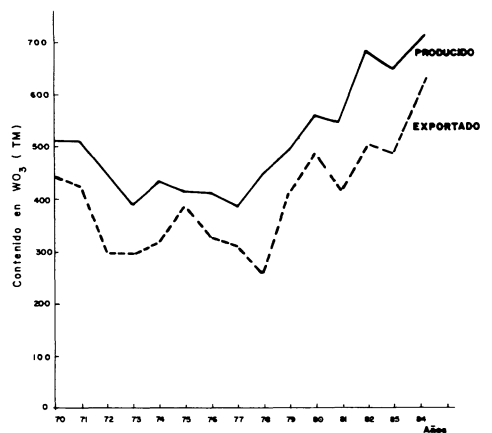
En el gráfico adjunto se puede apreciar la producción de volframio en España en los últimos 15 años y se pone en evidencia el aumento experimentado ultimamente, hasta llegar a 1985 en que fue de 750 Tms de W.

Casi todo el mineral obtenido, más del 80 % se exporta a los países del Mercado Común, sobre todo a la República Federal de Alemania, Países Bajos, Reino Unido y Francia, arrojando un saldo el comercio exterior en 1984 de 744 millones de pesetas.

El 20 % restante es consumido por las fundiciones nacionales: en ferrovolfamio, FERROALEACIONES ESPAÑOLAS; en carburos y productos químicos MEFESA e INDUSTRIAS BONASTRE.

Según el trabajo «Inventario Nacional de Recursos de Volframio» realizado por el

I. G. M. E. en 1985, los recursos económicos demostrados en nuestro país se estiman en 16.000 Tm de  $WO_3$ , los inferidos en 20.000 Tm de  $WO_3$ , y los identificados, que incluyen los marginales y subeconómicos, en 199.000 Tms de  $WO_3$  contenido.



PRODUCCION Y EXPORTACION DE VOLFRAMIO EN ESPAÑA (Años 1970-84)

Fuente: Estadística Minera de España y Estadística del Comercio Exterior

### GRAFICO II

### YACIMIENTOS DE VOLFRAMIO

#### En el mundo

Se pueden distinguir, a nivel mundial, tres grandes grupos de yacimientos de volframio:

- Yacimientos primarios asociados a rocas ígneas ácidas (dispersos, filonianos aplítico-pegmatíticos, skärns en los contactos con calizas, etc.).
- Yacimientos primarios en rocas metamórficas relacionadas con ámbitos volcánicos, sobre todo esquistos carbonatados con scheelita.
- Yacimientos aluviales o eluviales secundarios, procedentes de la denudación de los anteriores y mucho menos importantes que aquellos.

En la figura adjunta, se muestra la distribución mundial de las áreas wolfrámíferas.

## EN ESPAÑA

Los yacimientos más importantes de wolframio, al igual que los de estaño, se encuentran dentro del arco estanno-volfrámico que se extiende desde Córdoba a A Coruña, ocupando todo el Oeste de España y el Centro y Norte de Portugal.

Entre los yacimientos españoles de wolframio se pueden distinguir los siguientes tipos:

- A) Filonianos. Hay dos grupos, uno ( $A_1$ ) en el que los filones se explotan de forma individualizada y generalmente en minería de interior, entre los que se puede citar San Finx y Santa Comba en A Coruña, y Boal en Asturias; y otro ( $A_2$ ) en el que los filones se explotan en forma conjunta y en cortas a cielo abierto, entre los que tenemos Monteneme en A Coruña, Barruecopardo en Salamanca, y La Parrilla en el límite de Cáceres y Badajoz.

La wolframita o scheelita aparecen asociadas a los filones de cuarzo junto con sulfuros como piritita, calcopirita, arsenopirita y salvo en Boal y Barruecopardo, con casiterita, que también se beneficia.

- B) Skárns. Recientemente se ha encontrado un importante yacimiento de wolframio en Los Santos (Salamanca), en un skárn, tipo muy frecuente a nivel mundial, pero poco conocido hasta ahora en España.

- C) Estratoides. Otro tipo de yacimientos son los estratoides o vulcano-sedimentarios, en los que la scheelita se encuentra asociada a capas calcosilicatadas intercaladas en las series metamórficas. Están bien representadas en el centro de la provincia de Salamanca y se explotan en cortas.

RELACION TONELADAS-LEY DE LOS YACIMIENTOS DE VOLFRAMIO MAS SIGNIFICATIVOS  
(SEGUN INVENTARIO NACIONAL DE RECURSOS DE VOLFRAMIO. IOMÉ, 1985) MODIFICADO PARA ESPAÑA.

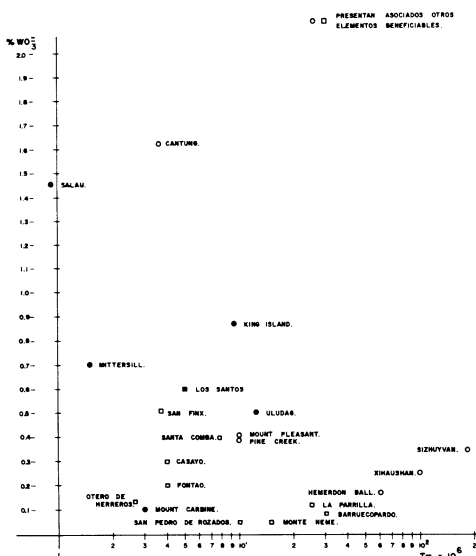


GRAFICO III

- D) Detríticos. Los yacimientos detríticos de wolframio están muy mal representados en nuestro país, limitándose solamente a algunas zonas donde se extrae algo de wolframita o scheelita junto con los aluviones de casiterita.

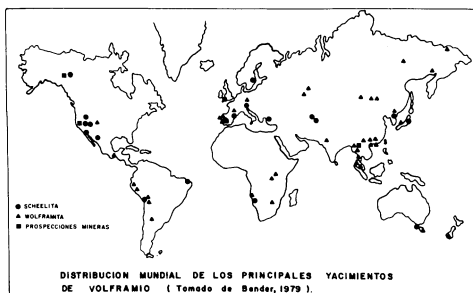


GRAFICO IV



Nº Yocim. Indicador	PROVINCIA		TIPO	ENCAJANTE PORTADOR O SUBSTRATO	PARAGENESIS FUNDAMENTAL	Ley media de W ( grs / Tm)					Reservas en millones de Tm.				Observaciones
	LOCALIDAD					<500	500 1000	1000 2000	>2000	<1	1 - 5	5 - 10	>10		
LEON															
01	PONFERRADA		A2	Granito	Q-W-As-Fe	X						X			
02	SALAS DE LOS BARRIOS		A2	Esquistos y Cuarzitas	Q-W-As-Fe-Cu										
03	COMPLUDO		A2	Esquistos y Cuarzitas	Q-W-As	X						X			
04	PENA DEL SEO		A2	Esquistos Pre-Cámbricos	Q-W-Sn-As										
ZAMORA															
01	ZAFARA		A	Granitos de dos micas	Q-W-As			X							Sn
02	MUGA DE SAYAGO		A	Leucogranito	Q-W-As			X							Sn
03	ALMARAZ DE DUERO		A2	Metasedimentos del CEG	Q-Sn-W-As	X									
04	PERUELA		A2	Metasedimentos del CEG	Q-Sn-W-As	X									
05	FERMOSELLE		B	Metasedimentos del CEG	Si-Ca-W										
SALAMANCA															
01	BARRUECOPARDO		A2	Granito de dos micas	Q-W-As-Fe			X							As
02	SAUCELE		A2	Metasedimentos del CEG	Q-W-As-Au			X						X	
03	BERMELLAR		A2	Granito de dos micas	Q-W-As-Fe	X									
04	ENCINASOLA		A2	Metasedimentos del CEG	Q-W-As-Au			X							
05	VALDERRODRIGO		A2	Metasedimentos del CEG	Q-W-As-Au			X					X		
06	MASUECO		A2	Metasedimentos del CEG	Q-W-As-Au			X							
07	CERRALBO		A2	Metasedimentos	Q-W-As	X									
08	LUMBRALES		A2	Granito de dos micas	Q-W-As			X							
09	VILLAR DE CIERVO		A2	Granito de dos micas	Q-W-As			X							
10	NAVASFRIAS		A2	Granito de dos micas	Q-W-As-Sn								X		Sn
11	MIRANDA DEL CASTAÑAR		A2	Granito de dos micas	Q-W-As-Sn										
12	EL CABACO		A2	Granito de dos micas	Q-W-As-Au	X									
13	LOS SANTOS		B	Calizas del Cámbrico	Si-Ca-W	X				X					
14	MARTINAMOR		A2	Metasedimentos del CEG	Q-W-As-Sn			X							
15	MORILLE		C	Niveles calco-silicatados	Si-Ca-W			X							
16	SAN PEDRO DE ROZADOS		C	Niveles calco-silicatados	Si-Ca-W			X							
17	SAN PEDRO DE ROZADOS		A1	Metasedimentos del CEG	Q-W-As					X					
18	TORNADIZOS		A1	Metasedimentos del CEG	Q-W-As					X					
19	GEJO DE DIEGO GOMEZ		A2	Granito de dos micas	Q-W-Sn-As	X									Sn
20	BRINCONES		A2	Granodiorita	Q-W-As	X									
CACERES															
01	JALAMA		A2	Granito de dos micas	Q-W-As-Sn			X						X	
02	PERALES DEL PUERTO		A2	Metasedimentos del CEG	Q-W-As-Sn			X						X	

Nº Yacim. Indicío	PROVINCIA		TIPO	ENCAJANTE PORTADOR O SUBSTRATO	PARAGENESIS FUNDAMENTAL	Ley media de W ( grs /Tm)				Reservas en millones de Tm.				Observaciones		
	LOCALIDAD	<500				500 1000	1000 2000	>2000	<1	1 - 5	5 -10	>10				
03	HOYOS	TORRECILLA	A2	Granito de dos micas	Q-Sn-W-As	X					X	X		Sn		
04		HERNAN PEREZ	A2	Granito de dos micas	Q-W-Sn-As	X					X					
05		MONTEHERMOSO	A2	Metasedimentos del CEG	Q-Sn-W-As	X					X					
06		PIEDRAS ALBAS	A2	Metasedimentos del CEG	Q-Sn-W-As	X					X					
07		GARROVILLAS	A2	Granito de dos micas	Q-W-Sn-As	X					X					
08		TRUJILLO	A2	Granito de dos micas	Q-W-Sn-Sn	X					X					
09		MONTANCHEZ	A2	Granito de dos micas	Q-W-As	X					X					
10		CASAS DE DON ANTONIO	A2	Esquistos Pre-Cámbricos	Q-W-Sn-As	X					X					
11		LA PARRILLA	A2	Metasedimentos del CEG	Q-W-As-Sn	X					X					
12		LOGROSAN	A2	Granito de dos micas	Q-Sn-W-As-P	X					X					
13																
01		BADAJOZ	MÉRIDA	A2	Granito de dos micas	Q-W-Sn-As	X					X				Sn-Bi
02			VALLE DE LA SERENA	D	Granito de dos micas	Sn-W-Ti	X					X				
03	VALLE DE LA SERENA		A2	Pizarras sílficas	Q-W-Sn-Bi-Cu	X			X		X					
04	ALBUQUERQUE		A2	Granito de dos micas	Q-Sn-W-As	X					X					
05	OLIVA DE LA FRONTERA		A1	Esquistos-cámbrico-ordovícico	Q-W-As-Bi-Fe	X					X					
01	JAEN	LA CAROLINA	A2	Esquistos carbonosos	Q-W-As-Sn-Fe	X					X			Sn		
01	CORDOBA	CARDENA	A2	Esquistos y cuarcitas	Q-W-Sn-As	X					X			Sn		
01	MADRID	COLMENAR VIEJO	A2	Adamellita	Q-W-Mo-Sn-Cu-Zn	X					X			Sn Cu Cu		
02		GUADARRAMA	A2	Adamellita	Q-Cu-Zn-Sn-W-Mo	X					X					
03		GUADALIX DE LA SIERRA	A2	Neises migmatíticos	Q-Cu-As-W-Sn	X					X					
04		CARRO DEL DIABLO	B2	Mármoles dolomíticos	Ca-Sn-Fe-As-W	X					X					
01	SEGOVIA	OTERO DE HERREROS	B	Cloritocitas	Si-Sn-W-As		X					X		Cu-Zn-Sn		
02		HUERTA	A2	Neises Migmatíticos	Q-W-As-Sn						X					

OBSERVACIONES: Sn-As-Mo-Ti-Bi-Zn-Cu: Se benefician también, o fundamentalmente, estas sustancias.



## CLASIFICACION DE LOS YACIMIEN- TOS DEL OESTE DE ESPAÑA

A continuación, se insertan unas tablas en las que se reflejan por orden geográfico los indicios y yacimientos estudiados y sus parámetros más significativos.

Hay que resaltar que tanto las leyes como los tonelajes ofrecidos son estimados de acuerdo con el grado actual de conocimientos que se tiene sobre el depósito y sin descontar lo que pueda haber sido ya extraído.

Cuando coexisten dos o más tipos los menos significativos se sitúan entre paréntesis. Tanto las paragénesis como las leyes y tonelajes se refieren a los tipos fundamenta-

les sin considerar los secundarios. Cuando no aparece nada entre paréntesis la representatividad de los diferentes tipos es equiparable.

En ocasiones un solo indicio representa en realidad una zona donde existen varias manifestaciones de mineralización mal conocidas.

Por último destacar que, por supuesto, la relación Reservas/Ley es modificable proporcionalmente en función del grado de selectividad de las diferentes alternativas posibles de explotación que se consideren.

*Recibido, 28-IV-87*

*Aceptado, 28-V-87*

## BIBLIOGRAFIA

Aunque la mayor parte de la información manejada para la realización de este trabajo, dada la naturaleza del mismo, procede del ejercicio cotidiano de la profesión por parte de ambos autores, se adjunta a continuación un listado de referencias bibliográficas que se han considerado de posible utilidad.

- ARRIBAS, A. (1980). Los yacimientos de tungsteno de la zona de Morille. Provincia de Salamanca. *Boletín I. G. M. E.*, T. XCI-II. Pág. 391-408.
- ARRIBAS, A. (1980). El yacimiento de tungsteno de Batruecopardo (Salamanca). *Boletín I. G. M. E. T. XCI-II*, Pág. 409-416.
- ARRIBAS, A. (1983). Geología y mineralogía del yacimiento Virgen de la Encina. Ponferrada (León). *Tecniterrae*, n.º 56, Pág. 36-75.
- BODEGA, F. (1983). Resultados de la investigación el grupo Tres Amigos. Casayo (Orense). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. Tomo 6, pág. 441-458.
- CASQUET, C. y TORNOS, F. (1984). El Skärn de W Sn del Carro del Diablo (Sistema Central Español). *Boletín Geológico y Minero*, T. CXV-I, pág. 58-79.
- CASTROVIEJO, R. (1975). Estudio geológico y metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus yacimientos minerales de Sn y W. IV Metalogenia *Boletín Geológico y Minero*, T. LXXXVI, n.º 4, pág. 388-415.
- CASTROVIEJO, R. (1975). Estudio petrográfico y metalogénico de la mina Mercedes II (Sierra de Jures, Lovios, Orense). *Tecniterrae*, n.º 3, pág. 18-30.
- COTTARD, F. (1979). Petrologie structurale et metallogenie du complexe granitique de Lovios-Geres. Le modele de mise en place de la mine de Las Sombras (Sn-W-Mo-Bi). These de 3 eme cycle. Université de Nancy, pág. 225.
- DERRE, C. (1982). Caracteristiques de la distribution des gisements a etain et tungsten dans l'ouest de l'Europe. *Mineralium Deposita*. Vol. 17, pág. 55-77.
- FERNANDEZ, F. (1983). Caracterización geológica y metalogénica de los yacimientos de Sn y W del Noroeste de España. Libro homenaje a Carlos Felgueroso, pág. 73-82.
- FOX, D. J. (1969). Tin mining in Spain and Portugal. Second Technical Conference on tin. Vol. 1. p. 224-265.
- GARCIA SANCHE, A. y GRACIA PLAZA, S. A. (1979). Aspectos mineralógicos y geoquímicos de

- las mineralizaciones (Sn, W, Ta) de la zona norte del plutón del Jálama (Salamanca). *Anuario del Centro de Edafología y Biología Aplicada de Salamanca*. C. S. I. C. Vol. V, pág. 279-288.
- GARCIA SANCHEZ, A.; SAAVEDRA ALONSO, T.; GRACIA PLAZA, A. S. y PELLITERO PASCUAL, E. (1983). Sobre los recursos minerales de la provincia de Salamanca. Algunos yacimientos de interés. Temas de divulgación n.º 9. *Excma. Diputación Provincial de Salamanca*. IOATO, pág. 41.
- GONZALO, F. J. y GRACIA PLAZA, A. S. (1985). Yacimientos de estaño del oeste de España: ensayo de caracterización y clasificación económica. *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe* n.º 9, pág. 265-303.
- GONZALO, F. J. y LOPEZ, M. (1983). Tipificación estructural de los filones estanno-wolframíferos más representativos de la penillanura Salmantino-Zamorana. *Studia Geologica Salmantica*. Vol. XVIII, pág. 159-169.
- GOUANVIC, Y. (1983). Metalogenese a Tungstene etain et or dans le lineament granitique de Montemene (Nord-Ouest, Galice, Espagne). These de 3eme cycle. University of Nancy.
- GUMIEL, P. (1981). Essai sur la classification typologique des principaux gisements de Sn-W D'Estremadure (Espagne). *Chron. Rech. Min.* Vol. 463, pág. 5-26.
- GUMIEL, P. (1984). Tipología de los yacimientos de estaño y wolframio del Macizo Ibérico. *I Congreso Español de geología*. Tomo V, pág. 182-216.
- HILGEN, J. D. (1970). Algunas observaciones sobre el granito porfirioide de Fontao y su mineralización metalífera. *Boletín Geológico y Minero*. T. XXXI-II-III, pág. 199-210.
- IGME. Mapas Metalogenéticos E. 1:200.000.
- IGME. (1975). Proyecto Investigación de Sn-W en la zona Monterrey-Maceda (Orense). Colección Informe, pág. 145.
- IGME (1975). Investigación minera en la Zona Silleda-Beariz (Galicia). Colección Informe, pág. 183.
- IGME (1982). Mapa minero-metalogenético de Galicia. E. 1:400.000.
- IGME (1985). Inventario Nacional de recursos de Wolframio.
- LUACES, C. y BURKHALTER, S. (1971). Mapas españoles previsores de mineralizaciones 1:1.500.000. Contribución al conocimiento de las áreas metalíferas de Sn y W. *I Congreso Hispano-Luso Americano de Geología Económica*. Madrid.
- MACIAS, N.; FERNANDEZ, F.; ARMENGOT, J. y LOPEZ-MELLADO, R. (1983). La minería en Galicia. Su importancia y evolución reciente. *Tecnite-rrae*. Año IX. n.º 52, pág. 6-27.
- MARCONNET, B.; GAGNY, Cl.; LEYMARIE, P.; SANTIAGO, L.; SERVAJEAN, G. et VALENCHON, F. (1981). Apport de la teledetection spatiale et de l'autocorrelation optique a l'etude de la distribution d'indices Sn-W de la province de Zamora. *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 7, pág. 369-381.
- NESEN, G. (1981). Le modèle exogranite-endogranite a stockscheider et la metallogenese Sn-W (Etude des gisements de Fontao et Santa Comba). The-SE 3eme cycle Universidad de Nancy. pág. 327.
- NESPEREIRA, J. (1982). Prospección wolframio-stannífera en la Sierra de Xures (Orense). *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, t. 3, pág. 625-642.
- MARCONNET, B. (1985). La Teledetection Spatiale: Une methode pour la prospection miniere strategique et tactique. Application aus gisements stannio-wolframiques de l'ouest de la Peninsule Iberique, these 3er cycle Universite de Nancy, pág. 245.
- PELLITERO, E. (1981). La Zona wolframífera centro-oriental de Salamanca. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, vol. 2, pág. 227-244.
- PELLITERO, E. (1981). Factores geológicos y genéticos de los yacimientos wolframíferos del norte de la provincia de Salamanca. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. Vol. 2, pág. 245-258.
- RAMIREZ, E. (1952). Notas para el estudio de la metalogenia extremeña. Los yacimientos wolframio-estanníferos de la Extremadura Central. *Notas y Comunicaciones IGME*, n.º 28, pág. 17-48.
- RUIZ MORA, J. E. (1981). Mineralizaciones estanno-wolframíferas en Noia y Lousame. Estudio previo. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. T. 2, pág. 595-624.
- SOS BAYNAT, V. (1962). Mineralogía de Extremadura. *Boletín Geológico y Minero*. T. LXXIII.
- TORNOS, F. y CASQUET, C. (1984). La mineralización de W-Sn-Cu-Pb de Otero de Herreros (Segovia). Un skärn con una zona de cizalla superpuesta. *I Congreso Español de Geología*. Tomo II, p. 703-717.
- VAZQUEZ, F. (1983). Depósitos minerales de España. IGME, pág. 153.
- VINDEL, E. (1982). Estudio mineralógico y metalogénico de las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Boletín Geológico Minero*. T. XCIII, n.º 1, pág. 33-58 y n.º 2, pág. 122-145.
- YPMÁ, P. I. M. (1966). Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia Occidental (España). *Leidse Geologische Mededelingen*. Vol. 36, pág. 279-291.
- UHLIG, S.; GROSCHOPF, M. (1985). Informe previo de los estudios mineralógicos del yacimiento de Sn-W de Monte Neme (Carballo, N. O. de España). *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, vol. 9, pág. 255-264.
- UGLIG, S.; HIERHOLZER, N. (1985). Informe previo de los estudios geoquímicos y mineralógicos del yacimiento estratiforme de W de Mina Santa Susana (Santa Comba, N. O. de La Coruña) con una contribución a su prospección geoquímica. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, T. 9, pág. 239-254.

