

En este número:

- La geología del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España).
- Posibilidades lignitíferas de la cuenca Neógena de Ademuz (Fosa de Teruel).
- Hidrogeoquímica de la zona occidental de la Hoja Geológica núm. 348 de Fuentearmegil (Soria).
- Programa Compar para la interpretación de sondeos eléctricos.
- Dilatación lineal térmica del granito.
- Estudio petrológico de las facies Saxoniense y Buntsandstein de la zona de El Pobo de Dueñas (Cordillera Ibérica).

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874 T. XCIV, Quinto Fascículo. Septiembre-October 1983

# boletín geológico y minero

geología • minería • aguas subterráneas • estudios de minerales • mineralurgia



Tomo 94

Fascículo V

Septiembre-Octubre 1983

# Boletín Geológico y Minero



ta bimestral de geología económica, industrias extractivas y de su beneficio - fundada en 1874 - 4.ª serie

## SUMARIO

<b>Geología</b>	> J. J. DOZY: La geología del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España) ... ..	3
<b>Minería</b>	△ M. ARCE, J. BOQUERA, V. CALDERÓN, C. DABRIO y M. A. ZAPATERO: Posibilidades ligníferas de la cuenca Neógena de Ademuz (Fosa de Teruel) ... ..	35
<b>Aguas Subterráneas</b>	△ C. ALVAREZ, F. DE PEDRO, M. MOLINA, M. R. SOL, N. VELÁZQUEZ y R. GALLEGRO: Hidrogeoquímica de la zona occidental de la Hoja Geológica núm. 348 de Fuentearmegil (Soria) ... ..	46
<b>Geofísica</b>	X M. ZARROCA BONET: Programa Compar para la interpretación de sondeos eléctricos ... ..	55
<b>Geotecnia</b>	X F. GASCÓN y M. BALBÁS: Dilatación lineal térmica del granito.	61
<b>Estudio de Minerales y Rocas</b>	X E. SENTCHORDI y R. MARFIL: Estudio petrológico de las facies Saxoniense y Buntsandstein de la zona de El Pobo de Dueñas (Cordillera Ibérica) ... ..	68
<b>Información</b>	✓ FRANCISCO ESTEBAN SANTISTEBAN: Clasificación internacional de recursos minerales propuesta por la ONU ... ..	92
	Noticias y Notas Bibliográficas ... ..	96

### DIRECCION Y REDACCION

Ríos Rosas, n.º 23 - Madrid-3

Teléfono 441 70 67

### ADMINISTRACION

Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Teléfono 250 02 03

## IGME

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



SERVICIO DE PUBLICACIONES — MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

El Instituto Geológico y Minero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Geológico y Minero de España.  
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

#### EXPLICACION DE LA PORTADA

Deslizamiento sinsedimentario en caliza de algas de Cándana, Valle de Lozara, cerca de Outonin (Lugo).

Foto homenaje al Dr. F. Heybroek, fallecido en julio de 1978.  
(Ver trabajo del Dr. Dozy en este número)

ISSN 0366 - 0176

Depósito legal: M. 3.279 - 1958

Imprenta IDEAL - Chile. 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

## La geología del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España) (\*)

Por J. J. DOZY (\*\*)

### RESUMEN

El presente informe es una descripción geológica de una región al SE de la culminación del anticlinorio de Mondoñedo-Lugo-Sarriá, que comprende entre otras cosas su inmersión hacia el SE. La estratigrafía es comparable a la de las regiones vecinas. Sin embargo, ciertos datos nuevos aclaran las condiciones reinantes a lo largo del flanco occidental del miogeosinclinal galaico-asturoccidental-leonés al fin del Precámbrico, durante el Eocámbrico y el Cámbrico Inferior. El papel importante de algas o estromatolitos al formarse las calizas de Cándana y de Vegadeo es notable. En la caliza de Cándana hemos encontrado una impresión probablemente de una fauna precámbrica de Ediacara. Se destaca una zona positiva en los alrededores de Incio durante este lapso de tiempo y otra vez al terminarse el Ordovícico. Las estructuras hercynicas se explican por un acortamiento y una compresión continua. Cuatro pliegues recumbentes en el NO del anticlinorio de Lugo-Sarriá se estrechan y se unen en forma de faja en el SE.

La zona de Baralla, adyacente al NE, muestra otra imagen: Estructuras más tranquilas en el NO y comprimidas en el SE. Las fallas normales perpendiculares guardan estrecha relación con el plegamiento, pero se desvían según los rumbos del esfuerzo de cizalla. Movimientos de desgarre E-O jugaron solamente un papel de importancia secundaria. Finalmente, se mencionan unas observaciones sobre el yacimiento mineral Pb-Zn de la mina de Rubiales.

### ABSTRACT

The present paper covers a geological description of a region to the SE of the culminating part of the anticlinorium of Mondoñedo-Lugo-Sarriá and comprises a.o. the SE-plunge of this feature. The stratigraphy compares with that of neighbouring areas. However, certain observations shed a new light on the environment along the West flank of the East Galician-West Asturian miogeosyncline at the end of the Precambrian, during the Eocambrian and the Lower Cambrian. Algae or stromatolites played an important role during the deposition of the Cándana and Vegadeo limestones. An imprint probably attributable to the precambrian Ediacara fauna was found in the Cándana limestone. During this lapse of time a positive zone existed in the region of Incio, which is again apparent at the end of the Ordovician. The hercynian structures can be explained by assuming a continuous shortening and compression. Four large recumbent folds of the anticlinorium of Lugo-Sarriá join towards the SE into a narrow bundle of less important folds as a fan. The adjacent zone of Baralla shows a different situation: rather gentle structures in the NW, becoming compressed towards the SE. The normal cross-faults are related to the folding and show now and again a deviation in accordance with the direction of shear stress. Horizontal displacement in an E-W direction played only a minor part. Finally a few observations on the occurrence of Pb-Zn ores of the Rubiales mine are given.

### 1. INTRODUCCION

La sección geológica de la facultad Minera de la Universidad Tecnológica de Delft en los Países Bajos efectuó trabajos geológicos de campo en el sureste de la provincia de Lugo (NO de España) entre 1971 y 1978. Esta región, indicada en el

mapa del anexo I, fue elegida de acuerdo con el Profesor Dr. E. DEN TEX, de la Universidad de Leyden, Holanda, porque no había sido estudiada hasta entonces con gran detalle. Por consiguiente, se esperaba que el resultado de las prácticas en cartografía geológica de los estudiantes contribuyera al conocimiento de la geología regional.

(\*) Colaboración en la traducción y corrección de originales y prueba, A. Huerga Rodríguez.

(\*\*) Profesor de la Facultad Minera de la Universidad de Delft (Holanda).

La zona cubre una parte de la virgación Asturoccidental-leonesa comprendiendo formaciones de rocas sedimentarias de edad Precámbrica y Pa-

leozoica inferior. Forma parte de la zona III —Galicia oriental— de P. MATTE (1968), caracterizada entre otras por un Silúrico discordante, una secuencia Cámbrica completa y un Precámbrico esquisto. MATTE reconoció un gran pliegue con núcleo precámbrico que llamó anticlinal de Mondoñedo-Lugo-Sarriá, recumbente en el norte, cambiando de carácter en pliegue invertido e inclinado hacia el sur.

No obstante, la naturaleza exacta de esta estructura, se reconoce en una culminación o alto tectónico en los alrededores de Lugo, que buza desde Sarriá hacia el sureste en la zona estudiada.

El programa de estudios de la Universidad dejó solamente espacio para una permanencia limitada en el campo y un informe actual de las observaciones. Aparte del autor, tomaron parte en el proyecto los profesores Dr. F. HEYBROEK, Dr. L. DORSMAN y Dr. F. KOSTER. Deploramos el fallecimiento, en julio de 1978, de nuestro amigo y colega FRISO HEYBROEK. Sentimos mucho que no pudiera cooperar en esta publicación. Su gran experiencia y sus ideas valiosas hubieran contribuido mucho al valor del informe. Felizmente, hemos podido disponer de sus notas y de su colección de muestras de roca.

Las prácticas efectuadas en los alrededores de Monforte de Lemos y Quiroga no aportaron datos nuevos y por esto los resultados no han sido expuestos en este informe. Los nombres de los estudiantes que trabajaron son puestos entre paréntesis en la lista que se incluye a continuación de los participantes en el proyecto.

A pesar de esto, ellos contribuyeron al éxito en general, introduciendo varios nombres de unidades litoestratigráficas.

1971: (J. F. van Baaren, J. H. Bijleveld, J. C. Marijnissen, J. B. Roosma y R. A. A. Spaans).