# YACIMIENTOS DE VOLFRAMIO DEL OESTE DE ESPAÑA

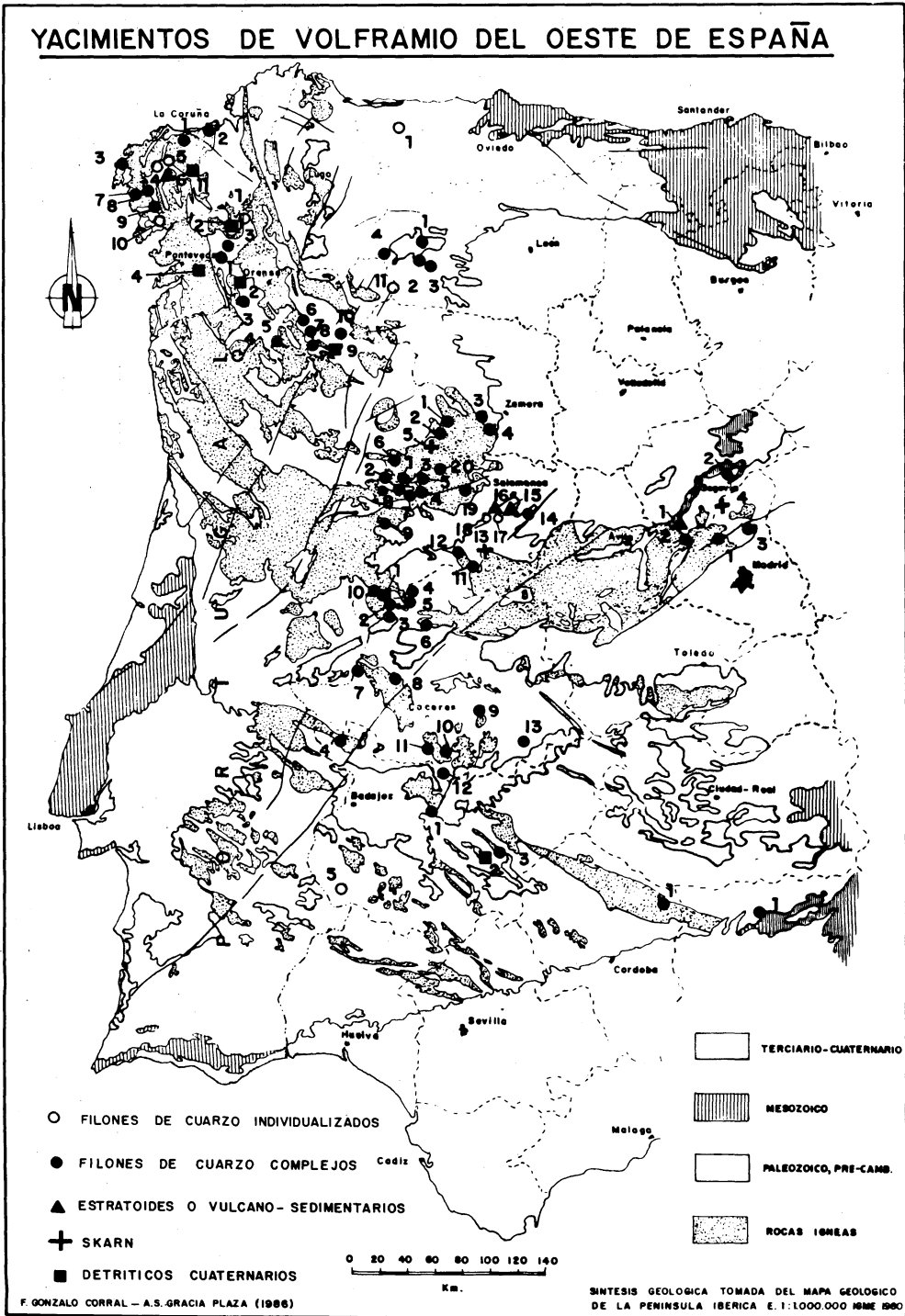


GRAFICO V

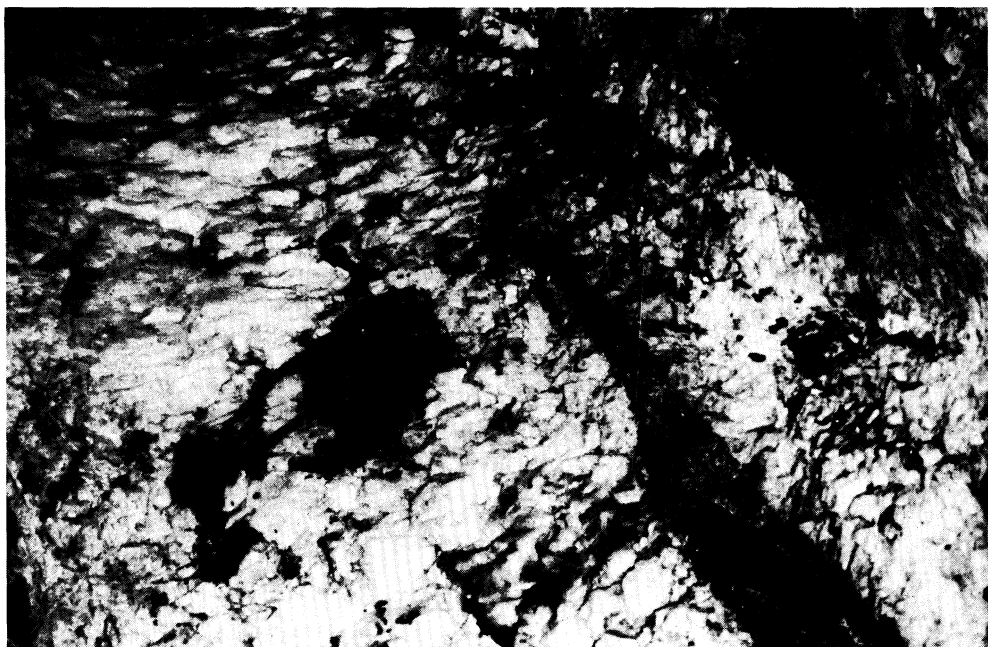


Foto n.º 1. Aspecto de la mineralización de volframita en el filón principal de la mina de San Finx.



Foto n.º 2. Filón de cuarzo, de más de 1 metro de potencia, mineralizado con Scheelita. Mina de Boal.



Foto n.º 3. Stockwork de filones, de hasta 10 centímetros de potencia, mineralizados con casiterita y volframita, encajados en el leucogranito de dos micas de Monteneme.



Foto n.º 4. Aspecto general de la parte este de la corta de la Parrilla.



Foto n.º 5. Detalle del paquete filoniano este, frente sur de la mina de «La Parrilla». Filones de cuarzo mineralizados con casiterita y Scheelita.

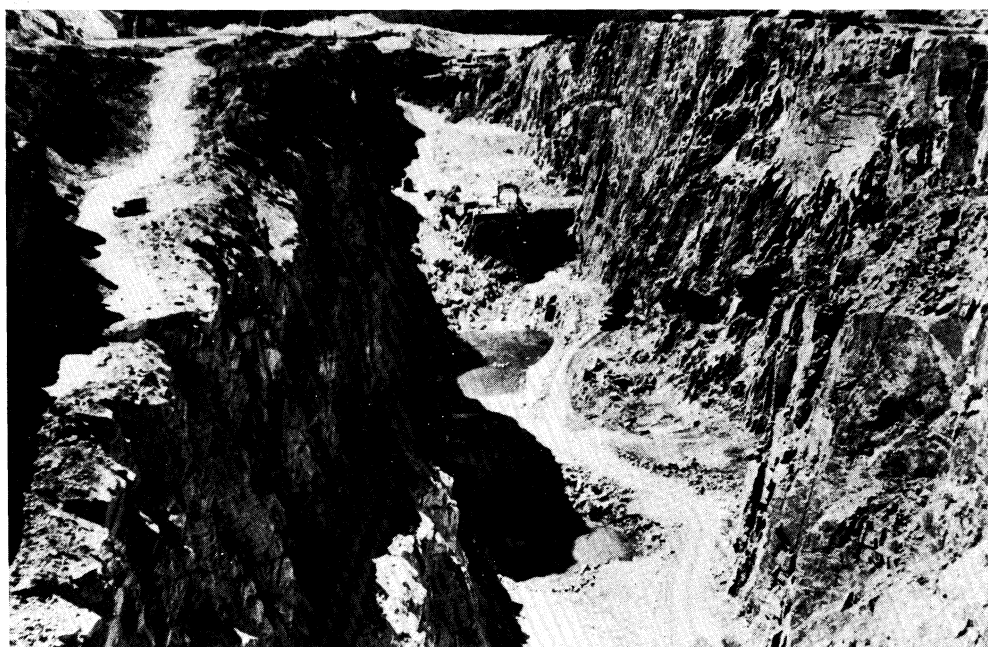


Foto n.º 6. Corta de Barruecopardo sobre un haz de filones de dirección NE y buzamiento fuerte al Este, mineralizados con Scheelita.



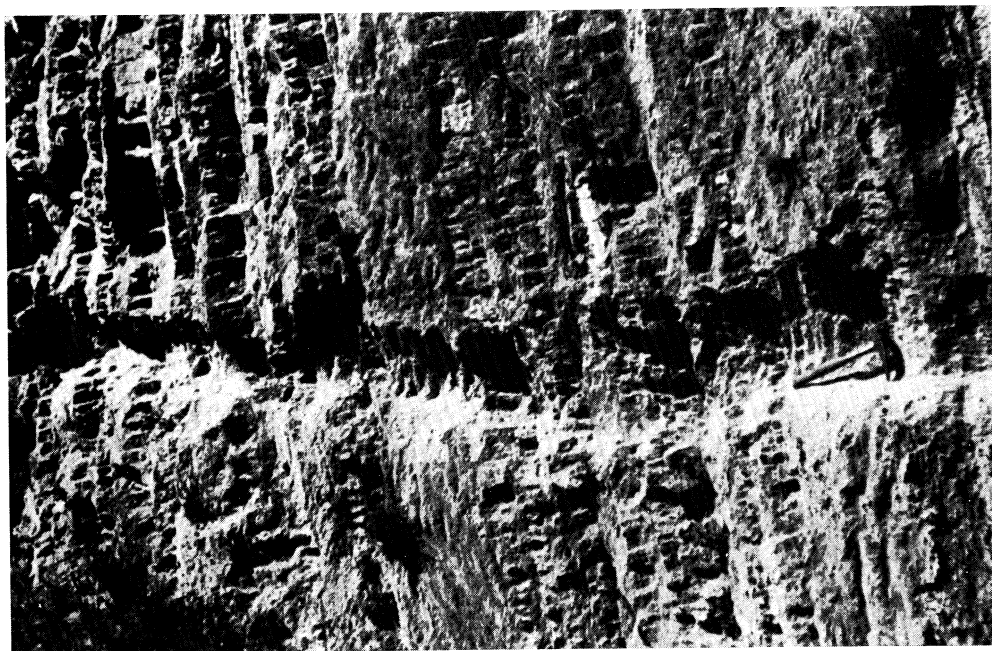


Foto n.º 7. Apretado haz de filones de cuarzo con gran desarrollo de greisen en «Mina Margarita». Barruecopardo.

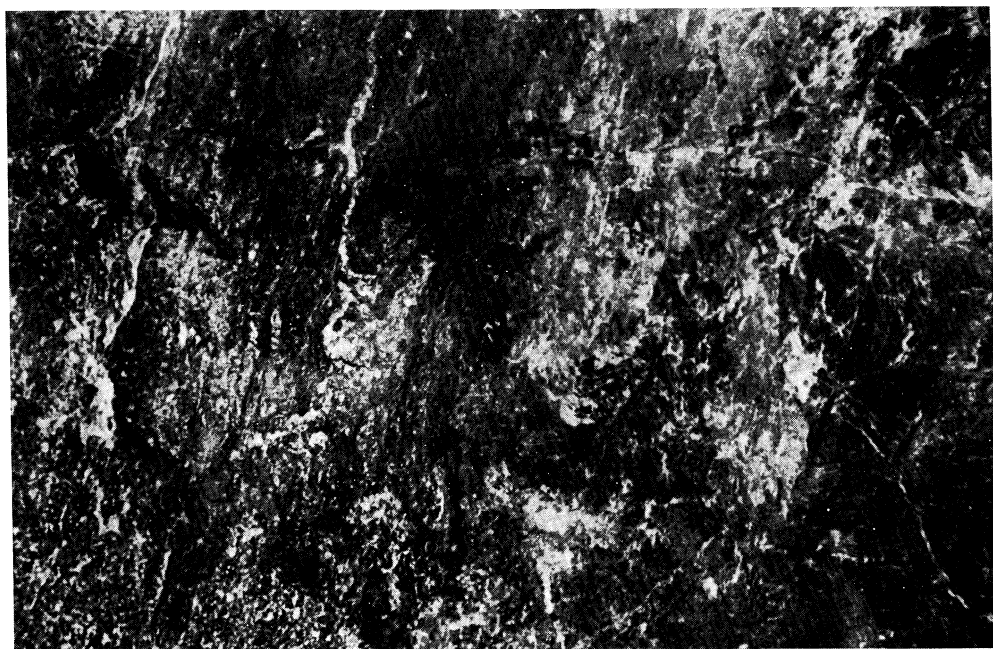


Foto n.º 8. Aspecto general de la roca mineralizada en el skärn de «Los Santos».



Foto n.º 9. Mina «Alegría». Morille (Salamanca). Galerías de la antigua explotación donde se aprecian, con tonalidades más claras, los niveles calcosilicatados.



Foto n.º 10. Lentejón de «Skarnoide», de 1 metro de potencia máxima en San Pedro de Rozados (Salamanca).





Foto n.º 11. Estrío a mano en la antigua explotación de Santa Comba.



Foto n.º 12. Minerías limpiando la tolva general en la vieja explotación de Santa Comba.





## Estudio geológico y metalogénico de los yacimientos estanno-wolframíferos de Saucelle (Salamanca)

### Geological and metallogenetic study of tin-tungsten deposits of Saucelle (Salamanca)

FRANCO HERRERO, A.

Se presenta en este trabajo una cartografía de la zona estudiada a escala 1:50.000. Se definen también las características litológicas y tectónicas; y se describen los tipos de yacimientos, paragénesis y alteraciones presentes. Es probable que el origen de estas mineralizaciones no esté estrechamente relacionado con los granitos aflorantes del entorno, pudiendo estarlo con alguna otra fuente en profundidad.

**Palabras clave:** Mapa geológico, depósitos de estaño-wolframio, metalogénesis.

In this paper it's presented a geological map of the studied zone. It has also been treated the tectonic and lithologic characteristics. The deposits, paragenesis and alterations has been described. It's probable that the origin of this mineralizations is not closely connected with the surrounding outcropping granites, and the origin might be connected with another deep originating cause.

**Key word:** Geological map, deposits, tin-tungsten deposits, metallogenesis.

FRANCO HERRERO, A. (Mineralogía y Geoquímica. C. S. I. C. Apdo. 257. Salamanca)

#### INTRODUCCION

Se sitúan estos yacimientos, en el NW de la provincia de Salamanca en su límite con Portugal, quedando encuadrados es-

tructuralmente en la zona Galicia Occidental-Duero Inferior de RIBEIRO (1970).

La actividad minera comienza en esta zona con el inicio del siglo, obteniendo su máximo apogeo como consecuencia de las

dos Guerras Mundiales. En la actualidad todas las explotaciones se encuentran abandonadas.

En esta primera aproximación al estudio de esta zona se pretende dar una idea general sobre su litología y tectónica para lo cual se ha efectuado una detallada cartografía, dando especial importancia al sistema filoniano, ya que de tipo filoniano son todos los yacimientos objeto de estudio. Nos ocuparemos de la paragénesis mineral y de las alteraciones sufridas por la roca encajante. Finalmente se expone y discute un origen para estas mineralizaciones comparando con diversos modelos que explican en otros lugares mineralizaciones semejantes a las tratadas aquí.

## LITOLOGIA

Nos encontramos ante dos tipos de materiales fundamentales; unos de naturaleza metasedimentaria y otros de naturaleza granítica.

Dentro de los primeros se diferencian: Un paquete de cuarcitas de edad Ordovícica y extensos afloramientos de materiales pertenecientes al Complejo Esquisto-Grauváquico. La cuarcita Ordovícica se localiza principalmente en los alrededores de Saucelle, la potencia máxima observada es de 100 m. y presenta dirección NNE-SSW con buzamiento al W entre 30° y 40°. Es una roca muy compacta; su componente principal es el cuarzo, lleva cantidades menores de clorita y como accesorios moscovita, turmalina, circón y apatito.

Los materiales infraordovícicos están formados por esquistos con intercalaciones areniscosas, cuarcíticas y con niveles calcosilicados delgados y discontinuos, y frecuentemente boudinados.

El grado de metamorfismo regional es bajo (MARTINEZ 1974; CARNICERO 1980), perteneciendo casi todos los materiales a la facies esquistos verdes, llegando algunos a la facies con biotita; cuarzo, mosco-

vita, biotita y clorita forman la paragénesis que lo define. Al microscopio estos materiales presentan texturas granoblástica y lepidoblástica, siendo los componentes que las definen cuarzo y filosilicatos respectivamente. La composición mineralógica es: Cuarzo, moscovita, clorita y biotita; y como accesorios turmalina, circón, apatito, plagioclasa, opacos, óxidos de hierro y muy esporádicamente granate.

Intercalados en estas rocas aparecen lechos de poca potencia 2-8 cm de naturaleza calcosilicatada; destacan por su color grisáceo, diferenciándose pequeñas manchas de color verdoso. Suelen estar boudinados. La mineralogía que presentan es cuarzo, anfíboles (de la serie actinolita-tremolita), feldespato potásico, plagioclasas y clinozoisita. Como accesorios circón, apatito, moscovita, biotita, esfena, calcita, epidota y opacos.

La relación estratigráfica entre el Ordovícico y los esquistos del CEG no está clara; MARTINEZ (1974) no observa ninguna discordancia entre ambos tipos de materiales, aunque la deformación ha sido lo suficientemente intensa como para haberla borrado de haber existido. En cambio CARNICERO (1980) en una de sus conclusiones, cita para una zona próxima, un poco más al S, que el Ordovícico se deposita discordante.

Los granitos que intruyen a los materiales citados son de distinta naturaleza, se han distinguido tres tipos diferentes:

a) Granito porfídico: Pequeño plutón al NW de Saucelle, aproximadamente de 2 Km<sup>2</sup>. Es de tendencia calcoalcalina. Tiene textura granoblástica tendiendo a porfídica; los megacrístales que definen una fabric planar son de feldespato potásico y se encuentran inmersos en una matriz de tamaño de grano medio. Es un granito biotítico que presenta circón, rutilo, clorita y turmalina como accesorios.

b) Granito de Saucelle: Situado al SW de Saucelle. Ha inducido metamorfismo de contacto en las rocas encajantes; presenta muchos contactos tectónicos, en alguno de

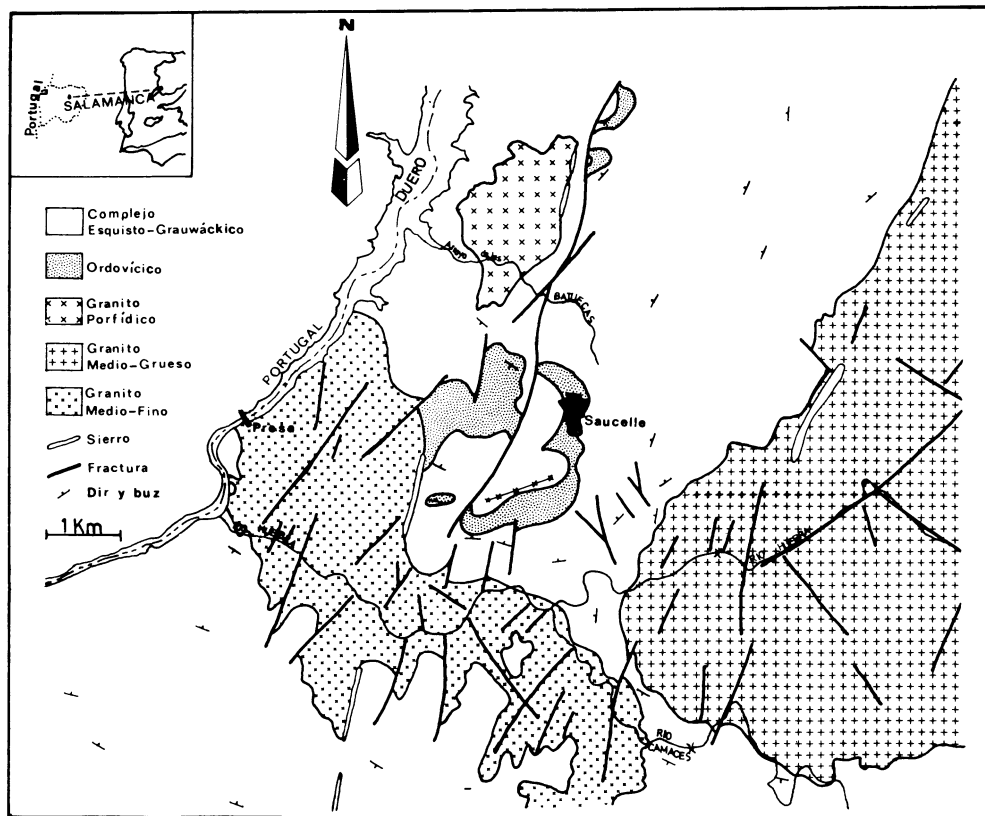


Fig. 1. Esquema geológico del área de Saucelle.

los cuales se han emplazado potentes diques de cuarzo. Pueden distinguirse en él algunas diferenciaciones aplíticas y pegmatíticas. Su tamaño de grano es de medio a fino, la textura granoblástica y la mineralogía está formada por cuarzo, microclina, plagioclasas (5 % anortita), moscovita, biotita, y clorita. Como accesorios apatito, turmalina, rutilo, circón, opacos y óxidos de hierro.

c) Granito del E: De dos micas, de tamaño de grano medio grueso. Su mineralogía es: Cuarzo, microclina, plagioclasa, moscovita y biotita (frecuentemente alterada a clorita). Apatito, circón, turmalina, rutilo, granate y óxidos de hierro son los minerales accesorios.

Los granitos de Saucelle y del E (granito de Barruecopardo) son de tendencia alcalina

según su composición modal (MARTINEZ, 1974).

Las pegmatitas se localizan principalmente al SW de la zona de estudio, encajadas en materiales del CEG, aunque se han localizado algunas, en la zona S, encajadas en el granito y con dirección N 10° W. El grupo pegmatítico del SW presenta direcciones comprendidas entre N 18° E y N 40° E. Es un conjunto de filones muy variado en cuanto a potencia y corrida.

Su composición tampoco es uniforme: Los hay de aspecto pegmatítico normal, otros con ausencia total de micas y otros que presentan niveles exclusivamente de cuarzo. Se localizan algunos en los que el feldespato potásico se presenta en grandes cristales perpendiculares a la dirección del filón, for-

mando «estructuras en peine»; muy abundantes al S de esta zona (GONZALO, 1980). Al microscopio se observa una textura granoblástica inequigranular, siendo cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y moscovita los minerales esenciales y turmalina, clorita, apatito, granate, óxidos y ocasionalmente berilo los minerales accesorios.

## TECTONICA

Es la Orogenia Hercínica la más representada, concretamente en tres fases sucesivas (MARTINEZ, 1974). La fase I forma pliegues isoclinales de dirección N 115° E. Desarrolla así mismo esquistosidad de flujo  $S_1$  a nivel regional, paralela a los planos axiales de los pliegues.

La fase II es muy local, en Saucelle se localizan pliegues que doblan a la  $S_1$ , acompañados de esquistosidad  $S_2$ .

La fase III es homoaxial con la fase I, origina pliegues sólo visibles a escala cartográfica (MARTINEZ, 1974; CARNICERO, 1980). Atribuimos a esta fase el boudinamiento de determinados materiales, siendo especialmente claro en los materiales calcosilicatados.

Se identifican fases más tardías de crenulación y microplegamiento, existiendo kind-bands relativamente abundantes.

La tectónica de fractura es sencilla; la fractura principal se sigue desde el S de Saucelle hasta Vilvestre (9 Km.) con dirección N 20° E; es una falla normal con el bloque oriental hundido. Hay otra fracturación tensional posterior de dirección muy parecida. El granito muestra un diaclasado vertical en esta misma dirección NNE-SSW. Estas fracturas son muy importantes desde el punto de vista de la génesis minera.

Existe otro sistema de fracturación de dir. WNW-ESE transversal al anterior.

## YACIMIENTOS E INDICIOS MINERALES

Son varios y de distinta importancia. La mayor parte de las labores se realizaron para beneficiar W, teniendo menor importancia la minería del Sn. En todos los casos las mineralizaciones van ligadas a filones de cuarzo, si bien se encuentra mineralización en el encajante. Los filones son de dimensiones muy variables; con una dirección predominantemente NNE-SSW aunque hay otros de dirección aproximada E-W, también mineralizados. Los filones están encajados en el Complejo Esquisto-Grauváquico. Quedarían incluidos en el tipo «B»: Filones resultantes de mecanismos tensionales, en la tipificación realizada por GONZALO Y LOPEZ-PLAZA (1983).

La paragénesis mineral en los yacimientos de W es la siguiente por orden de abundancia: Scheelita, arsenopirita, wolframita, óxidos de hierro (goethita y hematites, también limonita, generalmente muy entremezcladas), pirita, y escorodita. Al microscopio se define la paragénesis completa con calcopirita, covellina, pirrotina, casiterita, estannina, rutilo y oro. Este último siempre aparece incluido en arsenopirita o en sus productos de alteración.

El Sn se explotó en un sólo yacimiento de la zona que nos ocupa, en él, la paragénesis definida se compone de: Casiterita, estannina, pirita, pirrotina, wolframita, rutilo y hematites-limonita. Pero en alguno de los otros yacimientos se explotaron conjuntamente Sn y W; esta coexistencia en cantidades beneficiables nos hace pensar en dos etapas mineralizadoras distintas en esta zona, pues a nivel regional los dos elementos se presentan uno como traza del otro.

El emplazamiento de estos filones ha provocado alteraciones en los materiales encajantes, siendo especialmente importante la turmalinización, hasta el punto de llegar a constituirse verdaderas turmalinitas. Es relativamente importante la moscovitización, cristales tabulares de moscovita que crecen perpendicularmente a las paredes del filón.

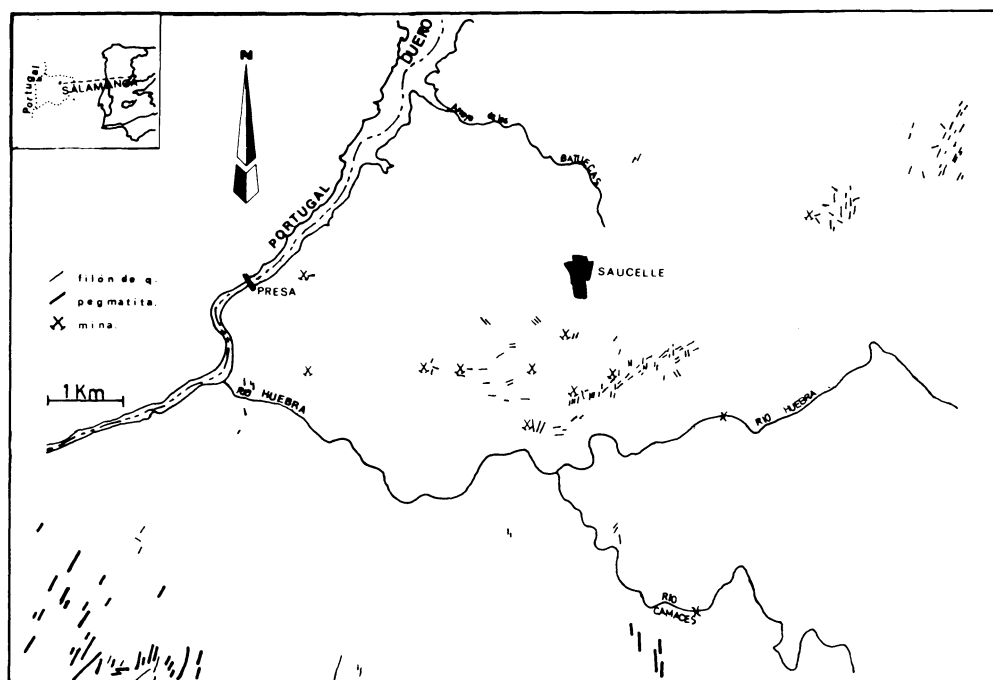


Fig. 2. Campo filoniano e indicios mineros de Saucelle.

Ocasionalmente se localizan alteraciones cloríticas, arcillosas y también silicificaciones. Con mucha frecuencia se localizan zonas fuertemente impregnadas de óxidos de hierro.

#### ORIGEN DE LAS MINERALIZACIONES. DISCUSION

Aunque hay antecedentes en los que se relacionan estas mineralizaciones con los granitos próximos, no existen datos isotópicos, ni estudios de inclusiones fluidas, así como tampoco datos químicos sobre alteraciones que evidencien una hipótesis genética clara. Incluso algún autor como es el caso de BUXANT (1976) no comparte la idea de una génesis en relación directa con los granitos.

Al granito del E (granitos de Barruecopardo) se le ha considerado fuente de otras muchas mineralizaciones situadas al E de la

zona de estudio. PELLITERO et Alters (1976) afirman que el W del yacimiento de Barruecopardo procede del mismo granito, siendo extraído de él por alteración deutérica postmagmática de naturaleza potásica.

La hipótesis de que la mineralización está íntimamente ligada a los procesos postmagmáticos de evolución granítica, por extracción de elementos debido a procesos metasomáticos, la defienden entre otros SHCHERBA (1968); SMIRNOV (1976) y POLLARD (1983). El primero apoya la idea de una greisenificación como mecanismo principal para la extracción de elementos tales como W y Sn que serían transportados por los fluidos hidrotermales y depositados en filones de cuarzo o zonas apicales de la masa granítica por desestabilización de los complejos transportadores.

GROVES (1972); GROVES y McCARTY (1978); BOISSAUY-VINAU et Alters (1979) defienden el origen de estas mineralizaciones a partir del proceso de crista-

lización fraccionada; no nos parece adecuado porque el factor de enriquecimiento (del orden de 20 como máximo) nunca sería suficiente, partiendo de magmas con 2-3 ppm de Sn, para originar depósitos filonianos con varios miles de ppm.

Como tampoco nos parece probable que sea debido a los procesos metasomáticos, ya que requiere una lixiviación muy selectiva de elementos y posterior encauzamiento hacia las fracturas; máxime cuando se ha observado que la fracturación regional, en la que se encajan los filones es posterior a la consolidación granítica, ya que afecta a todo tipo de materiales, esquistosos y graníticos; y no podemos considerar un granito ya con-

solidado como fuente de estas mineralizaciones filonianas aquí tratadas. La greisenificación no estaría originada por fluidos ligados a este granito, sino por aportes más profundos: ¿otros granitos no aflorantes?, ¿otra fuente profunda ligada al metamorfismo regional? De forma parecida opina BUXANT (1976) cuando defiende la idea de un aporte en profundidad del batolito para explicar la presencia simultánea de wolframita y scheelita en un granito de las características del de Barruecopardo.

*Recibido 2-III-87,*

*Admitido 2-IV-87*

## BIBLIOGRAFIA

- BOISSAUY-VINAU, M.; DERRÉ, C.; JAFREZK, H.; ROGER, G. Y TREUIL, M. (1979). L'étain et le tungstène dans l'évolution granitique: Le secteur N de Viseu (Portugal). Comparaisons avec le Massif Central Français. *VI Reunião Sobre a Geologia do Oeste Peninsular. Porto*. 65-74.
- BUXANT, P. (1976). Etude géologique de la région de Barruecopardo et de ses minéralisations de tungstène. (Province de Salamanca) *Bol. Geol. y Min. T. LXXXVII-II*. (119-143).
- CARNICERO, M. A. (1980). Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo. *Tesis Doctoral*. Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca.
- GONZALO, J. C. (1980). Estudio del campo filoniano de La Fregeneda. *Tesis de licenciatura*. Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca.
- GONZALO, F. y LOPEZ-PLAZA, M. (1983). Tipificación estructural de los filones estannowolframíferos más representativos de la llanura salmantino-zamorana. *Studia Geológica Salmanticensia*. XVIII (159-164).
- GROVES, D. I. (1972). The geochemical evolution of tin-bearing granites in the Blue Tier Batholith. Tasmania. *Econ. Geol.* 67 (445-457).
- GROVES, D. I. and McCARTY (1978). Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids. *Min. Deposita*. Vol. 13 (11-26).
- MARTINEZ, F. J. (1974). Estudio del área metamórfica de los Arribes del Duero (provincias de Salamanca y Zamora). *Tesis Doctoral*. Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca.
- PELLITERO, E.; SAAVEDRA, J.; GARCIA SANCHEZ, A. Y ARRIBAS, A. (1976). Geoquímica del W en el yacimiento de scheelita de Barruecopardo. *Acta Geológica Hispánica*. T.XI. n.º 5 (133-136).
- POLLARD, P. J. (1983). Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. *Trans. Mining and Metallurgy (Sect. B: Earth Sciences)*. 92. Feb. -83.
- RIBEIRO, A. (1979). Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes). *Com. Serv. Geol. Portugal*. Vol. LIV. (115-138).
- SHCHERBA, G. N. (1968). Greyzenovyye mestorozheniya, from genezis endogennykh rudykh mestorozhdenly. Nedra. Press. Moscow. (Traducción al inglés: Genesis of endogenic ore deposits. *International Geology Review*. Vol. 12. n.º 2. 1970).
- SMINORV, V. I. (1970). Geology of mineral deposits. *Mir publishers*. Moscu.





## Prospección de oro en una zona del complejo esquistograuváquico. Guijuelo (Salamanca)

## Gold exploration in a zone of the «complejo esquistograuvaquico». Guijuelo (Salamanca)

FRANCO HERRERO, A.; GARCIA SANCHEZ, A.; GONZALO, F.; GRACIA, A.

Se ha realizado este trabajo de prospección dadas las elevadas posibilidades que ofrece la zona estudiada, donde son conocidos varios indicios de Sn, Pb y Au. El objetivo de la prospección era la localización de posibles anomalías de Oro. Para ello se efectuaron los siguientes muestreos en la red hidrográfica a intervalos aproximados de 500 metros: a) Bateas, 30 litros de sedimentos reducidos a 120-150 gramos; 175 muestras. Sedimentos, 175 muestras. Aguas superficiales; 115 muestras. Se han analizado Au, Sn y W en los concentrados de batea; As, Sb, Cu, Pb y Zn en los sedimentos de arroyos y F en aguas. También se ha hecho un estudio mineralométrico a la lupa binocular para Au en los concentrados de batea.

Se presentan los resultados obtenidos en cuanto a la localización de zonas anómalas en Au; al contraste de metodologías de geoquímica y mineralometría del Au y a las relaciones existentes entre zonas anómalas con posibles mineralizaciones y los caracteres geológicos y estructurales.