1972: W. J. Adolfs, E. H. M. Maitimo, (H. G. M. Oude Vrielink), J. P. M. Ruysenaars, P. J. Sitter, (L. W. Wanders).

1974: C. A. M. van Hengstum, E. K. Kips, M. van Rees.

1975: J. Flink, P. L. M. Gilissen, B. Waardenburg, J. de Witte.

1976: R. van Brakel, C. J. Dijkstra, P. L. M. Gilissen, H. den Rooyen.

1977: R. van Brakel.

1978: H. den Rooyen.

Durante 1976 P. GILISSEN estudió la geología de un corte en la mina de Rubiales. Agradecemos de todo corazón a la gerencia de la Compañía Exploración Minera Internacional (España), S. A. (EX-MINESA) por su hospitalidad y su asistencia. Los señores VAN BRAKEL y DEN ROOYEN recogieron datos adicionales en el campo en 1977 y 1978 para completar la cartografía y el estudio. Expresamos nuestro agradecimiento a la fundación «MOLENGRAAFF FONDS» por su apoyo financiero, que les facilitó un viaje adicional a Galicia.

Láminas delgadas de las muestras fueron estudiadas al microscopio por los señores DE WITTE, VAN BRAKEL y DEN ROOYEN. Con placer agradecemos a todos los alumnos sus contribuciones, que constituyen la base del presente estudio. Diferentes observaciones fueron tomadas de sus informes. En general, indicamos los nombres en el texto entre paréntesis, pero probablemente no ha sido completo.

Esperamos que los que no aparecen sepan disculparnos de la omisión indeseada.

Estamos muy agradecidos a todos aquellos que facilitaron nuestro trabajo en España: A la Comisión Nacional de Geología, al Instituto Geológico y Minero de España y al geólogo A. HUERGA RODRÍGUEZ, quien ha coordinado nuestras actividades. Sobre todo queremos expresar nuestro agradecimiento y respeto al Dr. I. PARGA-PONDAL, quien nos ha estimulado tanto con su entusiasmo e interés.

El autor tuvo la oportunidad de compilar los diferentes mapas y cortes en otros a escala 1:25.000 durante 1977 y 1978. Las Memorias de los estudiantes fueron leídas otra vez críticamente y los resultados comparados también con los datos y observaciones de los profesores. Control adicional en el campo parecía necesario. Además, todos los datos fueron comparados con los resultados del estudio de las fotografías aéreas disponibles.

En 1981, el autor encontró tiempo para finalizar el trabajo y escribir el informe. Las muestras estuvieron estudiadas otra vez bajo el microscopio. Damos gracias al Dr. S. A. MANUS por su asistencia y por leer el texto referente a las rocas magmáticas. Agradecemos al señor J. J. SWANINK por dibujar los mapas, cortes y figuras, al señor A. F. G. FAESSEN por el trabajo fotográfico y a los se-

ñores J. C. BUYS y A. A. J. VAN DIJK por la preparación de láminas delgadas. Además, tenemos que expresar nuestro aprecio a la Facultad Minera por la hospitalidad ofrecida al autor durante la terminación de este estudio.

Deseo dar las gracias al Dr. L. DORSMAN, al ingeniero R. SOETERS y al geólogo A. HUERGA RODRÍGUEZ por la lectura del manuscrito y las sugerencias y correcciones aportadas, y a la señora E. LUB VAN DER MEER, por pasar el manuscrito español a máquina. En el texto se hace referencia varias veces a diferentes sitios, cuyos nombres no figuran en el mapa u otros anexos. En tal caso se refiere a las Hojas del Mapa Topográfico de España 1:25.000. Las muestras de roca quedan depositadas en las colecciones de la Facultad Minera de la Universidad de Delft.

## 2. LAS ROCAS Y SU PASADO

### 2.1. INTRODUCCION A LA ESTRATIGRAFIA

En la literatura de la región se designan formaciones muchas veces con nombres crono-estratigráficos. La estratigrafía había sido establecida en gran parte en la cercanía de la costa norte o en Asturias. Las formaciones, por la mayoría de depósitos clásticos, se asemejaron mucho en el campo. Así, al principio las correlaciones estuvieron dudosas y difíciles. Por esta razón hemos acentuado el uso de nombres lito-estratigráficos locales. Como no fueron siempre disponibles, los hemos adoptado en el lugar; la falta de fósiles diagnósticos hizo también que este modo de proceder fuera útil. A veces la posición estratigráfica exacta de una unidad litoestratigráfica se manifestó o se confirmó solamente después de haber establecido las relaciones tectónicas. En tales circunstancias nos pareció justificado mantener nombres de formaciones empleados en el campo, después de una revisión crítica y acomodación a la nomenclatura preexistente.

### 2.2. FORMACION VILLALBA

La formación más antigua que aflora en la zona consiste en una secuencia monótona de sedimentos metamórficos, principalmente de carácter pelítico, descrito ya por BARROIS en 1882. Son esquistos, esquistos filíticos y filitas verdosas o azu-

ladas, más o menos oscuras, por lo general gris-azuladas y meteorizadas con colores de herrumbre. Frecuentemente muestran una laminación fina y a veces tienen intercalaciones de lechos centimétricos cuarcíticos. La expresión morfológica es algo más desigual que la de muchas formaciones suprayacentes. CAPDEVILA (1969) describió la petrografía y trató del metamorfismo de la formación de una manera excelente en su tesis.

Fueron tomadas muestras y estudiadas, en un corte, probablemente no perturbado desde Samos al SE (Dz 2, HK 56 hasta HK 68) más o menos a lo largo de la carretera a Lózara (ADOLFS, MAITIMO, HEYBROEK).

La sección aportó un espesor de unos 700 a 800 metros. En la parte inferior afloran esquistos muy finos, alternándose lechos o laminaciones ricos en cuarzo o en muscovita y clorita. Se encuentran porfiroblastos de biotita y cuarzo. Muchas veces hallamos fragmentos de feldespato alcalino en los lechos cuarcíticos, que tienen un carácter subarcósico o subgrauváquico. En la parte superior del corte se encuentran filitas sericíticas o cloríticas gris-oscursas con porfiroblastos de biotita o sus productos de retromorfismo. Un componente opaco, probablemente grafito, es bastante común. A veces se trata de esquistos grafiticos (HK 64, 65). Además se encontraron porfiroblastos de cloritoide (HK 67) y un raro lecho estratificado de cuarcita clorítica (HK 61). Estas filitas de la parte superior son más resistentes a la meteorización y forman la cresta de la Sierra do Edramo.

En el valle de Lózara, al E de la aldea de San Cristóbal, la parte superior de la Formación Villalba se compone de filitas oscuras gris-azuladas, con brillo de seda y a veces con porfiroblastos de cloritoide (Dz 4, D 7713, D 7714, HK 75). Semejantes filitas, a veces con abundante pirita, afloran en el valle del río Lor, más arriba de Seoane del Caurel, en la carretera, antes de llegar al puente del arroyo Vilela (D 7611, D 7612). En este lugar las filitas están alteradas y tienen dos direcciones de esquistosidad, como se puede esperar en el núcleo de un anticlinal comprimido (DE WITTE, VAN BRAKEL). Bajo el microscopio las venas de cuarzo son plegadas finamente.

Más al E la Formación Villalba aparece otra vez en un afloramiento estrecho de filitas grises en el núcleo del anticlinal de La Faba, al SE del Cebrero

(D 7723-D 7724). El grado metamórfico parece menor que en los lugares ya mencionados. Las filitas gris-plata están muy alteradas (HDR 278, HDR 3a) y muestran a veces alineaciones e intercalaciones delgadas de cuarcita. Capas más potentes de cuarcita afloran al O de la aldea de La Faba enfrente del camino que baja por el valle hacia Bargelas (FLINK). Estas cuarcitas se encuentran muy replegadas. Pertenecen a la Formación Villalba porque están debajo de las cuarcitas inferiores de Cándana, las cuales se descomponen dando un suelo arenoso.

También en otros lugares se encuentran en el techo de la Formación Villalba tales capas decimétricas o métricas de cuarcita. Pliegues estrechos secundarios de cuarcita buzan hacia el SE en el Monte Cruz do Pico (1.267 m.), SE de Lousarela, en la parte más alta del valle de Lózara. Frente a Santa Mariña se puede seguir una capa similar de cuarcita en el flanco S del mismo valle. Después de los incendios forestales se pudieron observar de lejos varios pliegues secundarios de cuarcita blanca en el flanco SE de la sierra de Oribio. Afloran, además, cuarcitas en el barranco del río Sarriá, debajo de Triacastela y en el valle estrecho en la carretera Sarriá-Becerreá, cerca del Km. 19.