A gold exploration program was carried out in a zone of the SE Salamanca Province; this area has a high potential of Au, Pb and Sn ore. The following sampling was practised in streams: a) heavy mineral panning samples (size reduction down to 120-150 g of 30 l of sediments). 175 samples; b) stream sediments. 175 samples; c) stream waters. 115 samples. The following elements were analyzed Au, San and W in preconcentrates; As, Sb, Cu, Pb and Zn in sediments; F in waters; preconcentrates were also studied at microscope for identification of gold nuggets and another pathfinder minerals.

**Key words:** gold exploration; heavy mineral panning; stream sidements; Salamanca Province.

## INTRODUCCION

Este trabajo de prospección de Oro (a escala regional) que abarca prácticamente los 2/3 de la Hoja n.º 528 (Guijuelo-Salamanca) del Mapa Topográfico Nacional a E 1:50.000, obedece fundamentalmente a dos razones; por un lado, al conocimiento, ya desde antiguo, de indicios de este elemento en el área (GIL y MAESTRE, 1880) concretamente en Palacio de Salvatierra, y más recientemente, en el yacimiento de Sn «Mina Dominica», Montejo, donde en 1950 se llegó a la construcción de una instalación para su recuperación, que dan gran potencialidad a toda esta zona unido al hecho de la abundancia de pequeños yacimientos filonianos con sulfuros y al gran número de afloramientos de areniscas y porfíroides de las series del Complejo Esquistograuváquico; y por otro, a la necesidad de analizar y comprobar diversos aspectos de las metodologías de prospección de oro, ya que son muchos, los interrogantes planteados relativos a la geoquímica de superficie de este elemento (BOYLE, 1979; BARAKSO *et al.*; LOMONOSOV *et al.*; FE-DOSEYEVA *et al.*, 1986). En este sentido es necesario conocer mejor cuales son sus formas de movilizarse en las aguas superficiales a partir de los yacimientos primarios; que fenómenos de absorción tienen lugar para su precipitación y acreción de partículas («pepitas» en aluviones); las interacciones de los coloides que los transportan con ácidos húmidos y fúlvicos; acumulación secundaria en ambientes reductores o por microorganismos y arcillas, óxidos de Fe, Mn, Al, Si, etcétera; distancia alcanzada por los halos de dispersión secundaria; validez y aplicación de otros elementos indicadores (Sb, As, Bi, Cu, Pb, Zn, Se, Te, etc.).

Previamente a este trabajo se realizó un estudio piloto en torno al yacimiento de «la Dominica» para establecer las bases de la metodología a seguir.

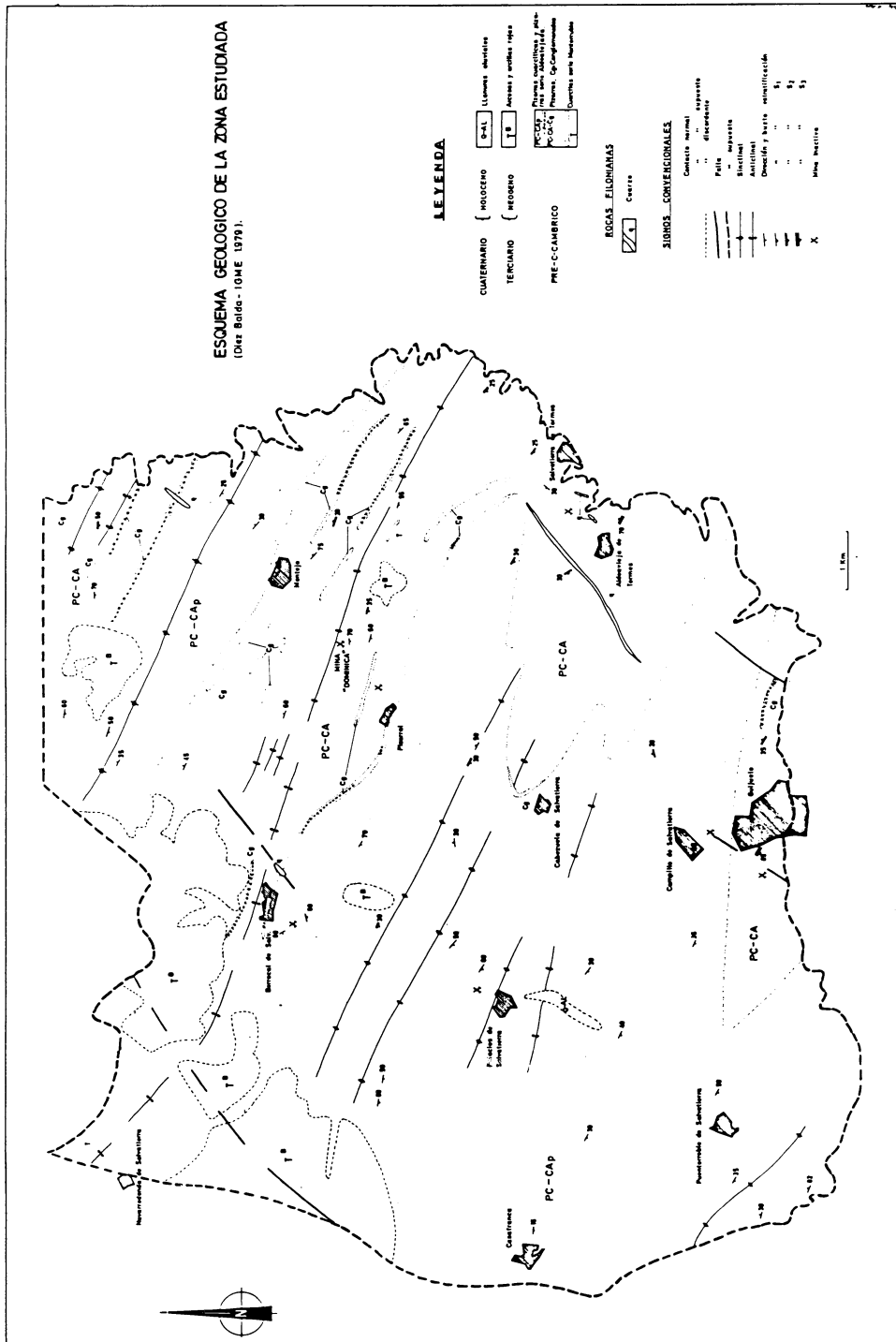
## RASGOS GEOLOGICOS

La región estudiada, Fig. 1, queda encuadrada estructuralmente en la parte central de la Zona Galaico-Castellana según la división del Hercínico Ibérico de LOTZE (1945), o en la zona Centro-Ibérica según JULIVERT *et al.* (1972).

Excepto pequeñas áreas cubiertas por materiales terciarios y cuaternarios, en toda ella se presentan materiales pertenecientes al complejo Esquisto-grauváquico (CEG), que se encuadran dentro de la serie de Morille de MARTINEZ GARCIA y NICOLAU (1973) y concretamente dentro del tramo denominado Formación o Porfiroide de Monterrubio, constituida por pizarras arenosas, pizarras negras bandeadas y varios tramos decamétricos o métricos predominantemente formados por conglomerados, cuarcitas, microconglomerados y porfíroides. También afloran materiales de la Formación Aldeatejada (DIEZ BALDA, 1982) constituidos fundamentalmente por pizarras, existiendo algunas intercalaciones areniscosas y microconglomeráticas.

Durante la orogénesis hercínica estos materiales sufrieron una deformación polifásica, desarrollándose esquistosidad; los pliegues cartografiados, con dirección NW-SE son resultado de la 1.ª Fase de deformación. Son pliegues de gran longitud de onda, con altitud inferior a 1 Km y ángulo entre flancos entre 50° y 80° (DIEZ BALDA, *op. cit.*); posteriores fases de deformación, ocasionan la aparición de esquistosidad de crenulación. El grado de metamorfismo alcanzado es bajo-medio (clorita, biotita).

Se pueden localizar varias fracturas posteriores a estos episodios, con direcciones comprendidas entre N 10° E y N 40° E; en muchos casos en esta fracturación se han emplazado filones de cuarzo con mineralización, muchos de ellos brechificados posteriormente.



## METODOS DE ESTUDIO

El muestreo se realizó sobre la red hidrográfica a intervalos aproximados de 500 m. Este fue triple: para bateas, sedimentos y aguas. En el caso de las bateas en cada punto se tomaron 30 litros de sedimento a lo largo de 10 a 20 metros sobre el cauce; este material se tamizó a 1 mm. y se lavó posteriormente con batea (fondo plano, 40 cm. de diámetro) hasta conseguir un preconcentrado de aproximadamente 120-150 gramos. Como muestras de sedimentos se tomaron unos 500 gramos que fueron tamizados a tamaño inferior a 0,2 mm. Para aguas se tomaron 200 ml. en frascos de polietileno.

El estudio de laboratorio consistió en los análisis químicos y mineralométricos siguientes. Análisis de Au por Espectrofotometría de Absorción Atómica previo ataque de la muestra con agua regia y bromo en placa calefactora hasta casi sequedad; redisolución con agua de bromo, filtrado y lavado y posterior extracción con acetato de amilo mediante agitación intensa durante 1 hora. Análisis de Sn, W, Cu, Pb, Zn, As y Sb por Fluorescencia de Rayos X, según método descrito por GARCÍA SANCHEZ y SAAVEDRA (1983); análisis de F en aguas mediante electrodo selectivo según NICHOLSON y DUFF (1981).

Para el estudio mineralógico a la lupa binocular fue necesario reducir el preconcentrado de batea hasta aproximadamente 5 gramos, en el laboratorio. Se identificaron los minerales pesados y se cuantificaron las «pepitas» de oro (pajillas, hojuelas) que suelen presentar tamaños de aproximadamente

100 micras alcanzando 1 o 1,5 mm. en su dimensión mayor.

## RESULTADOS

Los resultados de este estudio se presentan de forma esquemática en los mapas de las Figs. 2, 3 y 4.

En la Fig. 5 está representada la correlación entre número de pepitas (mineralometría) y concentración en ppm de Au del análisis de la misma muestra (cuarteo), para aquellas en que se observaron dos o más «pepitas».

En la Tabla 1 los coeficientes de correlación entre elementos.

En la Fig. 6 se presentan los histogramas de distribución de los elementos más significativos; Au, Sn y As; finalmente, en la Fig. 7 un diagrama de componentes principales resultado del análisis factorial, que refleja la asociación Au, Sn y As, probablemente paragenética como ya se evidenció en el yacimiento de «La Dominicana» (Montejo).

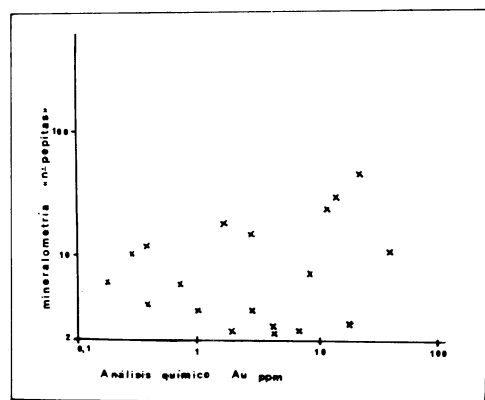


Fig. 5

TABLA I. Matriz de correlación

	As	Zn	Cu	Pb	F	Au
Sn	0,24	-0,05	-0,10	0,09	-0,06	0,28
As		0,21	0,01	0,36	0,00	0,47
Zn			0,04	0,05	0,00	0,07
Cu				0,01	0,06	-0,18
Pb					0,06	0,28
F						-0,07

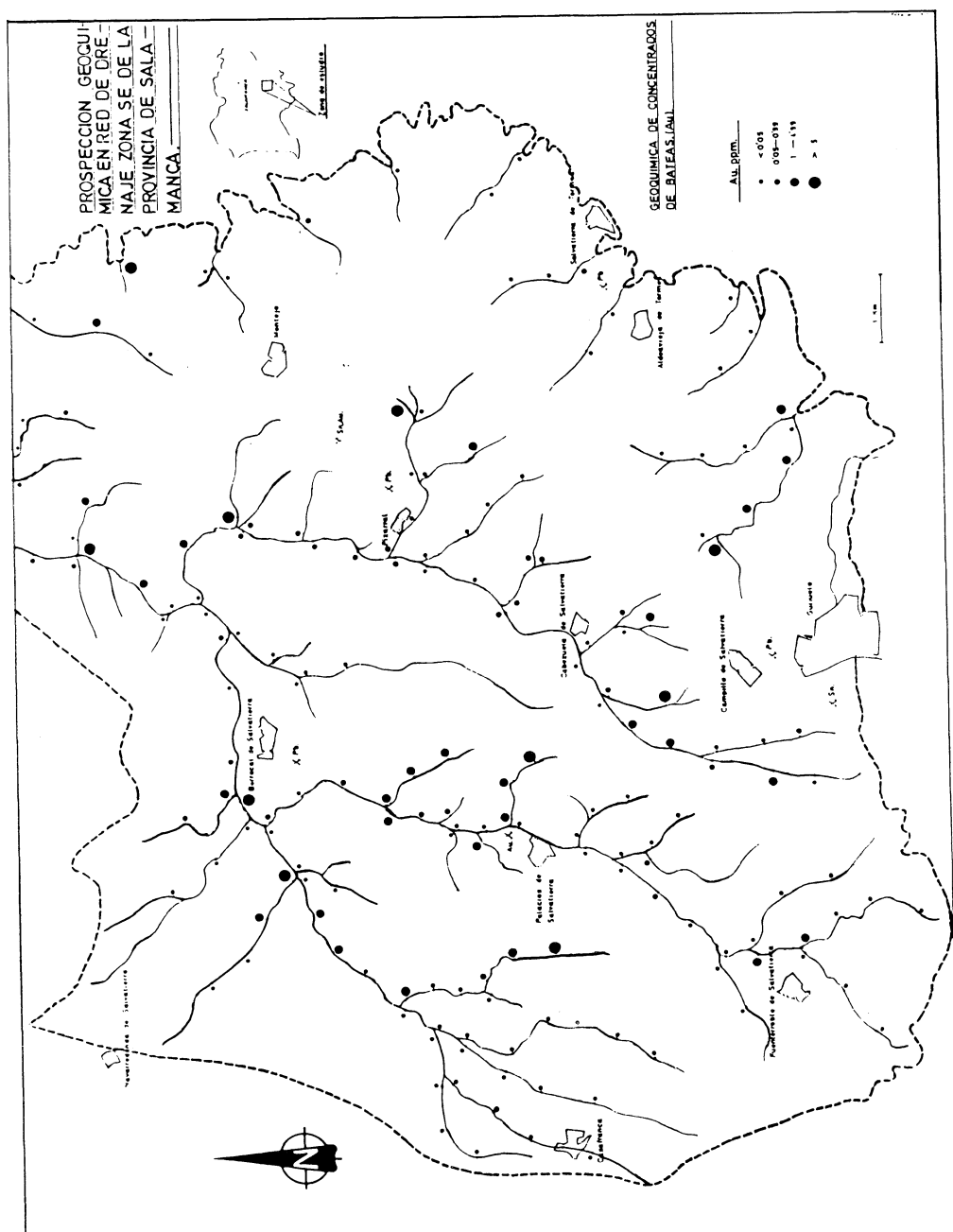
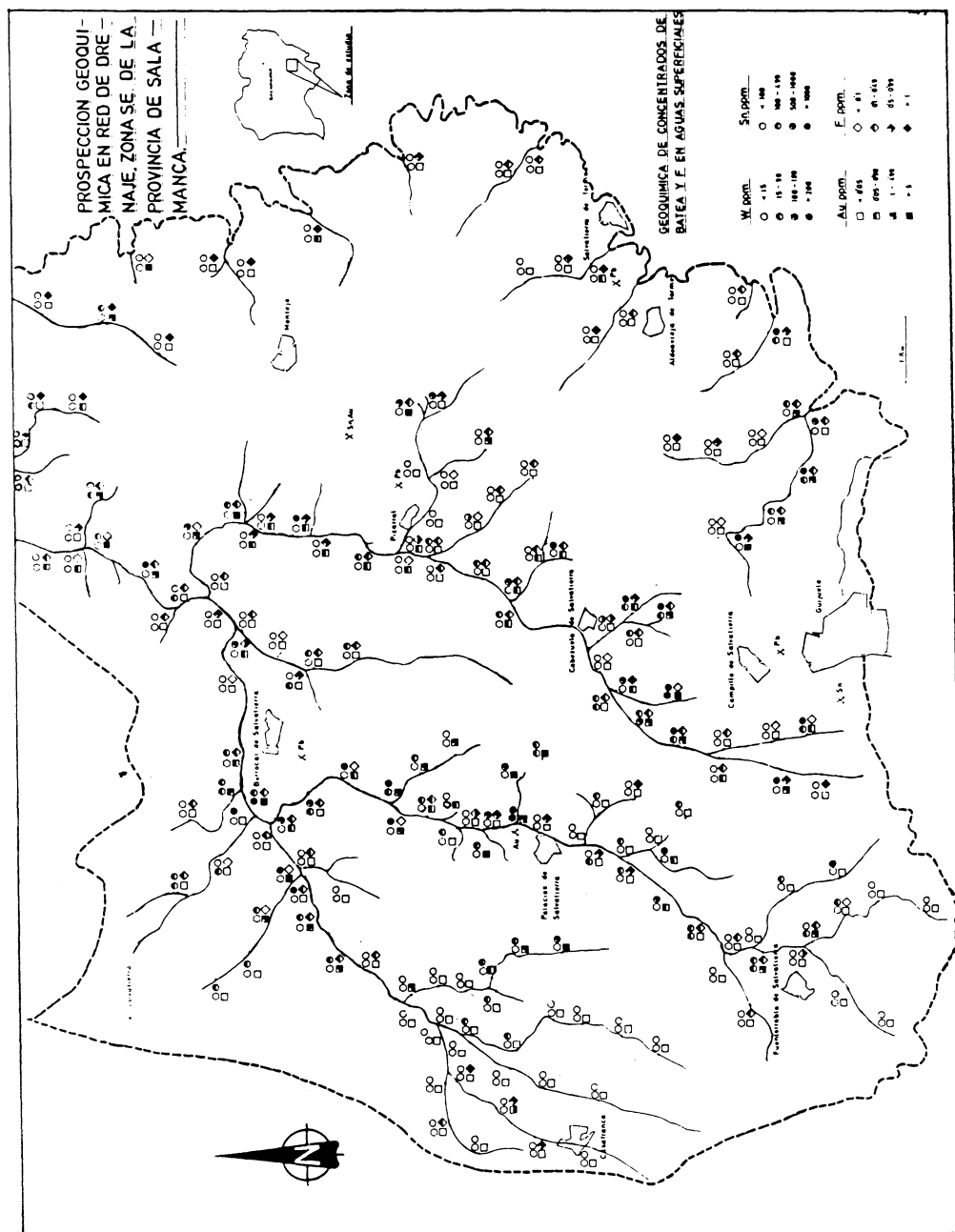