Encontramos almandino en láminas delgadas de muestras recogidas entre Sarriá y Samos (HK 23), lo que está conforme a la distribución de las facies metamórficas según CAPDEVILA (1969, fig. 14). Las rocas del corte entre Samos y la sierra do Edramo pertenecieron a la zona de biotita. Biotita se halla también en los esquistos de Villalba, en el valle de Lózara y en el valle del río Lor, donde los porfiroblastos de biotita fueron generalmente cloritizados. Nos faltan datos de la sierra de Oribio. Luego parece que la zona de la biotita tiene una extensión algo más amplia indicada por CAPDEVILA (1969). Las muestras de los alrededores de La Faba pertenecieron a la zona de clorita.

No se pudo determinar la potencia de la formación, ya que su límite inferior no aflora. No estudiamos en detalle la estructura de la zona donde los esquistos de Villalba afloran exclusivamente. Así, la potencia debe ser superior a la medida en el corte de Samos y muy probablemente sobrepasa los 1.000 m. Estamos de acuerdo con MATTE (1968), quien supone unos miles de metros.

La edad Precámbrica no ha sido establecida. PARGA (1971) atribuyó la parte superior de la Formación Villalba a una edad Brioveriano medio.

Los esquistos de Villalba son equivalentes a las pizarras del Narcea en Asturias.

2.3. GRUPO DE CANDANA

LOTZE (1957) introdujo el nombre «Cuarcitas de Cándana» para indicar una secuencia principalmente detrítica, hallándose discordancias encima de los esquistos precámbricos en el valle del río Narcea. Las cuarcitas de Cándana corresponden a la «Serie Clástica Inferior»? («Untere Klastische Serie») de JARITZ y WALTER (1970). La discordancia señalada en el corte del río Narcea no ocurre en la zona estudiada. Se han distinguido tres formaciones que pudieron ser cartografiadas. Por consiguiente, proponemos usar el nombre de «Grupo de Cándana».

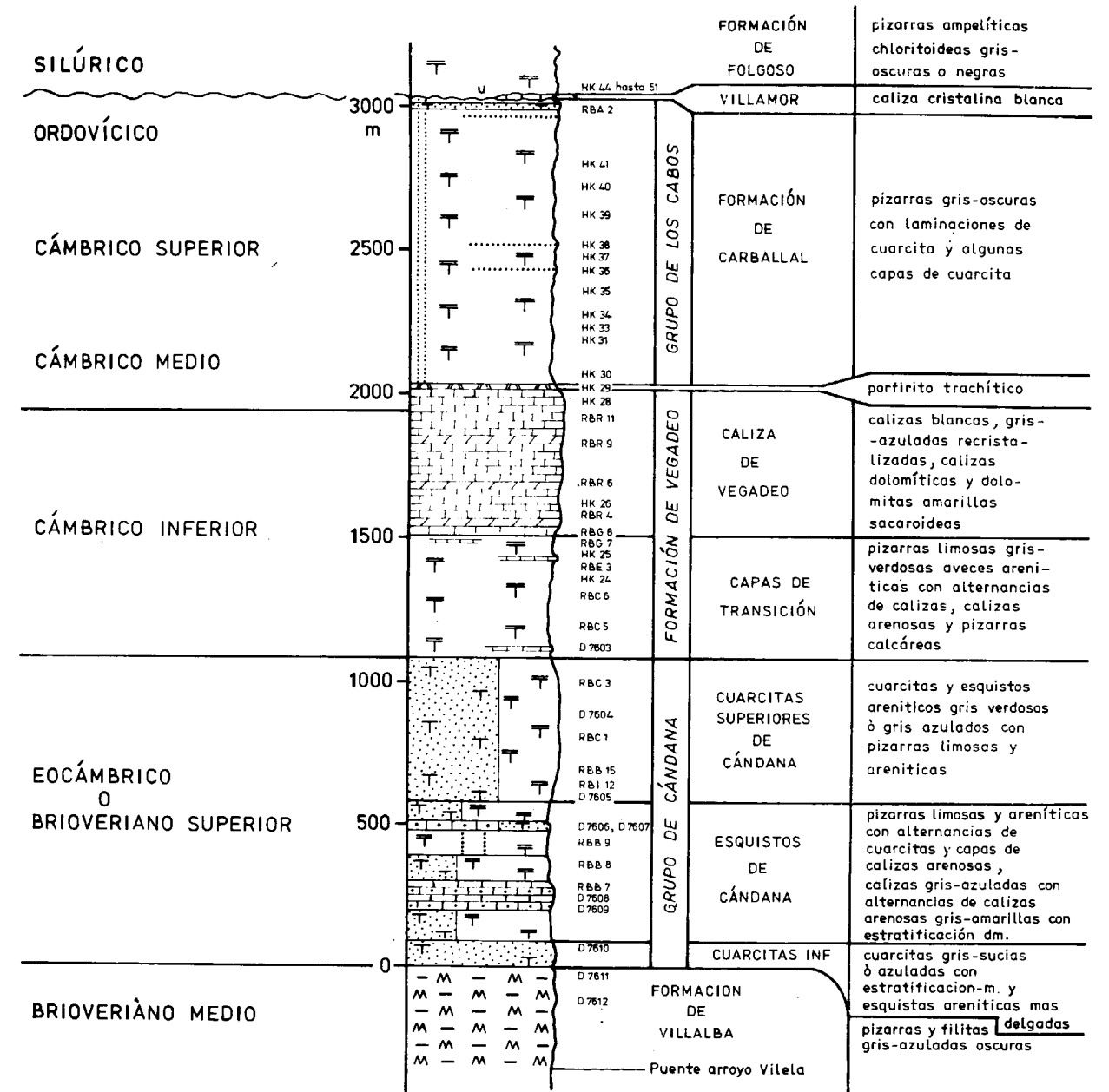
Como la morfología es, en general, más suave que la de la Formación Villalba, se puede establecer bastante bien la base del grupo en el campo. Sin embargo, a menudo es muy difícil de determinar el límite con exactitud. Hemos tomado los esquistos arenosos o cuarcíticos más bajos, que se descomponen relativamente menos como pertenecientes al grupo de Cándana. Estas capas, algo arenosas, no son siempre desarrolladas claramente.

PARGA (1971) paraleliza este grupo, careciendo de determinaciones de edad, con el Eocámbrico de otras regiones.

2.3.1. Formación de las Cuarcitas inferiores de Cándana

El valle del río Lor presenta un buen corte estratigráfico desde la Formación Villalba hacia arriba (véase figura 1).

En la carretera, aproximadamente 4 Km. al NE de Seoane, afloran más o menos 100 m. de areniscas o esquistos cuarcíticos gris-azulados oscuros en capas métricas. A veces son intercaladas capas más delgadas de esquistos arenosos o cuarcíticos. Se descomponen dando colores más claros. En otras partes de la zona estudiada, esta secuencia cuarcítica tiene un desarrollo más fuerte y una potencia hasta unas centenas de metros que no hemos podido precisar más. Los cortes tectónicos indican así una potencia máxima de 300 a 400 m. (figura 16).



COLUMNA ESTRATIGRÁFICA EN EL VALLE DEL RIO LOR CERCA DE SEOANE, DESDE EL ARROYO VILELA HASTA FERREIROS DE ABAJO

Figura 1.—Columna estratigráfica en el valle del río Lor, cerca de Seoane, desde el arroyo Vilela hasta Ferreiros de Abajo.

Se encuentran algunas intercalaciones de pizarras azuladas en las cuarcitas de la cima del Monte Meda (1.198 m.) (D 7710, D 7719). Se hallan también en otros lugares de la parte septentrional de la zona reconocida (D 7801).

Al microscopio, las cuarcitas o areniscas dan la impresión de arcosas. No obstante, por su grado de metamorfismo se reconoce que están mal clasificadas. A veces el feldespato es abundante, lo que observamos tanto en las cuarcitas en el valle del río Lor como en el Monte Meda.

No se pudo distinguir una secuencia cuarcítica inferior en los alrededores de Incio y de Lózara. Típico para esta situación es un corte que aflora al final de la pista que, llegando por la carretera desde Samos a Lózara, baja por el valle hasta más allá de la aldea de San Cristóbal (figura 2). Aquí no se encuentran cuarcitas inferiores de Cándana. Las capas que se encuentran encima de los esquistos de Villalba se asemejan a las de la Formación de esquistos de Cándana y casi 100 m. por encima de la base se presentan ya calizas. Más al O observamos también esquistos gris-verdosos con poca arenisca bajo el primer banco de caliza, por ejemplo cerca de la cantera de Mao (HEYBROEK).