Fig. 2



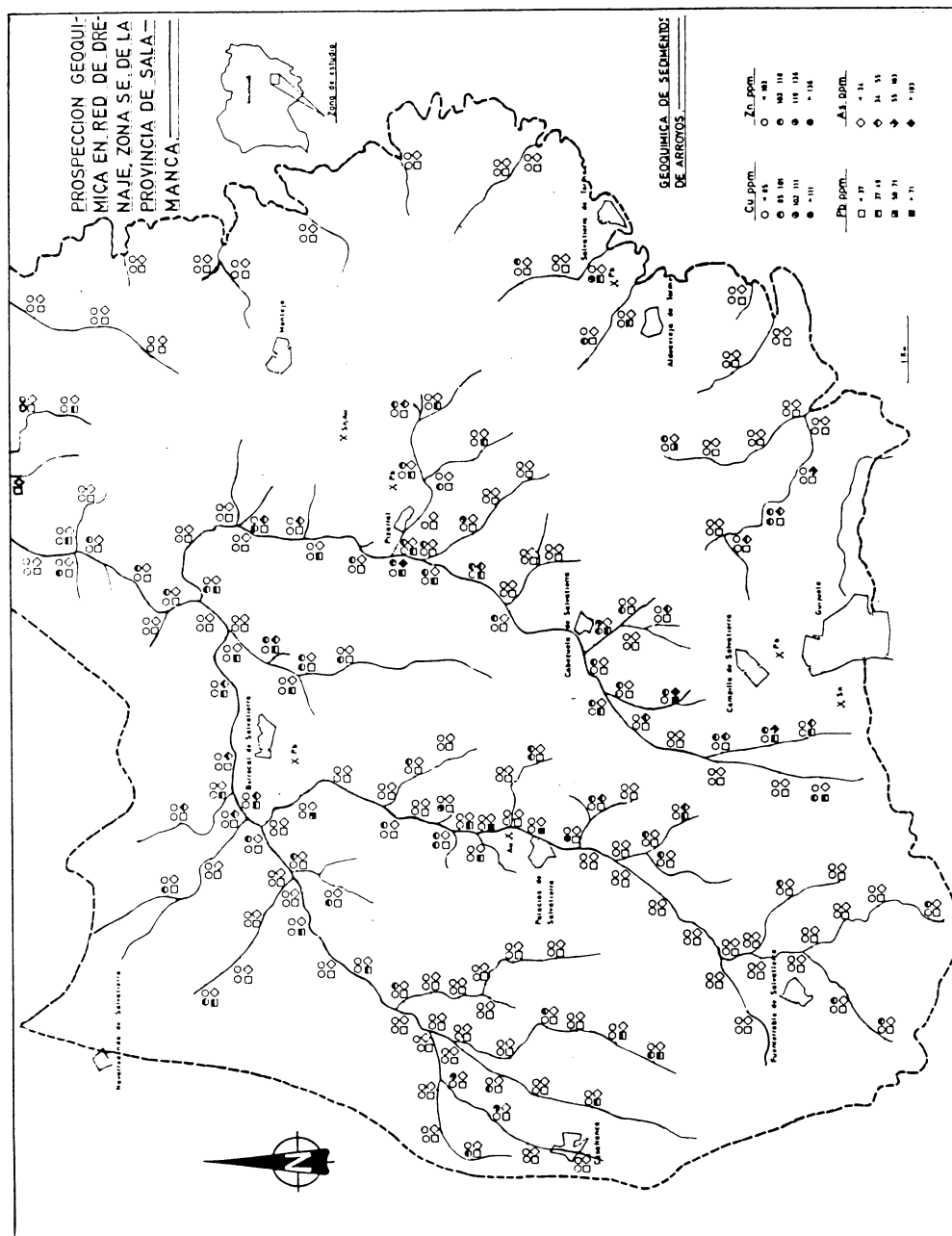


Fig. 4

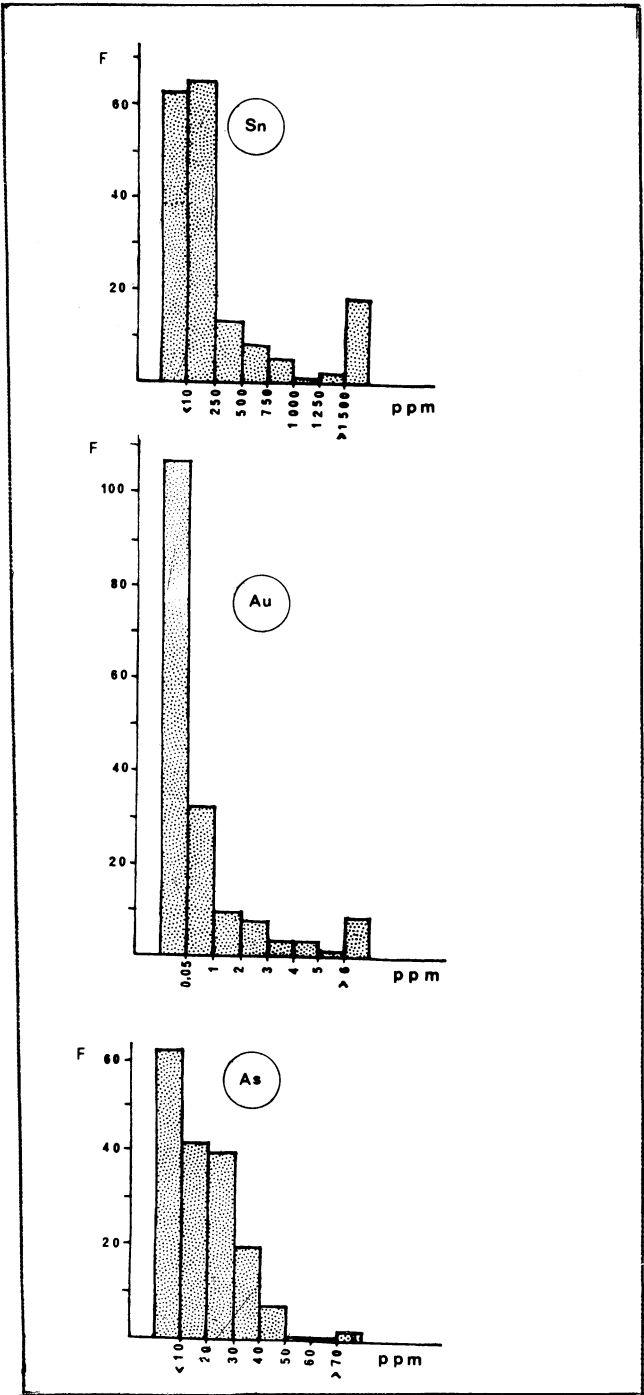


Fig. 6



## DISCUSION

Respecto a la metodología empleada, cabe destacar lo siguiente analizando los datos obtenidos; de los elementos indicadores utilizados en los sedimentos de arroyos; únicamente As (Tabla I y Figuras 2 y 3) da resultados significativos respecto a las anomalías de Au, en consecuencia con datos bibliográficos de otras áreas (HALE 1980; BOYLE y JONASSON 1973, BOYLE 1979, etc.). Este elemento presente una distribución lognormal, con moda < 10 ppm y umbral de anomalía de 30 ppm; además de su buena correlación general con los contenidos de Au, cabe destacar que la mayoría de las muestras consideradas anómalas, contienen cantidades igualmente anómalas de Au (> 1 ppm Au). También queda esto reflejado en los resultados del análisis factorial (Fig. 7, diagrama de componentes principales). De igual forma se evidencia en este análisis multivariante la coherencia geoquímica Sn-Au en esta zona, que se corrobora en el análisis mineralométrico, pues en aquellas muestras donde se ha observado alguna «pepita» de Au se observó la presencia de casiterita.

Resultó también buena correlación entre los datos analíticos y mineralométricos de Au (Fig. 5), ya que en todas las muestras con contenido analítico de oro superior a 0,1 ppm, se detecta a la lupa alguna partícula de oro; e inversamente, solo el 15 % de aquellas en las que se observan 1 ó 2 pepitas su análisis resulta inferior a 0,05 ppm. En consecuencia puede afirmarse que es incluso más efectivo el análisis mineralométrico que el químico aunque pueda resultar más lento y tedioso.

Es interesante destacar la abundancia de puntos anómalos de Au (Fig. 2) por toda la zona estudiada. En realidad toda ella es homogéneamente anómala, aunque se manifiesta más claramente en pequeñas áreas regularmente distribuidas. Se puede hablar de una anomalía regional, aunque no muy fuerte, con contenidos de Au superiores a

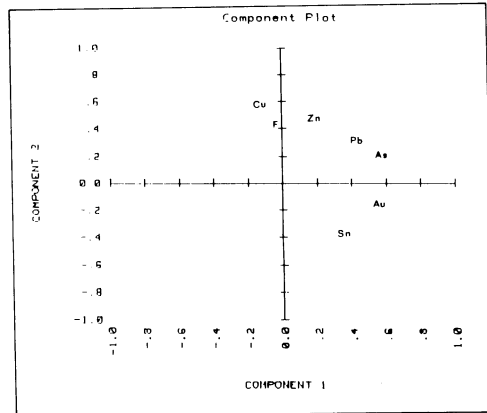


Fig. 7

1 ppm en el 20 % de las muestras de bateas, pero solamente con un 5 % de las mismas con varias decenas de ppm de Au. Esto hace pensar en la existencia de algún(os) nivel(es) detríticos del CEG, cuarcitas, microconglomerados, porfíroides, etc., que llevan el oro o en una gran abundancia de filoncillos de cuarzo con escasa mineralización. Es destacable también la buena correlación Au-Sn (casiterita) y no Au-W que indica una fuente común probablemente filoniana; puesto que en el CEG, exceptuando los filones de cuarzo, hay una correlación excelente entre Sn-W ( $r = 0,8$ ) pero sin detectarse casiterita, SAAVEDRA et Alters., (1986).

Por otro lado, es importante la observación siguiente: las anomalías de Au se alinean según una dirección NW-SE, paralela a la dirección de estructuras de la 1.<sup>a</sup> fase hercínica posiblemente debido a la existencia de anomalías primarias en niveles detríticos que apoya la idea de la existencia de mineralizaciones en determinadas capas.

Se sitúan las anomalías de Au tanto en la Formación Monterrubio como Aldeatejada; en consonancia con un posible origen filoniano, puesto que hay diferencias litológicas claras entre ambas, siendo la última prácticamente pelítica.

En fin, el origen de las anomalías requiere un estudio más detallado en sus áreas fuentes, para dilucidar cual de estas dos hi-

pótesis es la cierta, o domina, o son la misma en realidad, pues solo es cuestión de competencia de la roca que condiciona la mayor abundancia de filones (Au, Sn) ligada a algún nivel de cuarcitas o microconglomerados.

## CONCLUSIONES

- Buena correlación entre los resultados analíticos químicos y mineralométrico.
- Unicamente As y Sn ofrecen cierta garantía como indicadores para esta región.
- Destaca la abundancia de anomalías

que hacen pensar en una zona «homogeneamente» anómala, aunque con niveles de mineralización bajos.

- Algunas observaciones indican que el origen de las anomalías está en mineralizaciones primarias ligadas a filones de cuarzo, otras inducen a pensar en algún(os) nivel(es) del CEG (cuarcitas, microconglomerados) como fuentes del oro. Quizás la respuesta está en ambas, o en una combinación de ambas. Es decir, emplazamiento preferente de los filones de cuarzo en aquellos niveles del CEG, de mayor competencia.

*recibido 2-III-87*

*aceptado 2-IV-87*

## BIBLIOGRAFIA

- BARAKSO, J. J. and TEGART, P. (1982). Revised stream sediment geochemistry at selected precious deposits in British Columbia. *Western Miner., Ap.*, 53-67.
- BOYLE, R. W. (1979). The geochemistry of gold and its deposits. *Geological Survey of Canada. Bulletin* 280. 584 pp.
- BOYLE, R. W. and JONASSON, I. R. (1973) *The geochemistry of Arsenic and its as an indicator element in Geochemical prospecting*. *J. Geochem. Explo.* 2, 251-296.
- DIEZ BALDA, M. A. (1980). La sucesión estratigráfica del complejo Esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca. *Estudios Geol.*, 36, 131-138.
- FEDOSEYEVA, V. I., FEDOSEYEV, N. F. and ZVONAREVA, G. V. (1986). Interacción of some gold complexes with humic and fulvic acids. *Geochem. Internat.*, 26, 106-111.
- GARCIA SANCHEZ, A. y SAAVEDRA, J. (1983). Datos analíticos sobre cuatro patrones geoquímicos de Salamanca (granitos s. l.) y técnicas utilizadas. *Anu. Centr. Edafol. Biol. Apl. Salamanca*, Vol. IX, 321-331.
- GIL y MAESTRE, A. (1880). Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca. Madrid, 286 pp.
- HALE, M. (1981). Pathfinder applications of Arsenic, antimony and bismuth in geochemical exploration. *J. Geochem. Explo.*, 15, 307-323.
- JULIVERT, M., FONT BOTE, J., RIBEIRO, R. y CONDE, L. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1; 1.000.000. IGME. Madrid.
- LOMONOSOV, I. S. KORNEVA, A. R. and LOMONOSOVA, T. K. (1985). The origin of the litogeochemical dispersed aureolas of gold-bearing placers. *Geochem. Internat.*, 22, 59-65.
- LOTZE, F. (1945). Observaciones respecto a la división de las variscas de la Meseta Ibérica. *Publ. Extra. Geol. España* (traducc. J. M. Ríos). V, 149-166.
- MARTINEZ GARCIA, E., y NICOLAU, J. (1983). Los terrenos infraordivícos de la Antiforma de Martiñamor. *Bol. Geol. Min.* T. 84-6, 407-418.
- NICHOLSON, K. and DUFF, E. J. (1981). Fluoride determination in waters: an optimum buffer system for use with the fluoride-selective electrode. *Analyt. Lett.*, 14, (A7), 493-517.



## Caracteres geoquímicos y mineralógicos del yacimiento de Sn y Au de Montejo (Salamanca)

### Geochemistry and mineralogy of tin-gold deposit at the Montejo mine (Salamanca)

FRANCO HERRERA, A.; GARCIA SANCHEZ, A.; GONZALO, F.;  
GRACIA, A.

El yacimiento situado al S. E. de la Provincia de Salamanca está constituido por una serie de filones de cuarzo brechificado de dirección E-W, subverticales y encajados en materiales pertenecientes al Complejo Esquistograuváquico (Formación Monterrubio, dominando en esta zona esquistos, grauvacas y microconglomerados). Fue explotado durante los años 40 y 50 para Sn y esporádicamente para Au.

Se han estudiado al microscopio 80 preparaciones pulidas y transparentes seleccionadas en cuatro sondeos de 250 metros, calicatas y antiguas escombreras, con el fin de caracterizar paragénesis, sucesión de la mineralización y alteraciones hidrotermales relacionadas.

También se ha realizado un muestreo en las zonas mineralizadas y con alteración hidrotermal para su estudio geoquímico. Se han analizado: Au, As, Sb, Bi, Cu, Pb, Zn, Sn, Rb, Sr y Ba en 40 muestras. Las relaciones interelementales más evidentes son: Au-Sn-Bi y Cu-Sb. Por otro lado, se correlacionan los resultados geoquímicos con los diversos tipos de alteraciones hidrotermales.

**Palabras clave:** Sn, mineralización, Au, geoquímica, mineralógica, Provincia de Salamanca.

This tin-gold deposit is located in the SE Salamanca province. Mineralization is associated with several quartz-veins and breccias in metamorphic terrains of Precambrian-Cambrian ages («Complejo Esquistograuváquico»). Were studied microscopically 80 samples of four drillings (250 m deep) and other surface samples. It is presented mineral paragenesis and wall-rocks alterations related with mineralization.

The geochemical study include determinations of Au, As, Sb, Bi, Cu, Pb, Zn, Sn, Rb, Sr and Ba. A factor analysis on the geochemical data established the following associations: Au-Sn-Bi and Cu-Sb.

KEY WORDS: Sn, Au mineralization, geochemistry, mineralogy, Salamanca Province.

FRANCO HERRERO, A. (Mineralogía y Geoquímica. C. S. I. C., Apdo. 257. Salamanca); GARCIA SANCHEZ, A. (Mineralogía y Geoquímica. C. S. I. C., Apdo. 257. Salamanca); GONZALO, F. (MIDUESA, Avda. Portugal, 106. Salamanca); GRACIA, A. (Junta de Castilla y León. Valladolid)

## INTRODUCCION

Este yacimiento forma parte de una serie relativamente abundante de mineralizaciones, poco conocidas, que se distribuyen en el SE de la Provincia de Salamanca sobre una zona del Complejo Esquistograuváquico (CEG) al sur de la importante zona minera de la Antiforma de Martinamor. En dicha zona, que ocupa la Hoja Topográfica E 1:50.000 n.º 528 (Guijuelo) son conocidas hasta 12 explotaciones, actualmente abandonadas, algunas de las cuales comenzaron su laboreo a mediados del pasado siglo (GIL y MAESTRE 1880). Se trata, en general, de filones hidrotermales de cuarzo muchas veces brechificados que contienen mineralizaciones cualitativamente bastante variables incluyendo algunos de los siguientes elementos: Pb, Cu, Zn, Sn, W y Au; se sitúan en las siguientes localidades: Berrocal, Palacios, Montejo, Pizarral, Guijuelo, Guijo de Avila, La Tala, Cespadosa, Los Santos y Monleón. También son numerosas en esta zona pequeñas calicatas y pozos relacionados con alguna búsqueda o pequeña explotación; se encuentran también afloramientos de rocas calcosilicatadas que contienen scheelita, como es común en el CEG.

El yacimiento de Montejo (Mina Dominicana) se sitúa entre las localidades de Montejo y Pizarral de Salvatierra (Fig. 1). Se explotó para casiterita a partir de 1945, por medio de galerías y pozos: un pozo maestro

de 50 m de profundidad y cinco niveles de galerías de 120 m de longitud. Posteriormente se perforó en plano inclinado de 30° desde la quinta planta, en dirección SE que bajó hasta la cota -118 m; al parecer no cortó buenas mineralizaciones de casiterita. En profundidad aparecían sulfuros más abundantes, fundamentalmente pirita y arsenopirita, que tenían algo de oro, por lo que en la última etapa de explotación se instaló un lavadero para recuperarlo, con resultados poco satisfactorios. Esto y el hecho de las frecuentes oscilaciones de los mercados de minerales que en esa época de finales de los años 50 coincidió con un período depresivo,

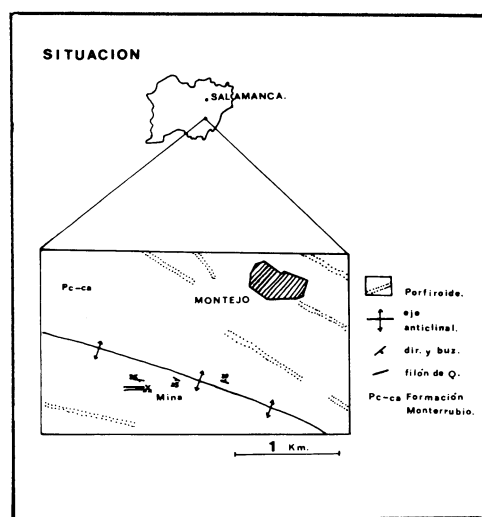


Fig. 1

hizo que esta mina haya permanecido inactiva hasta la actualidad (exceptuando algún período esporádico a finales de los años 70).