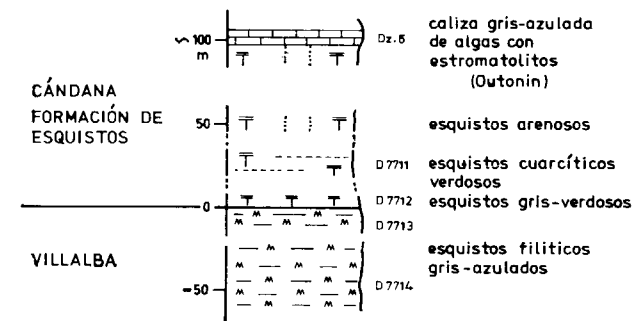


Figura 2.—Transición de la Formación Villalba y la de Cándana en el valle de Lózara, cerca de San Cristóbal.

Alrededor del afloramiento de esquistos de Villalba, cerca de La Faba, las cuarcitas inferiores faltan también en algunos lugares.

### 2.3.2. Formación de los esquistos de Cándana

Encima de las cuarcitas inferiores en el valle del Lor, cerca de Seoane (fig. 1), siguen aproxi-

madamente 500 m. de esquistos filíticos limosos o arenosos con colores generalmente grises y verdosos. Típicas son también las intercalaciones de carbonatos como calizas, calizas arenosas, areniscas calcáreas y pizarras margosas. Además, se presentan todavía cuarcitas. Es corriente una estratificación decimétrica, pero también existen capas más potentes y lechos más finos. El suelo de la formación es más fértil que el de las formaciones de cuarcitas inferiores y superiores de Cándana. Los esquistos de Cándana con poca resistencia a la meteorización forman depresiones en la topografía; al microscopio encontramos cuarzo, sericita, clorita, frecuentes porfiroblastos de biotita de color verdoso y gris-oscuro. Con bastante frecuencia se halla plagioclasa, feldespato alcalino y, eventualmente, microclino. El cuarzo y el feldespato de las areniscas calcáreas tiene muchas veces formas angulares y revela claramente el origen detrítico, no obstante el metamorfismo.

En el valle del Lor se hallan dos niveles de caliza (fig. 1) que tienen una extensión horizontal bastante amplia. Capas de caliza azulada alternan con calizas arenosas con color de meteorización amarillo. En otra parte se presenta solamente una única secuencia potente, como en Mao, donde se explotan unas decenas de metros de capas de caliza para la fábrica de cemento de Oural (S de Sarriá).

Muchas veces estas calizas de Cándana se presentan en masas lenticulares, a veces con extensión importante, como en la cantera cerca de Villavella o cerca de Toldaos, en los alrededores de Triacastela, y en las cercanías de Losada y Pacios en el valle superior del Lor.

De cuando en cuando estas calizas contienen estructuras interesantes. Muchas veces se observa una estriación fina, no solamente en las calizas gris-azuladas, sino también en las recristalizadas blancas. Las estrías representan láminas de polvo de carbón orgánico, o un ensuciamiento ínfimo de arcilla, constituyendo, en las observaciones al microscopio, una lámina sericítica en la caliza. Láminas alternantes de micrita y láminas con cristales menos finos, lentes irregulares con rombos finos y menos finos de dolomita producen también una imagen típica (Dz 6, fig. 3), que parece corresponder con la descripción de la microlaminación de calizas de estromatolitos por RAABEN (1969). Las estrías oscuras hacen pensar en restos de carbón proveniente de mallas de algas, de estromatolitos

laminados, o partículas de arcilla retenidas por ellas. Se notan pequeñas estructuras parecidas a biohermos (fig. 4) e indicios tal vez de «slumping» sinsedimentarios o de estromatolitos con formas irregulares (fig. 5).

Un afloramiento en la pista izquierda, llegando desde Samos y bajando por el valle de Lózara, cerca de Outonin, fue muy interesante. La formación que aflora se compone de caliza gris-azulada con láminas de esparita blanca y de capas con nódulos de carbonato blanco de diferente forma y tamaño. Las láminas de esparita están interestratificadas con mallas planas de algas. A veces tienen una corrugación (fig. 6) o las láminas están interrumpidas y parecen como una estructura por su peso en el fango carbonatado (Dz 6, fig. 7). A veces tienen una capa delgada de caliza gris de algas que les envuelve en parte.

No se conoce el origen de estos nódulos. Se hallan en un ambiente de plataforma de poca profundidad. Representan tal vez fragmentos de



Figura 3.—Estructura de algas en caliza gris azulada de Cándana; Outonin, valle de Lózara (Dz 6).

estromatolitos en forma de columna o de hongo, recristalizados antes de ser enterrados en la caliza de algas, o bien concreciones de evaporita sustituida por carbonato. No hemos observado estro-

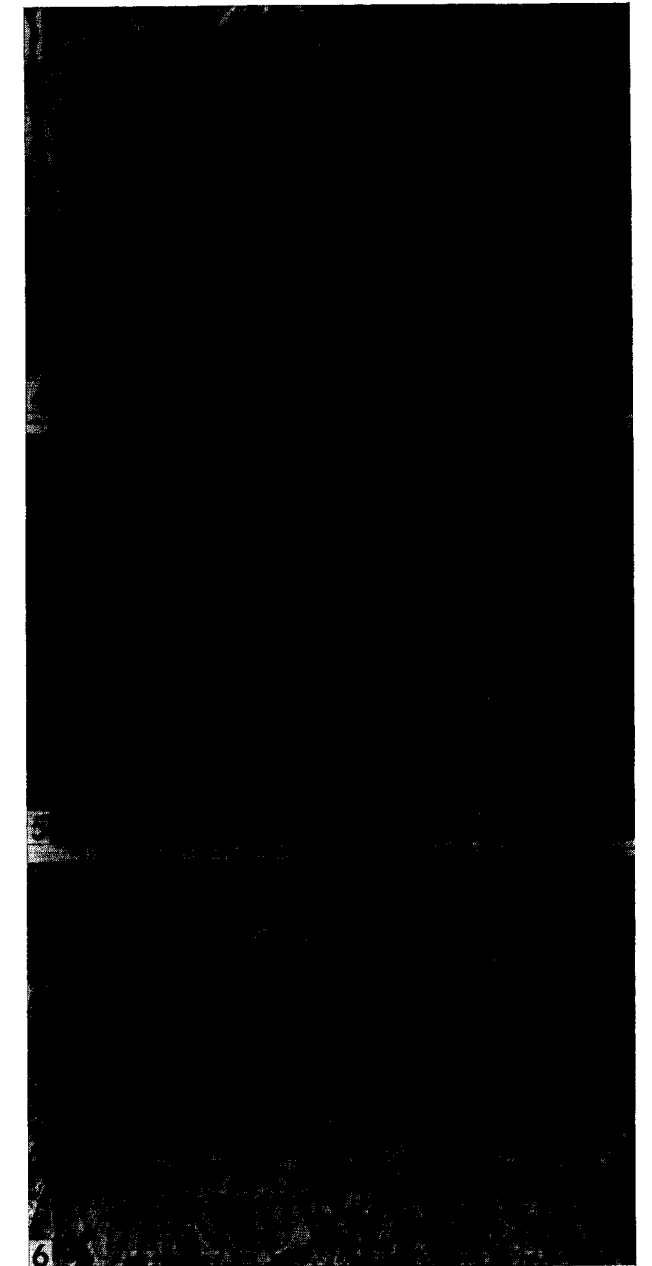


Figura 4.—Caliza de algas gris azulada de Cándana, con pequeño biohermo; valle de Lózara, cerca de Outonin.

Figura 5.—Deslizamiento sinsedimentario en caliza de algas de Cándana; valle de Lózara, cerca de Outonin.

Figura 6.—Corrugación intraformacional en las calizas de Cándana; Riocereija.

laminados, o partículas de arcilla retenidas por ellas. Se notan pequeñas estructuras parecidas a biohermos (fig. 4) e indicios tal vez de «slumping» sinsedimentarios o de estromatolitos con formas irregulares (fig. 5).

Un afloramiento en la pista izquierda, llegando desde Samos y bajando por el valle de Lózara, cerca de Outonin, fue muy interesante. La formación que aflora se compone de caliza gris-azulada con láminas de esparita blanca y de capas con nódulos de carbonato blanco de diferente forma y tamaño. Las láminas de esparita están interestratificadas con mallas planas de algas. A veces tienen una corrugación (fig. 6) o las láminas están interrumpidas y parecen como una estructura por su peso en el fango carbonatado (Dz 6, fig. 7). A veces tienen una capa delgada de caliza gris de algas que les envuelve en parte.

No se conoce el origen de estos nódulos. Se hallan en un ambiente de plataforma de poca profundidad. Representan tal vez fragmentos de



Figura 3.—Estructura de algas en caliza gris azulada de Cándana; Outonin, valle de Lózara (Dz 6).