Quizás lo más interesante actualmente de este yacimiento sean sus posibilidades en Au, ya que hay claros indicios en su entorno, Palacios, Berrocal, etc.; como se deduce del trabajo de FRANCO HERRERO et Al. (1987); y de los resultados de un trabajo previo a este de análisis de sus escombreras, con contenidos de 1 a 5 ppm de Au.

Desafortunadamente el estado de abandono desde 1957 y posterior deterioro de las instalaciones de la explotación no permite la observación directa y muestreo del yacimiento. Por ello este estudio se ha tenido que limitar a muestras de escombreras e indicios de superficie por un lado y a los materiales obtenidos mediante cuatro sondeos con recuperación de testigo de aproximadamente 250 m cada uno.

## CARACTERISTICAS GEOLOGICAS

La mineralización principal está localizada en tres filones de cuarzo que contienen casiterita y sulfuros, de dirección E-W y buzamiento 70° al S. La separación entre ellos

es de unos 25 m. Además, existe un filón de dirección próxima a N-S y que tiene un buzamiento de 50° al Oeste, así como una estructura silicificada de dirección N.O. y buzamiento subvertical que al parecer es la que albergaba el oro y sobre la que se realizó la perforación en plano inclinado. Las corridas de estos filones son del orden de 120 m y sus potencias oscilan desde algunos cm hasta casi 1 m; su ley media es de 3.000 ppm, según los informes de sus antiguos explotadores.

El yacimiento se sitúa en materiales del CEG, en el núcleo de un anticlinal de Fase 1 en el que afloran materiales del tramo superior de la Serie de Morille (Formación Cabezo) según la denominación de MARTINEZ GARCIA y NICOLAU (1973), o más sencillamente pertenecientes a la Formación Monterrubio, en su parte superior, según DIEZ BALDA (1982) (Fig. 2). Estos materiales son de diversa naturaleza, distinguiéndose pizarras arenosas, pizarras negras bandeadas, cuarcitas, microconglomerados y porfiroides.

En un estudio detallado a partir de los testigos de los cuatro sondeos citados situados en la misma mina se observa (Fig. 2, columna de la derecha), que se trata de mate-

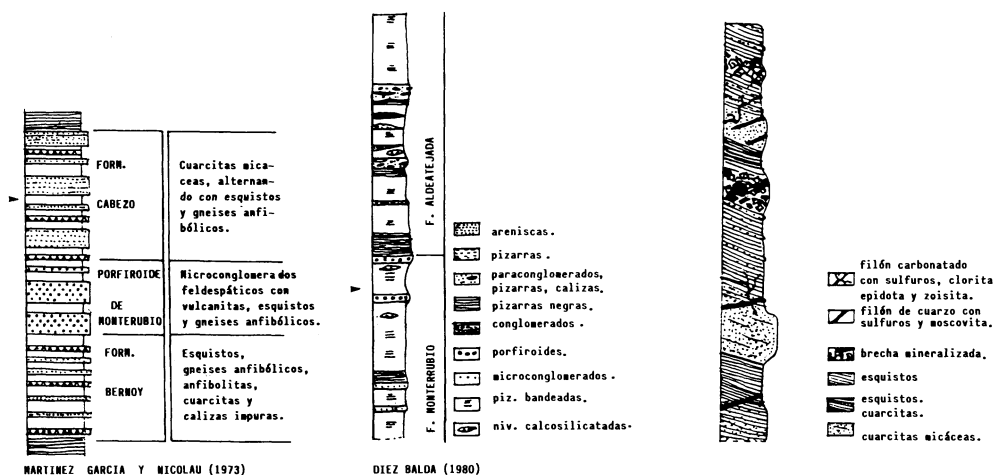


Fig. 2. Situación aproximada del yacimiento en las columnas estratigráficas.

riales alternantes de naturaleza esquistosa y cuarcítica, teniendo los esquistos en la mayoría de las ocasiones un componente cuar-zoso importante derivado en muchos casos de silicificaciones. Así mismo, se observan filoncillos de cuarzo, muy abundantes, con potencias que oscilan entre unos pocos mm hasta varios dm. Estos filoncillos están atravesados por otros de naturaleza carbonatada de dimensiones parecidas. Ambos son portadores de mineralización. A veces se encuentran zonas de brecha con mineraliza-ción más abundante.

La Fase 1 produjo una esquistosidad de plano axial que fue crenulada por fases pos-teriores. A nivel regional hay una intensa fracturación, de dirección dominante NE-SW y otra menos intensa de dirección E-W.

En las proximidades de la mina no se observó ninguna falla de importancia. Solo-mente son visibles algunas diaclasas de di-rección predominante N30°E.

No se ha detectado en las proximidades del yacimiento, ni en profundidad median-te sondeos (250 m) ningún cuerpo granítico aplitas o pegmatitas; ni tampoco metamor-fismo de contacto, ni alteraciones típicas de exogreisen.

## MINERALOGIA

Se han estudiado un total de 80 prepa-raciones entre láminas delgadas y probetas pulidas, pertenecientes a muestras de los cuatro sondeos citados y de las escombreras de las antiguas labores.

Las rocas encajantes de estas mineraliza-ciones son fundamentalmente cuarcitas, micacitas y grauvacas. Estas rocas presentan al microscopio texturas granoblásticas y lepidoblásticas, siendo el cuarzo y las micas los componentes fundamentales que las de-finen en cada caso. Se identifican dos es-quistosidades, más o menos desarrolladas dependiendo en cada caso de la composi-ción de la roca. La segunda es siempre de crenulación.

A grandes rasgos la mineralogía de estas rocas es: cuarzo, moscovita, biotita, clorita como componentes fundamentales. La ma-yor o menor abundancia de cada uno define los distintos tipos de rocas. Como minerales accesorios aparecen: feldespato (general-mente muy alterado a sericita), plagioclasa, calcita, opacos, esfena (cristales agrupados, de forma arrosariada), turmalina, apatito, circón, clinozoisita, epidota, óxidos de Fe (a veces enmascaran al resto de los minerales), y materia carbonosa que al igual que los óxi-dos se disponen a favor de los planos de es-quistosidad. Calcita, clinozoisita, zoisita y epidota se desarrollan en zonas de altera-ción acompañadas de grandes cristales de clorita y ocasionalmente de moscovita; estas zonas son fundamentalmente las salbandas filonianas. La clorita se presenta también muy frecuentemente como grandes cristales desarrollados tardíamente entre el resto de los minerales.

En estas rocas se han emplazado filones de distinta naturaleza. Este haz filoniano es muy denso y abundante y comprende desde filones milimétricos hasta otros de cm de potencia. Son de dos tipos: a) cuarzosos; b) carbonatados con algo de cuarzo. Cronoló-gicamente son anteriores los de cuarzo, pues siempre son cortados por los carbonatados. Ambos tipos de filones llevan mineraliza-ción, distinta en cada caso (Foto n.º 1). La paragénesis de los primeros es la siguiente: Casiterita, tantalita, arsenopirita, pirita, pi-rrrotina, calcopirita, molibdenita, rutilo y

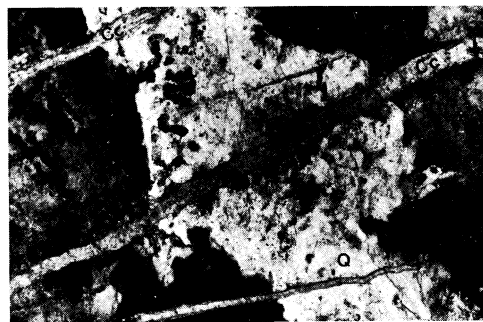


Foto n.º 1. Lámina transparente X100; Q: cuarzo; Cc: calcita.

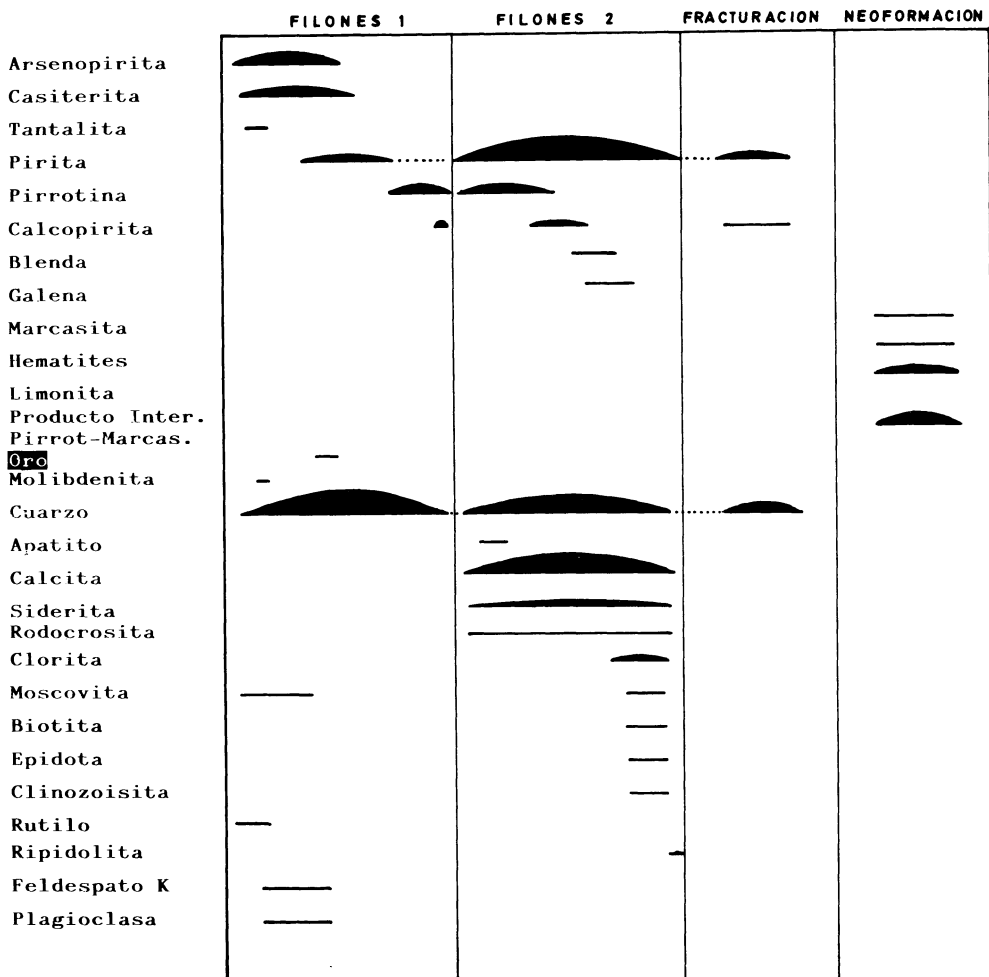


Fig. 3. Secuencia paragenética.

oro. La ganga es casi exclusivamente de cuarzo, apareciendo ocasionalmente feldespato y plagioclasa.

En los filones carbonatados la paragénesis es: pirita, pirrotina, calcopirita, blenda y galena. La ganga es calcita y cuarzo apareciendo a veces siderita, rodocrosita y muy raramente apatito. Es frecuente encontrar marcasita procedente de la alteración de pirita, y también hematites, limonita y otros minerales de hierro. Resulta especialmente abundante el llamado «producto intermedio» ocasionado por meteorización de pirrotina.

El emplazamiento de estos filones ha provocado alteraciones en el encajante, siendo muy importantes en el caso de los carbonatados: cloritización, moscovitización, sericitización y propilitización (aunque esta no sea típica de este tipo de rocas, sin embargo los minerales desarrollados son los propios que la definen: calcita, clinozoisita, zoisita, epidota y esfena). Los filones de cuarzo provocan importante silicificación y a veces moscovitización. Superponiéndose a todo esto se desarrolla como mineral más tardío una variedad de clorita: ripidolita.

En ocasiones lo que ha ocurrido es una

brechificación importante, hallándose fragmentos del encajante cementados por cuarzo o carbonatos, o por ambos simultáneamente junto con abundantes sulfuros, en general muy meteorizados.

En algunas probetas pulidas se ha observado oro nativo en pequeños granos del orden de algunas micras, asociado generalmente a la arsenopirita (Foto n.º 2).

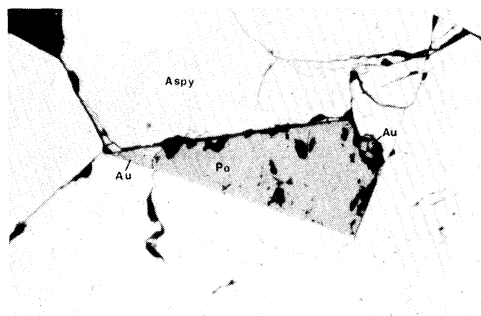


Foto n.º 2. Probeta pulida X200: Au: oro; Aspy: arsenopirita; Po: pirrotina.

## CARACTERES GEOQUIMICOS

Las muestras para este estudio corresponden exclusivamente a los testigos de los sondeos, por resultar completamente imposible la utilización de las galerías de la mina

para el muestreo de los filones y su encajante.

Previamente se hizo un intento de valoración analizando el Au en todos los testigos (serrados longitudinalmente, con muestras cada dos metros); los resultados fueron poco esperanzadores aunque cabe considerar que en muestras de esta naturaleza el aporte mayoritario es de rocas encajantes y mínimo de filones posiblemente mineralizados. En síntesis, se obtuvieron los siguientes resultados: Sondeo n.º 1, en todas las muestras  $<0.01$  ppm Au; Sondeo n.º 2, rango: 0.01–2.3 ppm Au;  $\bar{X} = 0.1$  ppm Au; Sondeo n.º 3, rango: 0.01–0.12 ppm Au;  $\bar{X} = 0.08$  ppm Au. Sondeo n.º 4; rango: 0.01–1.1 ppm Au;  $\bar{X} = 0.6$  ppm Au.

También se analizaron en un número limitado de estas muestras Cu, Pb, Zn, Mn, Fe, Ag, Co, Ni, Cd y Bi, resultando únicamente con valores anómalos y significativos, sobre todo en Cd, alguna muestra con esfalerita.

En segundo lugar se realizó un muestreo más selectivo de las distintas zonas mineralizadas descritas y de las alteraciones hidrotermales para su estudio geoquímico (40 muestras). En ellas se analizaron: Au, Sb, Bi, Cu, Pb, Zn, Rb, Ba y Sr; con los siguientes resultados, para los elementos fundamentales de la mineralización:

Rango, ppm	X (media, ppm)
Sn	2210-5
Au	1.1-0.01
Cu	560-40
Zn	305-5
Pb	75-5
Bi	36-2.5
Sb	630-5
As	5265-2.5
Sn	2210-5
	1107
	0.56
	300
	155
	40
	19
	317
	2813
	1107

y la siguiente matriz de correlación:

	Cu	Zn	Pb	Bi	Sb	As	Sn
Au	-0.23	-0.06	-0.05	0.36	-0.26	0.32	0.41
Cu		0.30	0.14	-0.13	0.92	-0.05	-0.18
An			0.18	-0.26	0.38	0.07	-0.13
Pb				-0.36	0.09	0.25	-0.20
Bi					0.02	0.01	0.67
Sb						-0.11	-0.15
As							0.17



Destacan como muy significativos los coeficientes de correlación Cu-Sb, Au-Sn, Bi-Sn, Au-Bi, y Au-As.

Esto queda también reflejado mediante el análisis factorial (Fig. 4), diagrama de componentes principales) donde se observa la siguiente agrupación de elementos: Au, Bi, Sn y en parte As, por un lado, y Cu, Sb por otro.

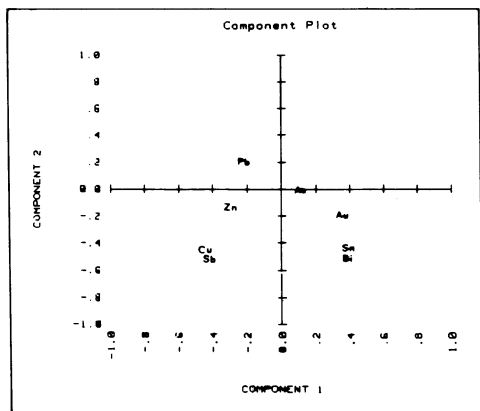


Fig. 4

El análisis estadístico de los resultados de los elementos litófilos Ba, Sr y Rb no indica de modo claro o significativo los tipos o grados de las alteraciones hidrotermales observadas mineralógicamente. Solamente cabe hacer notar que los contenidos más altos de Ba y Rb, así como los más bajos de Sr corresponden mayoritariamente a zonas con alteración clorítica. Inversamente, aquellos contenidos superiores de Sr e inferiores de Ba y Rb van ligados a las zonas carbonatadas.

Por otro lado, no parece haber ninguna relación clara entre las zonas de deposición de oro y las alteraciones hidrotermales constatadas.

## CONCLUSIONES

No hay aún datos suficientes para proponer una hipótesis genética sobre este yacimiento. Principalmente faltan resultados

sobre T, P y composición de los fluidos que solo suministran con cierta precisión datos isotópicos y geoquímica de inclusiones fluidas. No obstante, el carácter epigenético de estos filones mineralizados tiene un claro control estructural determinado por una fracturación relacionada con la segunda fase de deformación, con la que se asocia también el máximo en el desarrollo del metamorfismo regional. Estas observaciones junto a lo expuesto sobre la inexistencia absoluta de manifestaciones magmáticas de naturaleza granítica hacen pensar que el origen de estas mineralizaciones puede estar determinado por el desarrollo del metamorfismo regional. Esta opinión es bastante generalizada para yacimientos filonianos de Au en terrenos metamórficos en otras partes del mundo (SAWKINS and RYE, 1974; BOWEN and WHITING, 1976; HENLEY et Alters., 1976; BOYLE, 1979; FYFE and KERRICH, 1982; etc.).

Se evidencian diferentes etapas metalogénicas en relación con cambios en las condiciones de T y composición de los fluidos mineralizadores o de episodios de mineralización independientes.

Por otro lado, los resultados geoquímicos de Rb, Ba y Sr no se correlacionan de forma clara con los tipos y grados de alteraciones hidrotermales observadas. Únicamente las zonas con alteración clorítica tienen concentraciones más elevadas de Rb y Ba así como más bajas de Sr. Las zonas carbonatadas presentan los contenidos más altos en Sr.

No hay ninguna relación destacable entre las zonas de deposición del oro y las distintas alteraciones hidrotermales.

El análisis multivariante demuestra la agrupación de elementos Au-Sn-Bi (As) y Cu-Sb en relación con diferentes etapas mineralizadoras. Pueden ser útiles para la prospección del entorno del yacimiento.