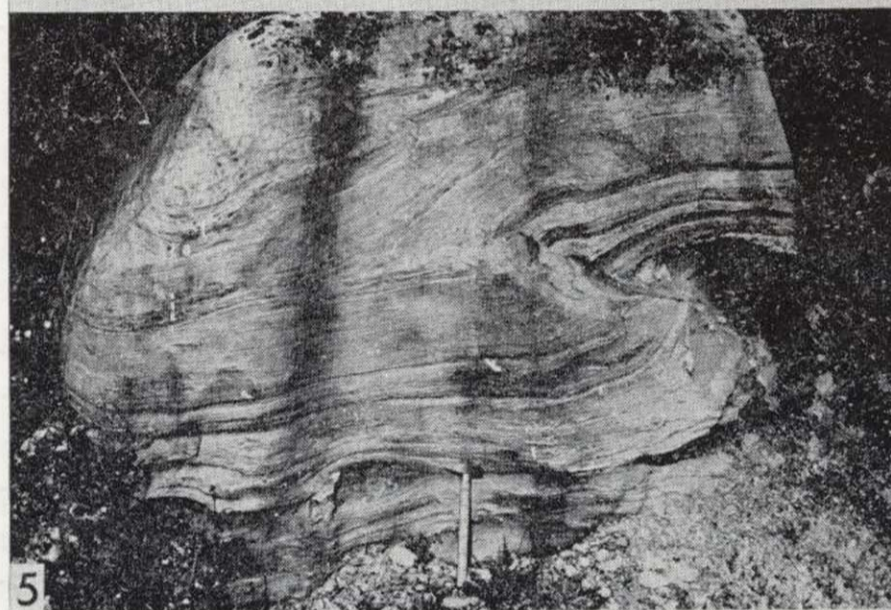


Figura 4.—Caliza de algas gris azulada de Cándana, con pequeño biohermo; valle de Lózara, cerca de Outonin.

Figura 5.—Deslizamiento sinsedimentario en caliza de algas de Cándana; valle de Lózara, cerca de Outonin.

Figura 6.—Corrugación intraformacional en las calizas de Cándana; Riocereija.

matolitos en forma de columna, pero no los hemos buscado. Así, estamos inclinados a suponer un origen evaporítico y concrecionario. El ambiente correspondiente requiere circunstancias supra-mareales y tal vez exposición local subaéreo. Los pedazos tubulares que parecen amontonados o se cabalgan son muy curiosos (fig. 8 y fig. 7). Retraen a la memoria los oncolitos tabulares de la facies «platform-shoaled» del Grupo de Pethei, de edad Proterozoica inferior, cerca de Great Slave Lake en el Canadá, descritos por HOFFMAN (1974, figura 4).

No lejos de Outonin, en el valle de Lózara encontramos un fenómeno problemático en un plano de estratificación (D 7715, fig. 9). Representa tal vez un molde de la fauna de Ediacara (GLAESSNER, 1971; STANLEY, 1976) o una traza de reptación.

Al fin nos parece que existe motivo suficiente para estudiar el ambiente sedimentario y los estromatolitos en más detalle.

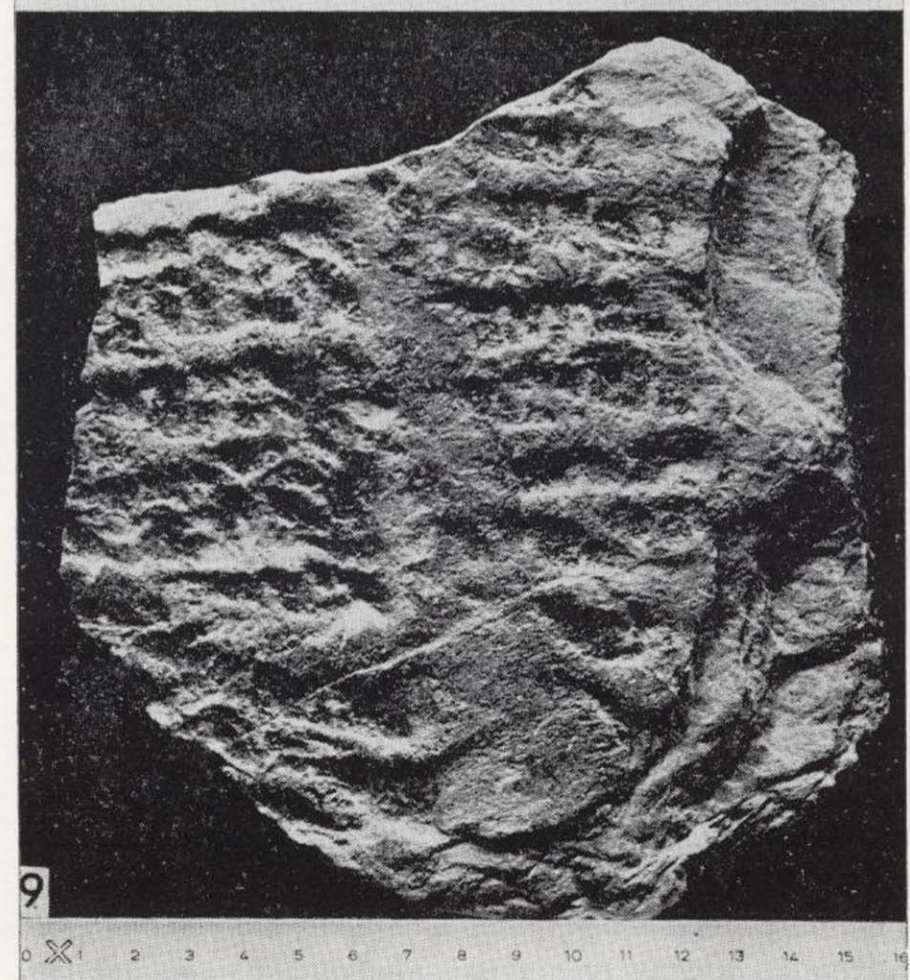
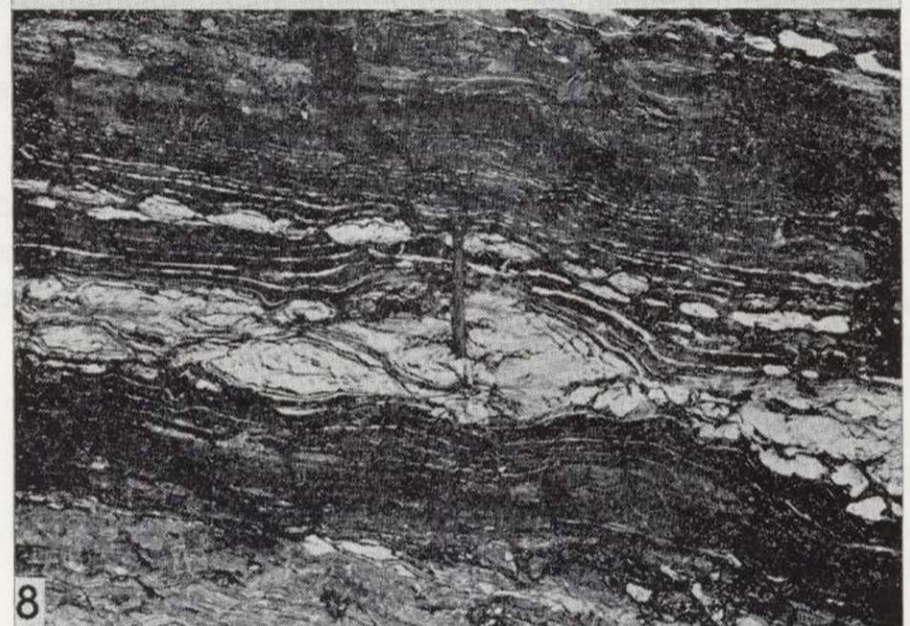
### 2.3.3. Formación de las Cuarcitas superiores de Cándana

Hacia arriba los esquistos de Cándana se presentan gradualmente más arenosos. Calizas y esquistos margosos ya no se encuentran. Un límite inferior de la Formación de las Cuarcitas superiores de Cándana no está establecido con precisión. Trazándolo se acepta un elemento subjetivo. Esta formación forma sierras redondeadas con un suelo arenoso no fértil cubierto de maleza. Muchas veces la topografía facilita trazar los límites de la formación, constituida por esquistos claros gris-verdosos hasta gris-azulados con clorita y sericita, esquistos cuarcíticos, areniscas gris-claras y cuarcitas grises meteorizando con color moreno.

Figura 7.—Caliza de algas gris azulada de Cándana con capas y nódulos de esparita blanca; valle de Lózara, cerca de Outonin.

Figura 8.—Caliza de algas de Cándana con capas, nódulos y amontonamiento de masas de esparita; valle de Lózara, cerca de Outonin.

Figura 9.—Esquisto de Cándana con molde de posible fauna de Ediacara o huella de reptación (D 7715); Lózara, entre San Cristóbal y Collado de la Braña.





matolitos en forma de columna, pero no los hemos buscado. Así, estamos inclinados a suponer un origen evaporítico y concrecionario. El ambiente correspondiente requiere circunstancias supramareales y tal vez exposición local subaéreo. Los pedazos tubulares que parecen amontonados o se cabalgan son muy curiosos (fig. 8 y fig. 7). Retraen a la memoria los oncolitos tabulares de la facies «platform-shoaled» del Grupo de Pethei, de edad Proterozoica inferior, cerca de Great Slave Lake en el Canadá, descritos por HOFFMAN (1974, figura 4).

No lejos de Outonin, en el valle de Lózara encontramos un fenómeno problemático en un plano de estratificación (D 7715, fig. 9). Representa tal vez un molde de la fauna de Ediacara (GLAESSNER, 1971; STANLEY, 1976) o una traza de reptación.

Al fin nos parece que existe motivo suficiente para estudiar el ambiente sedimentario y los estromatolitos en más detalle.

### 2.3.3. Formación de las Cuarcitas superiores de Cándana

Hacia arriba los esquistos de Cándana se presentan gradualmente más arenosos. Calizas y esquistos margosos ya no se encuentran. Un límite inferior de la Formación de las Cuarcitas superiores de Cándana no está establecido con precisión. Trazándolo se acepta un elemento subjetivo. Esta formación forma sierras redondeadas con un suelo arenoso no fértil cubierto de maleza. Muchas veces la topografía facilita trazar los límites de la formación, constituida por esquistos claros gris-verdosos hasta gris-azulados con clorita y sericita, esquistos cuarcíticos, areniscas gris-claras y cuarcitas grises meteorizando con color moreno.

Figura 7.—Caliza de algas gris azulada de Cándana con capas y nódulos de esparita blanca; valle de Lózara, cerca de Outonin.

Figura 8.—Caliza de algas de Cándana con capas, nódulos y amontonamiento de masas de esparita; valle de Lózara, cerca de Outonin.

Figura 9.—Esquisto de Cándana con molde de posible fauna de Ediacara o huella de reptación (D 7715); Lózara, entre San Cristóbal y Collado de la Braña.



Predominan los esquistos arenosos y las cuarcitas. Bajo el microscopio el feldespato es bastante corriente en estas areniscas (D 7604, D 7605, HK 83 A). Es típica la presencia de capas masivas de cuarcita potentes hasta 20 metros. Bajo el microscopio están constituidas por granos bien clasificados y bien redondeados en una matriz con textura en mosaico (Dz 8). El feldespato falta en estas cuarcitas, que parecen también afectadas por deposición ulterior de cuarzo hidrotermal.

Estos bancos de cuarcita atraen la atención, como se les puede seguir en el terreno, sobre grandes distancias como murallas grises. A veces dan lugar a coluviones de ladera gris sin vegetación. Se presentan en una faja de terreno de NO al SE, que se distingue por su nivel estructural que describiremos más tarde y que contiene el pueblo de Baralla. Un par de estos bancos de cuarcita constituyen un nivel guía conspicuo sobre grandes distancias. Las capas son una gran ayuda para establecer el carácter del plegamiento por medio de la asimetría de los pliegues parásitos. Estos bancos faltan en la parte SO del área estudiada.

El grado metamórfico es el más alto en los alrededores de Incio, Lózara y Seoane, donde se encontraron porfiroblastos de biotita parda, muchas veces también con colores verdes o pleocroísmo de color verde aceituna o gris sucio (D 7604, D 7603, HK 83, HK 86, WJ-1). En las cercanías de Valcarce el metamorfismo se limitó al grado de clorita, tal vez con transición hacia biotita (DHR 260, HDR 261).

En los alrededores de Incio la potencia de las cuarcitas superiores de Cándana es relativamente pequeña y mide aproximadamente 200 a 300 m., comparable con 500 m. en el corte del valle del Lor. En el NE de la zona estudiada la potencia se eleva hasta unos 700-800 m., lo que es probablemente algo exagerado como consecuencia de plegamiento parásito.

## 2.4. FORMACION VEGADEO, SENSU LATO

### 2.4.1. Descripción

Siguiendo el corte del río Lor (fig. 1) por arriba, los sedimentos de la Formación de las Cuarcitas superiores de Cándana pierden su carácter arenoso y se ponen más pelíticas. Es típico también que se encuentren carbonatos como componentes de

la roca, o como intercalaciones. Así, el primer afloramiento de esta formación es un esquisto con biotita y calcita color gris-azulado oscuro meteorizando con color gris-claro, aflorando en la carretera casi un kilómetro arriba de Seoane, donde la pista de Meiraos toma por la izquierda (D 7603).

LOTZE (1957) definió una secuencia de capas de transición («Uebergangs Schichten») caracterizada por pizarras muy oscuras o negras, seguidas por esquistos o pizarras y cuarcitas gris-verdoso. Se encuentran de cuando en cuando pizarras o esquistos negros en la zona estudiada, por ejemplo al S de Mostad (VAN BRAKEL), río de San Martín al S de Becerreá (KIPS), en un lugar llamado Capeloso Bajo, al SE de Brañas de Sierra (DEN ROOYEN), en el valle del arroyo de Xemil, al O de Mazos (VAN HENGSTUM), en la carretera al N de Becerreá (VAN REES) y al O de Doncos (DIJKSTRA).

Se hallan siempre encima del límite de las cuarcitas superiores y en la base de la parte inferior de la Formación Vegadeo s.l., constituida en general por pizarras verdosas y cuarcitas. No hemos podido seguir las pizarras negras mucho trayecto, probablemente por escasez de afloramientos, y no hemos podido usarlas como estrato guía.

La parte esquistosa no se ve en la carretera cerca de Seoane. En otra parte está constituida por esquistos o pizarras limosas, arenosas, de cuando en cuando con adición de carbonato no solamente visible bajo el microscopio, también como intercalaciones de calizas arenosas, esquistos margosos y calizas. Por encima de estas capas de transición se sitúa, debajo de Seoane (figura 1) un conjunto de carbonatos con una potencia de 500 metros. Son calizas cristalinas finas y más gruesas, blancas y grises, a veces azuladas, arenosas, dolomíticas con color amarillo, y dolomitas meteorizando con color oscuro. Bajo el microscopio resultó que de cuando en cuando los intersticios finos de estas dolomitas fueron rellenados de cuarzo (HK 28, MDR 43, HDR 125).

Algunas calizas masivas recristalizadas blancas en los valles del Lor y Lózara, mostraron una estratificación fina, a veces lenticular, causada por polución con carbón orgánico (fig. 10). También hemos encontrado líneas oscuras más gruesas y más rectas. También hallamos en otros sitios calizas con estratificación gris-azulada y blanca similar a mallas de algas que están frecuentemente



Figura 10.—Caliza cristalina blanca de Vegadeo con estratificación fina color gris, probablemente trazas de mallas de algas; valle del río Lor, debajo de Seoane.

recristalizadas (Fonteformosa, Brañas de Sierra; DEN ROOYEN) (HDR 39, HDR 43).

Bajo el microscopio encontramos fenómenos oncolíticos con un diámetro de 1 a 3 mm. en una caliza gris-amarilla clara (fig. 11, HK 89). Parecidas calizas oncolíticas o pisolíticas, pero menos metamórficas, hallamos al S de Zanfoga (DEN ROOYEN, HDR 125, fig. 12). La caliza azulada de Capeloso Bajo (DEN ROOYEN, HDR 283), al S de la falla de Fonteformosa, se compone de glóbulos muy finos en una matriz de calcita blanca. Bajo el microscopio los glóbulos están constituidos de un rocío gris oscuro en la calcita recristalizada. Parecen idénticos a la figura 2 a de ZAMARREÑO y PEREJÓN (1976), que lo indican como oolitos dolomitizados. En el núcleo de uno de nuestros glóbulos encontramos manchitas finas más oscuras. Suponemos que se trata tal vez de estructuras problemáticas. Cerca del Hospital de Incio, VAN WIJLAND encontró fenómenos de flujo, plegamiento y discordancias sinsedimentarias en un afloramiento de caliza con laminación fina. Cerca de Linares, en la carretera de Cebrero a Triacastela, se encuentran en una caliza gris azulada de Vegadeo nódulos irregulares de calcita blanca y de dolomita gris (GILISEN, G.1) parecidos a los de la caliza de Cándana y tal vez también relictos de evaporita en caliza de algas.