*Recibido 2-III-87*

*Aceptado 2-IV-87*

## BIBLIOGRAFIA

- BOWEN, K. G. and WHITING, R. G. (1976). Gold deposits of Victoria. *Australasian Inst. Mining Metallurgy*, Melbourne, 647-66.
- BOYLE, R. W. (1979). The geochemistry of gold and its deposits. *Geological Survey of Canada. Bulletin* 280. 584 pp.
- DIEZ BALDA, M. A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo Esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca. *Estudios Geol.*, 36, 131-138.
- FRANCO HERRERO, A.; GARCIA SANCHEZ, A.; GONZALO, F. y GRACIA, A. (1987). Prospección de oro en una zona del Complejo Esquistogruváquico, Guijuelo (Salamanca). *Cuadernos Lab. Xeol. Laxe* (in liter).
- FYFE, W. S. and KERRICH, R. (1982). Gold natural concentration process. *Proc. of the Symposium Gold'82*. Ed. R. P. Foster. *Geol. Soc. of Zimbabwe, Espec. Publ. n.º 1*, 99-127.
- GIL y MAESTRE, A. (1880). *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca*. Madrid, 286 pp.
- HENLEY, W. W., NORRIS, R. J. and PATERSON, C. J. (1976). Ore Genesis in the New Zealand Geosyncline. A History of Post-Metamorphic Lode Emplacement. *Mineral. Deposita*, 11, 180-196.
- MARTINEZ GARCIA, E. y NICOLAU, J. (1973). Los terrenos infraordovícicos de la Antiforma de Martinamor. *Bol. Geol. Min.* T 84-6, 407-418.
- SAWKINS, S. J. and RYE, D. M. (1974). Relationship of Homestake-type gold deposits to iron-rich Precambrian sedimentary rocks. *Inst. Mining Metallurgy Trans.*, 83-B, 56-59.

## **VIII. MINERALOTECNIA**





## Aplicación de la volatilización del estaño al tratamiento de mixtos Sn-W

## Application of tin volatilization to mixed tailings of Sn-W

BODEGA BARAHONA, F.; ARES FERNANDEZ, J.

La asociación mineral estaño-wolframio es frecuente en los yacimientos españoles; al utilizarse métodos gravimétricos para su concentración, se originan mixtos —colas— de difícil tratamiento y bajas recuperaciones, o que salen al mercado en condiciones de precios desfavorables para el productor.

Como las técnicas de volatilización del estaño y de obtención de scheelita química —sintética— están suficientemente experimentadas y desarrolladas, se pretende informar sobre las posibilidades que ofrecen, utilizadas en un método combinado, rebajando costos y elevando recuperaciones.

**Palabras clave:** estaño, wolframio, casiterita, scheelita, wolframita, volatilización, metalurgia (no férrea).

Tin-wolfram mineral association in spanish deposits is frequent. Due to the gravimetric methods employed in concentration process difficult to manage, mixed tailings are generated. These have low recovery rates or go into the market with unfavourable prices for the producer.

Since the volatilization of tin technique and the production of chemical scheelite (synthetic) are well tested and developed, the purpose of this paper is informing of the possible uses they present, managed by a combined method that lowers costs and increments recovery rates.

**Key words:** tin, tungstene, casiterite, scheelite, wolframite, volatilización, metallurgy (non ferric).

## PRESENTACION DEL PROBLEMA

No es raro que, en las explotaciones españolas por Sn y W, surjan problemas de separación de los minerales que los contienen; hay ocasiones en que se desprecia uno de ellos, pero, generalmente, se trata de realizar una separación lo más completa posible, no sólo con el fin de evitar penalizaciones, sino para recuperar al máximo todos los valores contenidos, muchas veces definitivos para la vida de la explotación.

Según el acompañante de la casiterita sea wolframita o scheelita, en la mina se emplearán procesos magnéticos o electrostáticos. Con rendimientos muy diferentes, según las características de los materiales tratados, se obtendrán unas recuperaciones y unas colas, con contenidos merecedores de un tratamiento.

En el caso de casiteritas muy finas, se está avanzando en su flotación con el empleo, como colector, de derivados del ácido fosfónico. Mediante este método, se llega a recuperaciones del 70 %: 20 % en concentrados con 40 % Sn y 50 % en concentrados del 8 % Sn, necesitando estos últimos el empleo de una planta de volatilización.

## SOLUCIONES

- La solución más sencilla es mezclar los mixtos con concentrados de alta ley en uno de los elementos, de forma que el otro ofrezca un contenido por debajo del punto de penalización, perdiéndose el total de su valor, ya que en los productos finales del proceso sería irrecuperable económicamente.
- Para no perder ese valor, se pueden vender estas colas a empresas que tengan tecnologías capaces de recuperaciones altas respecto a ambos elementos. En este caso, el vendedor percibe un tanto por ciento bajo del valor a que se cotizarían por separa-

do, evitándose posteriores tratamientos con bajas recuperaciones y altos costos.

- Indudablemente, la posesión de esas tecnologías, poco utilizadas en este momento pero con esperanzas de futuro, aumentaría rendimientos bajando costos, con lo que los lavaderos no tendrían necesidad de apurar sus resultados, dando leyes más bajas pero con menos pérdidas de metal, solucionando el problema de las colas.

## NUEVAS TECNOLOGIAS

Conocidas desde hace años, pero poco aplicadas en España, son la volatilización del estaño, y la obtención de scheelita química, normalmente denominada scheelita sintética.

### Volatilización del Estaño

Es aplicable a todo tipo de materiales, tanto procedentes de minas como de residuos industriales, en los que el estaño se presente unido a otros elementos.

De estos elementos, algunos como Fe, W y Cu pasan a la escoria, y otros, entre los que se encuentran As, Sb y Pb volatilizan y se integran en los polvos que constituyen el producto final de la volatilización. Estos últimos precisan refinación si se pretende llegar a estaño de alta ley.

Consiste en fundir los materiales con un agente sulfurante, generalmente pirita, para que, hacia los 970 °C, se volatilice un S Sn, que pasa a una cámara de expansión con aire secundario, donde se oxida, dando Sn O<sub>2</sub> y SO<sub>2</sub>. Una vez enfriados en una torre, estos productos se pasan por un filtro de mangas, donde se separan. El Sn O<sub>2</sub> se recoge en forma de polvo blanco mediante una tolva doble, con leyes del orden del 70 % en Sn, y SO<sub>2</sub> se expulsa por la chimenea o se recoge para su tratamiento posterior (Ver Fig. 1).

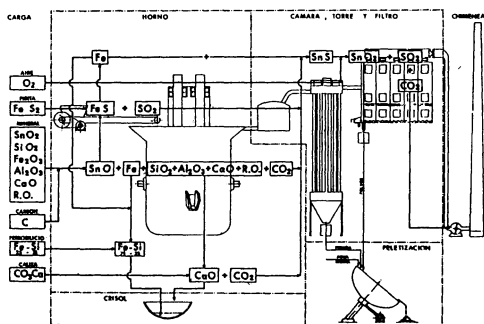


Fig. 1

Las escorias, en las que queda la mayoría de los acompañantes, presentan leyes en estaño entre 0,1 y 0,8 %, y las recuperaciones pueden ser superiores al 97 por ciento.

En los análisis de gases de la chimenea no se detecta presencia de estaño.

### Obtención de Scheelita sintética

Se aplica principalmente este método a los minerales de estaño —wolframio que, considerados como «colas de lavaderos», presentan dificultades de separación, con costos altos y recuperaciones bajas.

Su objetivo es conseguir un tungstato cálcico, scheelita química, de la que se pueda llegar a un metal apto para uso en herramientas duras. Los subproductos de estaño se reciclan a horno de reducción.

Consiste en la fusión de los mixtos en horno eléctrico, con  $\text{CO}_3 \text{Na}_2$ , para formar una escoria, en la que sólo las sales de  $\text{WO}_3$  formadas sean solubles en agua, sin que ocurra lo mismo con los acompañantes (Ver Fig. 2).

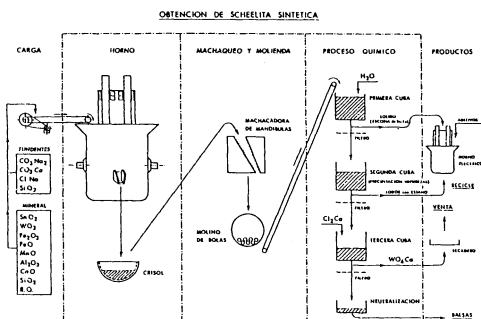


Fig. 2

Antes de iniciar el proceso, si los mixtos contienen arsénico, es menester que se realice una tostación, generalmente en horno rotativo, para su eliminación. Con residuos de hierro, hay que llegar a la oxidación total.

Como segunda etapa, se realizan trituration y molienda, hasta llegar a granulometrías del orden de  $50 \mu$ , para facilitar el tratamiento químico a que se van a someter los finos obtenidos.

El proceso químico se inicia con la lixiviación, mediante agua caliente, de las sales de wolframio e impurezas, quedando, como sólido, la escoria de Sn-Fe, que se recicla.

En una segunda cuba, se precipitan las impurezas, lodos de estaño, que también se reciclan.

Con la adición de  $\text{Cl}_2 \text{Ca}$  a la disolución, se precipita el  $\text{WO}_4 \text{Ca}$  que se vende, con o sin secado previo, según necesidades de mercado.

Por último, se neutralizan las aguas finales, antes de enviarlas a balsas.

### SOLUCION

Partiendo de que METALURGICA DEL NOROESTE, S. A. explota desde hace varios años y a escala industrial la *obtención de scheelita sintética*, pasando después los subproductos con estaño a fundición convencional, y que las pruebas realizadas en colaboración por esta entidad y por la EMPRESA NACIONAL ADARO DE INVESTIGACIONES MINERAS, S. A. sobre *volatilización del estaño*, dieron resultados positivos, se propone la utilización de un método mixto, como se describe a continuación, y se resume gráficamente en la Fig. 3:

- Fundir los mixtos en horno ciclón, con adición de piritas y fundentes, para producir la volatilización del estaño y la escorificación del resto.

La utilización del proceso ciclónico de fusión, bien en ciclón tradicional o en un

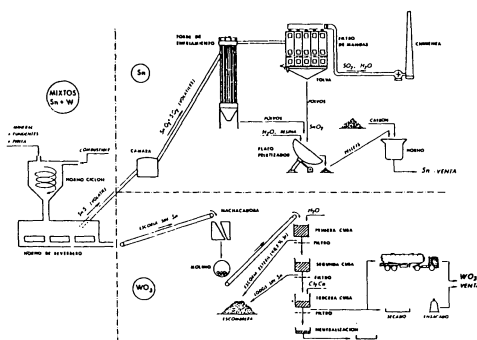


Fig. 3

Lange-Barthel, va a dar una escoria con contenidos en estaño del orden del 0,4-0,5 %.

Aunque con un horno fuming se obtendrían escorias con sólo 0,1-0,2 % en estaño, hay que tener en cuenta que, en un horno ciclón, el rendimiento energético es más elevado por ser mayor la relación masa tratada/superficie y que, tanto construcción como mantenimiento, son menos complicados que en un fuming.

- Reducción de tamaños de la escoria, ya prácticamente sin estaño, en dos etapas a  $50 \mu$  y continuar el proceso ya expuesto.

Las ventajas de este método se refieren, principalmente, a la separación directa del estaño en la primera fase, con lo que:

- Se obtiene un material de alta ley, del orden del 70 por ciento en Sn, sin Fe que no volatiliza, y apto para ser fundido con la única adición de carbón, lo que, prácticamente, no da escorias, y sí alta recuperación ( $> 97 \%$ ).
- Evitar una segunda fusión de productos que contienen estaño, como es necesario hacer en el actual procedimiento de obtención de scheelita sintética.
- Materiales conteniendo azufre o arsénico no tendrían que flotarse o tos-

tar: el azufre contenido ayuda a la volatilización, y el arsénico pasa a los polvos obtenidos donde puede eliminarse por tostación aplicada a cantidades mucho menores que si se hiciera con el total de los materiales de entrada.

## RESUMEN Y CONCLUSIONES

En cualquier momento, y, especialmente en el actual por las bajas cotizaciones de los metales, las nuevas tecnologías pueden jugar un papel decisivo en el momento de decidir el futuro de un yacimiento minero, si se consiguen recuperaciones más altas, suficientes para compensar el precio superior de estas tecnologías.

Considerando el caso particular del estaño-wolframio, hay que tener en cuenta que es necesario llegar a contenidos superiores al 60 por ciento para que los concentrados sean comercializables sin penalizaciones.

Para ello, siguiendo el método clásico: molienda hasta alcanzar un buen tamaño de liberación, gravimetría y separación posterior de los densos, es necesario producir finos que aumentan las pérdidas, y, muchas veces, se producen unas «colas» con contenidos interesantes en Sn-W que tienen colocación en el mercado soportando graves penalizaciones.

En España, la EMPRESA NACIONAL ADARO DE INVESTIGACIONES MINERAS, S. A., con la colaboración de METALURGICA DEL NOROESTE, S. A., han avanzado en la resolución de estos problemas, poniendo a punto, sin utilización de patentes y tan sólo aplicando información publicada y la experiencia de muchos años de trabajo de esta última empresa en muchos procesos, los métodos llamados «VOLATILIZACIÓN DE ESTAÑO» y «OBTENCIÓN DE SCHEELITA SINTÉTICA».

Se propone el estudio de un método mixto que rebajaría costes.



El método sería aplicable a minas españolas que no tendrían que vender sus colas a bajo precio (Oeste peninsular). Generalmente, los minerales españoles no contienen antimonio.

La importación de colas procedentes del Exterior tendría la ventaja de hacerse con cotizaciones muy asequibles (Hispanoamérica —complejos— y África —limpios—).

Las leyes compatibles con los resultados económicos del proceso dependen de las cotizaciones existentes; en la actualidad, dada la situación del mercado internacional de metales, el límite inferior de contenidos puede estimarse en 25-25, pero en épocas anteriores —hace año y medio— se situaba hacia 15-15).

Las recuperaciones, estimadas en un 97 % para estaño y en un 85 % para wolfra-

mio con leyes 30-30, disminuyen considerablemente al bajar estas leyes, y, al mismo tiempo, se incrementan los costes del proceso.

De lo expuesto se deduce que es aconsejable insistir en llegar a un mayor y mejor conocimiento de este tema, que, si resulta favorable, puede contribuir, por mejores recuperaciones, a la activación de la minería del Oeste peninsular.

Quedan pendientes dos temas de estudio:

- Comparación de costes y recuperaciones entre los métodos tradicionales y el propuesto.
- Posibilidades de obtención de pirritas que presenten un mínimo de elementos, impurezas, volatilizables.

## BILIOGRAFIA

ARES FERNANDEZ, F. J. Influencias de las impurezas de la casiterita en la pirometalurgia del estaño (1985). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, n.º 9, págs. 507-520.

BODEGA BARAHONA, F. Nota sobre el método de volatilización (1982). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, n.º 3, págs. 471-480.

BODEGA BARAHONA, F. Ensayo previo de vola-

tilización de estaño (1984). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, n.º 7, págs. 327-336.

BODEGA BARAHONA, F. Resultados de la prueba de volatilización de estaño (1985). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, n.º 9, págs. 521-544.

BODEGA BARAHONA, F. Datos para el estudio previo de una planta de volatilización de estaño (1986). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, n.º 10, págs. 373-387.





# Determinación práctica de umbrales de anomalía en prospección sobre redes de drenaje

## Practical determination of anomalies thresholds in drainage net prospection

FERNANDEZ TURIEL, J. L.; DURAN BARRACHINA, M. E.

El propósito del presente trabajo es dar a conocer un método sencillo y práctico para la determinación correcta de los umbrales de anomalía en la prospección geoquímica y mineralógica cuantitativa sobre redes de drenaje (concentrados de sedimento, sedimentos y aguas). El método se basa en el estudio de la distribución de las variables consideradas (elementos químicos o minerales) sobre gráficos log-probabilísticos.

**Palabras clave:** Métodos de prospección, gráficos log-probabilísticos, umbral de anomalía, fondo regional.

The aim of the present paper is to offer a simple and practical method for the correct determination of anomaly thresholds in the geochemical and quantitative mineralogical exploration of drainage systems (sediment concentrates, sediments and waters). The method is based on the study of the distribution shown by the variables considered (chemical elements or minerals) on log-probability graphs.

**Key words:** Exploration methods, log-probability graphs, background, threshold.

FERNANDEZ TURIEL, J. L. y DURAN BARRACHINA, M. E.  
C. S. I. C., Apto. 257, 37071 Salamanca.

### INTRODUCCION

La Real Academia de la Lengua Española define «anomalía» como «irregularidad, discrepancia de una regla». En nuestro caso

particular y a efectos prácticos, esta «irregularidad» puede considerarse como un enriquecimiento en algun (-os) elemento (-s) y/o mineral (-es) respecto al entorno regional.

Una implicación nefasta de lo anteriormente expuesto es que una anomalía no necesariamente ser la respuesta a una (o varias) mineralización (-es), sino que puede deberse a procesos geológicos no relacionados con estas. En el caso de que ello ocurra se habrá definido una «anomalía falsa».

Para la determinación de una anomalía es necesario separar en cada concentración geoquímica y/o contenido mineral la parte correspondiente al fondo regional (que es la respuesta a todos aquellos procesos que han tenido lugar en toda la zona estudiada) de la parte anómala (que es la manifestación de aquellos procesos que solo han actuado localmente y que en principio asociaremos a la existencia de mineralizaciones). En otras palabras, todo valor que se aparte del fondo regional será considerado anómalo.

Por las repercusiones que de ello pueden inferirse es muy importante dilucidar el valor de la concentración geoquímica o del contenido mineral a partir del cual una muestra puede considerarse anómala. A este valor se le conoce como umbral de anomalía.

Varios métodos estadísticos se han usado para discriminar las muestras con contenidos anómalos, tanto univariantes (desde la discriminación gráfica sobre los grupos de valores de un histograma hasta el trazado de isolíneas de contenidos en un mapa), como multivariantes (regresión, análisis factorial, etc.).

Entre las más utilizadas y a la vez más simples, cabe destacar el de la representación de las frecuencias acumuladas de una población en un gráfico log-probabilístico. Este hecho se debe a que una de las distribuciones más frecuentes que presentan los elementos traza en la Naturaleza es la distribución lognormal o de Galton (ARHENS, L. H. 1954a, 1954b, 1957; DAVIS, J. C. 1986) y especialmente en el caso de los elementos prospectados en redes de drenaje (LEPELTIER, C. 1969; PARSLOW, G. R. 1974, 1979; FERNANDEZ TURIEL, J. L. 1983, etc.). Sin embargo, no debe olvidarse

que «the lognormal model is merely an adequate approximation of reality» (SINCLAIR, A. J. 1981).

## DISTRIBUCION LOGNORMAL

De forma conceptual, decir que los valores « $x_i$ » de una variable muestreada « $X$ » presentan una distribución logarítmica normal o lognormal significa que los logaritmos de estos valores dan lugar a una variable log-transformada « $Y$ » que sigue una distribución normal o de Gauss. Ello implica que todas las propiedades de esta última son aplicables a una distribución lognormal, teniendo en cuenta evidentemente la transformación logarítmica.