Finalmente, GILISEN encontró arqueociatos en testigos de diferentes capas en la mina de Rubiales. Según una comunicación escrita en posesión

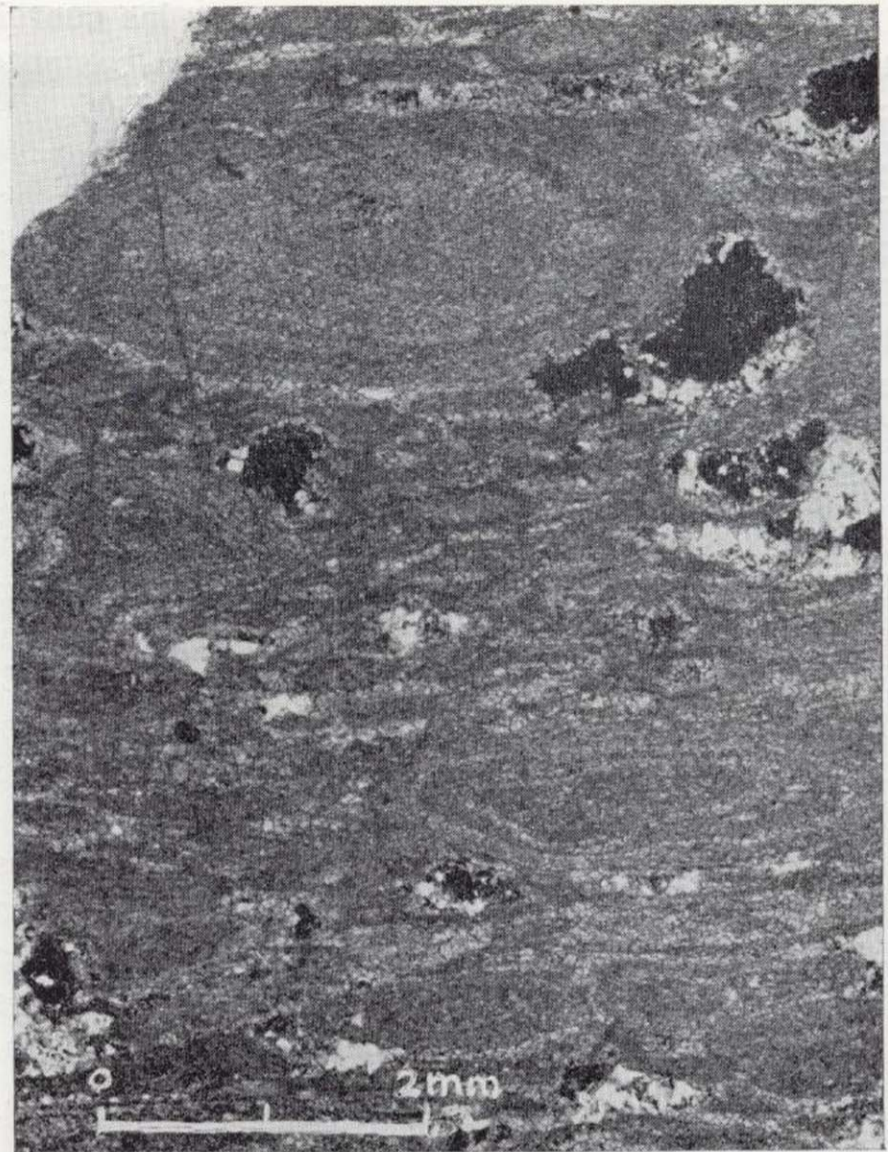


Figura 11.—Caliza densa de Vegadeo, con textura oncolítica y oncolitos aplanados; Bustofrío, valle de Lózara (HK 89).

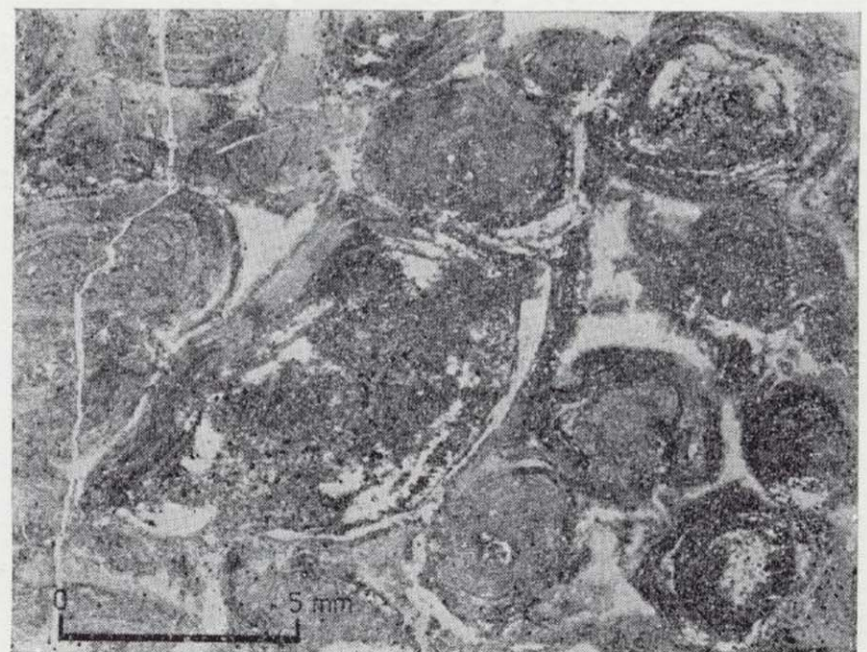


Figura 12.—Caliza pisolítica de Vegadeo (HDR 125), cerca de Zanfoga.



Figura 10.—Caliza cristalina blanca de Vegadeo con estratificación fina color gris, probablemente trazas de mallas de algas; valle del río Lor, debajo de Seoane.

recristalizadas (Fonteformosa, Brañas de Sierra; DEN ROOYEN) (HDR 39, HDR 43).

Bajo el microscopio encontramos fenómenos oncolíticos con un diámetro de 1 a 3 mm. en una caliza gris-amarilla clara (fig. 11, HK 89). Parecidas calizas oncolíticas o pisolíticas, pero menos metamórficas, hallamos al S de Zanfoga (DEN ROOYEN, HDR 125, fig. 12). La caliza azulada de Capeloso Bajo (DEN ROOYEN, HDR 283), al S de la falla de Fonteformosa, se compone de glóbulos muy finos en una matriz de calcita blanca. Bajo el microscopio los glóbulos están constituidos de un rocío gris oscuro en la calcita recristalizada. Parecen idénticos a la figura 2 a de ZAMARREÑO y PEREJÓN (1976), que lo indican como oolitos dolomitizados. En el núcleo de uno de nuestros glóbulos encontramos manchitas finas más oscuras. Suponemos que se trata tal vez de estructuras problemáticas. Cerca del Hospital de Incio, VAN WIJLAND encontró fenómenos de flujo, plegamiento y discordancias sinsedimentarias en un afloramiento de caliza con laminación fina. Cerca de Linares, en la carretera de Cebreiro a Triacastela, se encuentran en una caliza gris azulada de Vegadeo nódulos irregulares de calcita blanca y de dolomita gris (GILISSEN, G.1) parecidos a los de la caliza de Cándana y tal vez también relictos de evaporita en caliza de algas.

Finalmente, GILISSEN encontró arqueociatos en testigos de diferentes capas en la mina de Rubiales. Según una comunicación escrita en posesión

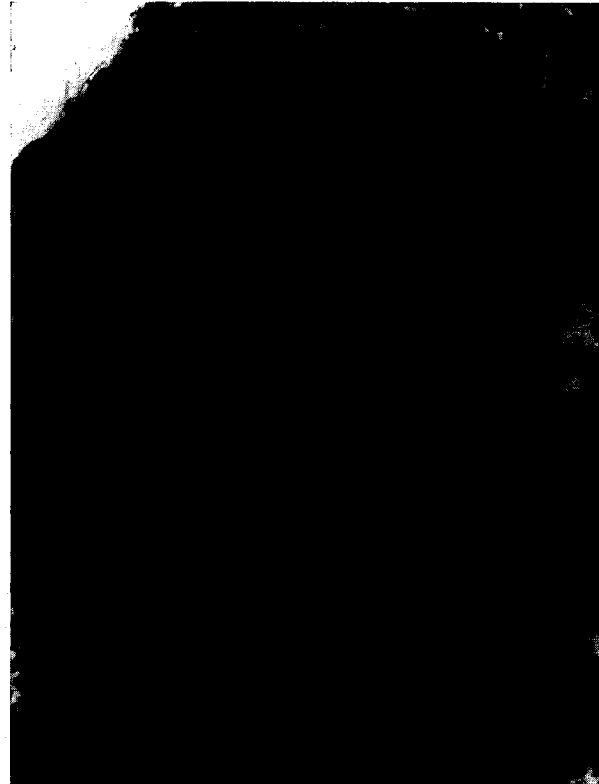


Figura 11.—Caliza densa de Vegadeo, con textura oncolítica y oncolitos aplanados; Bustofrío, valle de Lózara (HK 89).