La comprobación de que la distribución de una variable se ajusta a un modelo lognormal puede realizarse numericamente a través de tests estadísticos (v. g., test de chi-cuadrado) trabajando sobre los logaritmos de los valores de dicha variable, o bien gráficamente utilizando representaciones logprobabilísticas. Se recomienda la utilización de estas últimas, puesto que los tests únicamente van a indicar si no existen evidencias para rechazar la hipótesis de que una determinada distribución de frecuencias se ajusta a un modelo teórico, lo cual no implica que dicha hipótesis sea cierta, y porque además las representaciones logprobabilísticas van a permitir estimar los parámetros de la distribución lognormal de forma que no estén tan afectados por los valores como en el cálculo numérico.

## LOS GRAFICOS LOG-PROBABILISTICOS

Los gráficos log-probabilísticos suelen llevar en abscisas una escala logarítmica en base 10 y en ordenadas una escala logprobabilística en porcentajes acumulados. Estos gráficos tienen la particularidad que que las frecuencias acumuladas de una variable distribuida lognormalmente dibujan sobre ellos una línea recta (recta de Henry).

Para representar las frecuencias acumuladas en un gráfico log-probabilístico, los valores de la variable son agrupados en clases teniendo en cuenta que el intervalo de

Intervalo logarítmico =

$$\frac{\log R}{n}$$

LEPELTIER, C. 1969, ha tratado este tema con bastante detalle y concluye que un intervalo logarítmico de 0.10 puede considerarse como óptimo para la mayor parte de distribuciones, pues da un razonable número de clases y una buena definición de la curva probabilística. En caso de una dispersión muy reducida alrededor de la media se puede usar 0.05 y si la dispersión es especialmente grande, 0.20 puede ser elegido.

En un gráfico log-probabilístico las frecuencias acumuladas pueden dibujar una línea recta (Fig. 1), si los datos estudiados

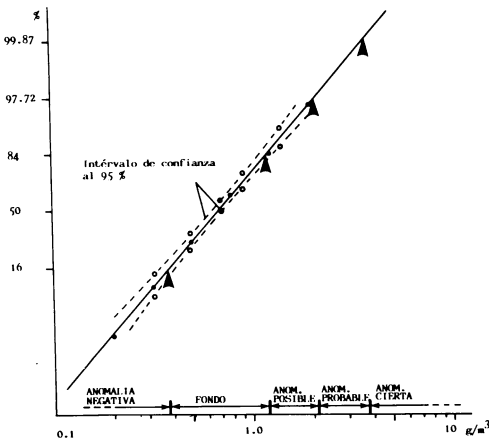


Fig. 1. Gráfico log-probabilístico de una población muestral lognormal simple: Cu en concentrados a la batea de la zona de Villaseco-Castro de Alcañices (Zamora).

forman parte de una población muestral lognormal simple, o una línea curva con uno (Fig. 2) o varios puntos de inflexión si pertenecen a la combinación de dos o más poblaciones muestrales lognormales.

clase experimentado logarítmicamente es función del número de puntos (n) necesario para construir una línea con rigurosidad y del rango de la distribución de valores (R):

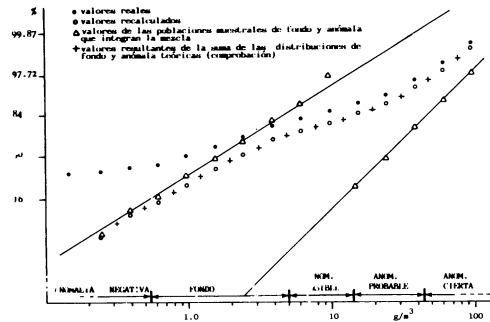


Fig. 2. Gráfica log-probabilística de la mezcla de dos poblaciones muestrales lognormales: Sn en concentrados a la batea de la zona de Villaseco-Castro de Alcañices (Zamora).

## DETERMINACION DE ANOMALIAS EN POBLACIONES MUESTRALES LOGNORMALES SIMPLES

La disposición en línea recta de las frecuencias acumuladas sugiere que el fondo regional y la distribución empírica son coincidentes. Sin embargo, es prudente asumir que algunos valores altos son anómalos hasta que no se demuestre lo contrario. Esta es una precaución conveniente en casos donde los valores anómalos se presentan en muy baja proporción como para definir una segunda población (SINCLAIR, A. J. 1974).

Para la comprobación de que las frecuencias acumuladas de una variable se disponen siguiendo una línea recta, sin curvaturas significativas, WOODSWORTH, G. 1972, sugiere la construcción de sus límites de confianza al 95%. A efectos prácticos, estos límites se pueden determinar gráficamente en función del número de muestras y

porcentaje acumulado (ver LEPELTIER, C. 1969, p. 542).

A fin de favorecer la visualización de las anomalías que definen las variables estudiadas, sobre las correspondientes representaciones cartográficas, se determinan fondo regional y cuatro tipos de anomalías, cuyos umbrales se establecen en base a la media y su desviación (LEPELTIER, C. 1969; PARSLOW, G. R. 1974; MALCELLO, A. et al, 1978; FERNANDEZ TURIEL, J. L. 1983; FONT, J. et al., 1984; etc.):

— Anomalía negativa: concentraciones inferiores a  $\bar{x}/g$  ( $\bar{x}$ , media geométrica;  $g$ , desviación geométrica) o lo que es lo mismo, inferiores al valor correspondiente al 16% de las frecuencias acumuladas sobre el gráfico log-probabilístico.

— Fondo: concentraciones comprendidas entre  $\bar{x}/g$  y  $\bar{x}.g$  o entre las frecuencias acumuladas del 16 y el 84 %.

— Anomalía posible: entre  $\bar{x}.g$  y  $\bar{x}.g^2$  (84 y 87.7 %).

— Anomalía probable: entre  $\bar{x}.g^2$  y  $\bar{x}.g^3$  (87.7 y 99.87 %).

— Anomalía cierta: concentración superior a  $\bar{x}.g^3$  (más del 99.87 %).

$$f(F + A) = \frac{x f(F) + y f(A)}{x + y} \quad (1)$$

donde «x» es el tamaño relativo de la población de fondo e «y» el de la población anómala.

En consecuencia con la ecuación (1) se sugiere emplear el siguiente procedimiento operativo (PARSLOW, G. R. 1974; SINCLAIR, A. J. 1974, 1981; AZCARATE, J. E. 1971, 1982; DIEZ, C. 1979):

$$f(F) = \frac{f(F + A)}{100} \cdot 100 \quad (2)$$

## ANÁLISIS DE MEZCLAS DE POBLACIONES MUESTRALES

Si los valores de una variable forman parte de más de una población las frecuencias acumuladas dibujarán en un gráfico log-probabilístico una curva de tipo sigmoide con uno o más puntos de inflexión, según haya dos o más poblaciones mezcladas. En cualquier caso, es fundamental, para no infravalorar o sobrevalorar los valores anómalos, determinar el peso y representatividad de la población anómala mediante la descomposición de la curva sigmoide en sus componentes lognormales integrantes (DIEZ, C. 1977; PARSLOW G. R. 1974; SINCLAIR, A. J. 1974).

El caso más frecuente es la curva sigmoide con un punto de inflexión (Fig. 2), que se interpreta como la respuesta a la coexistencia de valores de una población muestral de fondo y una anómala.

Como respuesta a la coexistencia de concentraciones de una población de fondo  $F$  y una población anómala  $A$ , que se manifiestan con una frecuencia  $f(F + A)$  que no es la suma de su frecuencia en la población de fondo  $f(F)$  más la que presenta en la población anómala  $f(A)$ , sino que

i) se determina en punto de inflexión, es decir, los tamaños relativos «x» e «y», cuya es, por definición, 100;

ii) e calculan los valores  $f(F)$  de la distribución de la población de fondo mediante la ecuación

iii) se calculan los valores  $F(A)$  de la distribución de la población anómala mediante

$$f(A) = \frac{100 f(F + A) - x f(F)}{y} \quad (3)$$

iv) y por último, se comprueba que la mezcla de las dos poblaciones teóricas se ajusta a la distribución empírica mediante la ecuación (1).

Este procedimiento sería utilizable también para mezclas de varias poblaciones muestrales, teniendo en cuenta que

$$f(A + \dots + N) = \frac{a f(A) + \dots + n f(N)}{a + \dots + n}$$

Pero normalmente resulta imposible aplicarlo para más de tres o cuatro poblaciones muestrales, al ser muy difícil determinar los puntos de inflexión, por lo que se recomienda la separación de los datos en unidades geoquímicas más homogéneas.

Para distribuciones con mezcla de poblaciones, los umbrales de anomalía se determinan en función de la media y su desviación, como en el caso de las poblaciones muestrales simples, pero tomando como referencia la distribución de la población muestral de fondo en vez de la anómala. Este método es más adecuado porque 1) no se dejan por determinar anomalías débiles, 2) la población de fondo representa la mayoría de los datos y 3) como la escala es logarítmica, pequeños cambios en la distribución anómala producen cambios relativamente importantes en los umbrales de anomalía (PARSLOW, G. R., 1974).

Así la distribución anómala se usa para comprobar que su adición a la distribución de fondo se adecúa correctamente a la distribución mezcla de ambas.

## ANÁLISIS DE DISTRIBUCIONES CENSURADAS

Una distribución censurada es aquella en que de un valor dado se conocen las con-

centraciones de cada muestra y el número de éstas, mientras que en el otro solo se conoce el número de muestra. Ejemplos comunes de distribuciones censuradas son aquellos grupos de muestras analizadas para un determinado elemento en las que las concentraciones de una parte de ellas son dadas como «mayores que ...» o «menores que ... el límite de detección» (SINCLAIR, A. J., 1981). Se recomienda

— ignorar las frecuencias acumuladas de las clases con valores inferiores al límite de detección, y

— recalcular las frecuencias suponiendo que el porcentaje de valores inferiores a este límite han desaparecido.

A continuación se procede como en los otros casos anteriormente expuestos.

## EJEMPLO DE POBLACIÓN MUESTRAL LOGNORMAL SIMPLE

Como ejemplo de aplicación del método expuesto para una población lognormal simple se va a estudiar la distribución del Cu en concentrados a la batea de sedimentos de la red de drenaje de la zona de Villaseco - Castro de Alcañizes (Zamora). Los pasos a seguir son:

i) Se construye la tabla de frecuencias acumuladas para cada clase (el intervalo logarítmico elegido ha sido de 0.10); por convenio, el límite superior de una clase pertenece a ella (Tabla I).

ii) Construcción del gráfico log-probabilístico: se representan los puntos correspondientes a las frecuencias acumuladas (ordenadas) y a los límites superiores de cada clase (abscisas).

iii) Se comprueba si los puntos dibujan una línea recta, sin curvaturas significativas; para ello se construyen los límites de confianza al 95 % mediante el método de LEPELTIER, C., 1969, ya expuesto en páginas anteriores.

iv) Se determinan los umbrales de anomalía.

#### EJEMPLO DE MEZCLA DE DOS POBLACIONES MUESTRALES LOGNORMALES

Como ejemplo representativo se ha elegido la distribución del Sn en concentrados a la batea de la misma zona que en el caso anterior, en la que además se presenta el problema adicional de tener la tercera parte de los valores por debajo del límite de de-

tección. Para la determinación de los correspondientes umbrales de anomalía se procede como sigue:

i) Se construye la tabla de frecuencias acumuladas como en el caso de una población muestral simple (columna (1) de la tabla II) y se recalculan hasta que los valores inferiores al límite de detección hayan desaparecido (columna (2)).

ii) Se efectúa la representación probabilística (en la Fig. 2 se puede observar la distribución de valores antes y después de recalcular las frecuencias acumuladas).

iii) Se determina el punto de inflexión de la curva sigmoideal que los puntos han dibujado, es decir, los tamaños relativos «x» e «y» de las poblaciones muestrales de fondo y anómala de la ecuación (1); en el presente caso el valor de «x» es 80 % y el de «y», 20 %.

iv) Se calcula la distribución teórica de la población muestral de fondo mediante la ecuación (2) (columna (3) de la tabla II y Fig. 2).

v) Cálculo de la distribución teórica de la población muestral anómala mediante la ecuación (3) (columna (4) de la tabla II y Fig. 2).

TABLA I. Frecuencias acumuladas para Cu en concentrados a la batea (299 muestras)

Intervalo (*)	Frecuencia	Frecuencia %	% acumulado
> 2.00	9	3.01	100.00
1.27 - 2.00	38	12.71	96.99
0.80 - 1.26	69	23.08	84.28
0.51 - 0.79	95	31.77	61.20
0.33 - 0.50	60	20.07	29.43
0.21 - 0.32	23	7.69	9.36
<0.20	5	1.67	1.67

(\*) valores en  $\text{g/m}^3$  de Cu; se han tomado en base a un intervalo logarítmico de 0.10.



TABLA II. Explicación en el texto

Intervalo (*)	Frecuencia	Frec. % (1)	Frec. % (2)	Frec. % (3)	Frec. 9 (4)
> 100	1	100.00	100.00		100.00
63.11 - 100	3	99.65	99.50		97.65
39.81 - 63.10	6	98.66	98.02		90.10
25.11 - 39.80	11	96.66	95.01		75.05
15.91 - 25.10	10	92.98	89.48		47.40
10.01 - 15.90	13	89.63	84.45	100.00	22.25
6.32 - 10.00	12	85.28	77.92	97.40	
3.99 - 6.31	14	81.26	71.89	89.96	
2.52 - 3.98	27	76.57	64.85	81.06	
1.60 - 2.51	26	67.54	51.28	64.10	
1.01 - 1.59	28	58.85	38.21	47.76	
0.64 - 1.00	22	49.48	24.14	30.18	
0.41 - 0.63	11	42.12	13.08	16.35	
0.26 - 0.40	10	38.45	7.55	9.44	
0.15 - 0.25	5	35.11	2.52	3.15	
<0.15	100	33.44			

(\*) valores en g/m<sup>3</sup> de Sn; se han tomado en base a un intervalo logarítmico de 0.20.

vi) Se comprueba que la suma o mezcla de las frecuencias acumuladas  $f(F + A)$  de las distribuciones teóricas de las poblaciones muestrales de fondo  $f(F)$  y anómala  $f(A)$  se ajusta a la curva empírica mediante la ecuación (1) (tabla III y Fig. 2); como datos de referencia se utilizan las frecuencias acumuladas correspondientes a una serie de contenidos elegidos arbitrariamente.

vii) Se determinan los umbrales de anomalía sobre la población de fondo (Fig. 2)

## CONCLUSIONES

El método expuesto para la determinación de umbrales de anomalía en prospección sobre redes de drenaje y la posterior representación cartográfica de fondos regionales y anomalías es sumamente práctico y efectivo, como lo demuestran los resultados obtenidos durante más de dos décadas en todo el mundo.

En el caso particular de los ejemplos

aquí tratados, el estudio práctico de los resultados ha demostrado que la población muestral anómala del estaño está relacionada con mineralizaciones de casiterita, mientras que la distribución de valores del cobre responde únicamente a la variabilidad del fondo regional.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a la Consejería de Industria, Energía y Trabajo de la Junta de Castilla y León su inestimable ayuda: muestras tomadas en campañas geoquímicas realizadas por esta institución fueron utilizadas, con permiso, en la realización de este trabajo. Así mismo, dan las gracias a los demás miembros de la U. E. I. de Mineralogía y Geoquímica del C. S. I. C. de Salamanca por su colaboración y apoyo.

*Recibido 2-III-87*

*Aceptado 30-IV-87*

TABLA III. Explicación en el texto

Concentración (*)	$f(F)$	$f(A)$	$f(F + A)$
80.00	99.98	95.25	99.03
50.00	99.92	83.50	96.64
32.00	99.65	63.00	92.32
20.00	98.90	37.00	86.52
12.50	97.00	15.00	80.60
8.00	92.70	5.00	75.16
5.00	84.00	1.00	67.40
3.20	72.00	0.15	57.63
2.00	56.00	0.02	44.80
1.25	39.00	0.00	31.20
0.80	24.00	0.00	19.20
0.50	13.00	0.00	10.40
0.32	6.20	0.00	4.96

(\*) Valores en  $g/m^3$  de Sn; estos valores se eligen arbitrariamente.

## BIBLIOGRAFIA

- ARHENS, L. H. (1954 a). The normal distribution of the elements. *Geochim et Cosmochim. Acta*, V.5: 49,73.
- ARHENS, L. H. (1954 b). The lognormal distribution of the elements (2). *Geochim et Cosmochim. Acta*, V.6: 121-131.
- ARHENS, L. H. (1957). Lognormal type distributions. *Geochim et Cosmochim. Acta* V.11: 205-212.
- AZCARATE, J. E. (1971). Fundamentos-geológicos-matemáticos para la interpretación de prospecciones geoquímicas sobre sedimentos de redes de drenaje. *I. C. H. L. A. G. E.*, E-6-3: 31-50.
- AZCARATE, J. E. (1982). Introducción a la metodología de investigación minera. *I. G. M. E.*, 594 pp. Madrid.
- DAVIS, J. C. (1986). Statistics and data análisis in geology (second edition) *John Wiley & Sons*. 646 pp. N. Y.
- DIEZ, C. (1977). Influencia de la regionalización en el desmuestre de unidades geológicas (Aplicación de la geomatemática a la prospección geoquímica). *Fundación Juan March* (Beca España-1976), 96 pp. Madrid.
- DIEZ, C. (1979). La economía y la geo-matemática en la prospección geoquímica. *Serie Universitaria (Fundación Juan March)*, n.º 83, 53 pp. Madrid.
- FERNANDEZ TURIEL, J. L. (1983). Prospección estratégica de la cuenca hidrográfica del río Garona (Vall d'Aran, Lleida). Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, 236 pp. Inédita.
- FONT, X.; VILADEVALL, M.; CASAS, A. y VAQUER, R. (1984). Geochemical exploration in the Montseny Mountains (NE Spain). *Acta Geol. Hisp.* t. 19, n.º 3: 193-197.
- LEPELTIER, C. (1969). A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Econ. Geol.* V. 64: 538-550.
- MARCELLO, A.; PRETTI, S. y SALVADORI, I. (1978). Le prospezioni geominerarie in Sardegna: la prospezione geochimica strategia. *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, V. XCIX: 277-310.
- PARSLOW, G. R. (1974). Determination of background and threshold in exploration geochemistry. *J. Geochm. Explor.*, V. 3: 319-336.
- PARSLOW, G. R. (1979). Interpretation of some geochemical distribution in Key and Seahorse Lakes, Saskatchewan. *Bull. Can. Inst. Min. Met.*, April 1979: 112-117.
- SINCLAIR, A. J. (1974). Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. *J. Geochem. Explor.* V. 3: 129-149.
- SINCLAIR, A. J. (1981). Applications of probability graphs in mineral exploration. *Assoc. Explor. Geochm.*, Spec. Vol. 4,95 pp.
- WOODSWORTH, G. J. (1972). A geochemical drainage survey and its implications for metallogenesis. Central Coast Mountains, British Columbia. *Econ. Geol.*, V, 66: 1104-1120.



Se terminó de imprimir en los talleres de  
GRAFICAS DO CASTRO/MORET  
en el mes de Noviembre de 1987