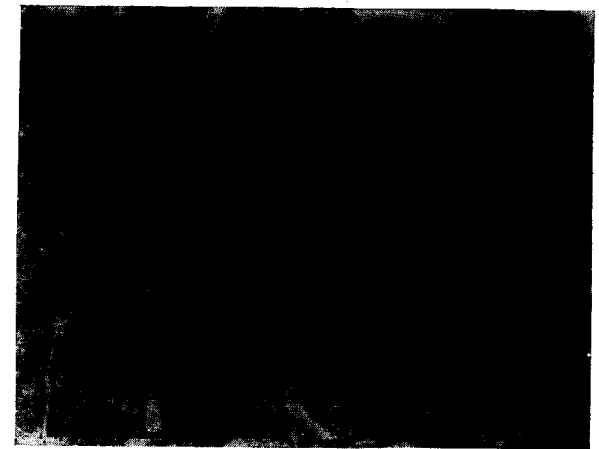


Figura 12.—Caliza pisolítica de Vegadeo (HDR 125), cerca de Zanfoga.

de la Compañía Exminesa, F. DEBRENNE reconocía tres tipos diferentes:

- Irregulares, probablemente Dictyocyathus.
- En forma de embudo, Archaeocyathus, probablemente Anthomorpha.
- Tal vez una Protopharetra.

Este significaría una edad Botomiana-Sanashtykol, o la parte superior del Cámbrico inferior.

La difusión y la potencia global de los carbonatos en la parte superior de la Formación de Vegadeo ha sido indicada en la figura 13. El desarrollo potente en los valles de Lózara y del Lor parece limitado a estas inmediaciones. En la cantera de Penouco o La Perla en el flanco NO del valle de Lózara, enfrente de Trascastro, notamos discordancias menores no angulares en calizas masivas recristalizadas con rayas oscuras. Zonas con fragmentos oscuros angulares en una matriz blanca semejantes a brechas (fig. 14). Va-

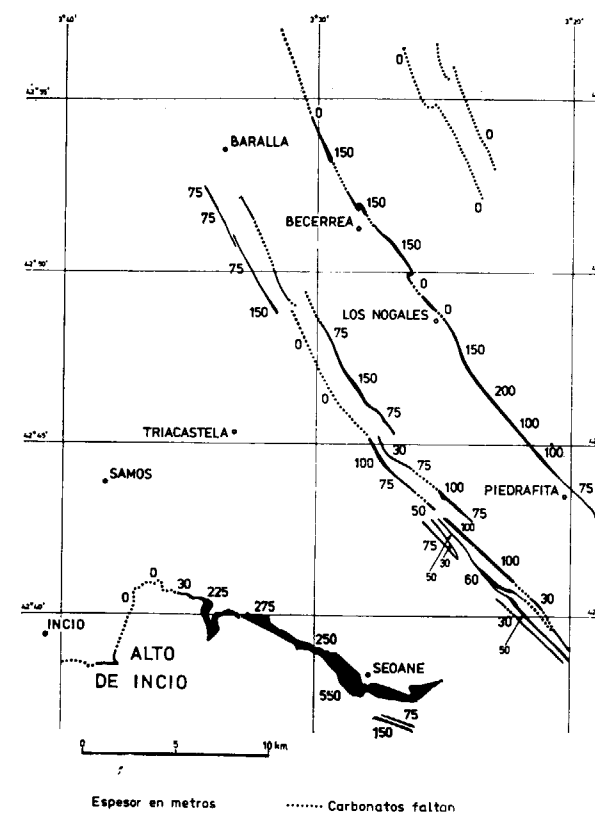


Figura 13.—Distribución y potencia global de la secuencia más o menos continua de carbonatos de la Formación Vegadeo.

rias veces la caliza fue silificada en parte. En el lado SE del valle de Lózara, enfrente de la cantera de Penouco, se ve a distancia cómo los bancos de carbonatos masivos parecen progresivamente sustituidos por capas más delgadas hacia el oriente (fig. 15). Esta circunstancia hace pensar en arrecifes y «fore-reefs», corroborando así la impresión de la presencia de estructuras de biohermos en este ambiente sedimentario.

En la mayor parte de la zona estudiada se encuentra un miembro de carbonato con una potencia más limitada y más uniforme, entre 50 y 150 metros. Esta caliza tabular falta en diferentes sitios, como bajos fondos calcáreos interrumpidos por canales de marea. En este contexto nos referimos a ZAMARREÑO y PEREJÓN (1976), quienes es-

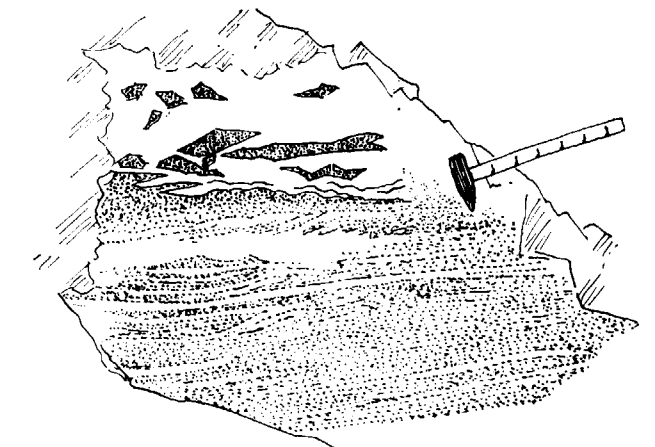


Figura 14.—Caliza masiva de algas y laguna con brecha sinsedimentaria o diastena en la caliza de Vegadeo; cantera Penouco, valle de Lózara.

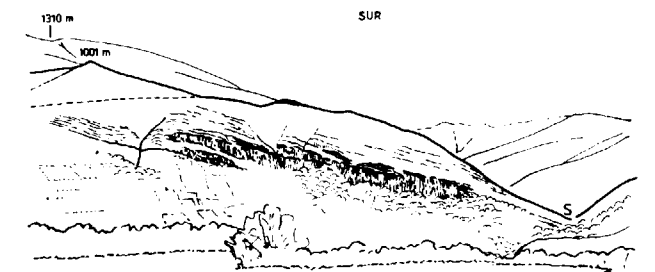


Figura 15.—Paso de calizas masivas de Vegadeo en capas individuales más delgadas. Vista desde la extremidad SE de la colina del Castro de Mouro, hacia el valle del río Lózara, abajo. S=Santalla de Arriba.

tudiaron en detalle un corte cerca de la carretera N-VI, Km. 443,5 al NO de Piedrafita del Cebrero. Describieron tres miembros:

- 3) 18 m. calizas y calcoesquistos oscuros con abundantes intercalaciones de pizarras. Sedimentación de tipo nerítico no profundo.
- 2) 90 m. calizas y dolomías en bancos potentes, con calizas dolomíticas amarillas y gris oscuro, y dolomías amarillas con laminaciones, capas de 1 a 2 metros. Representa una facies «tidal flat».
- 1) 112 m. alternancia de pizarras verdes y dolomías (75 m.), y calizas oolíticas con arqueociatos alternando con limolitas y pizarras (37 m.). El medio sedimentario fue siempre cubierto de agua y poco profundo.

En el croquis de la figura 13 se reúne el desarrollo de carbonatos en capas potentes y bancos a pesar del nivel exacto estratigráfico. Aunque suponemos que los depósitos «tidal flat» podrían ser más o menos contemporáneos, no sabemos si se corresponden con un cierto nivel de los arrecifes de Lózara-Seoane. Se necesitan estudios más detallados para obtener una idea mejor de la distribución vertical de los depósitos de carbonatos.

La caliza en el techo de la formación está silificada de cuando en cuando, como por ejemplo en la cantera de Penouco. También al NE de Cruces (SE de la aldea de Meizarán) hemos encontrado lentes de cuarcita al lado de calizas en el límite entre las Formaciones Vegadeo y Carballal. Se supone que representan capas de caliza silificada (DIJKSTRA; cerca de este lugar aflora también una capa o vena de cuarcita en la Formación Carballal).

A veces se encuentra también una facies detrítica y pizarrosa gris verdosa encima de las capas superiores de la caliza de Vegadeo y antes de ser cubierta por los sedimentos del siguiente acontecimiento estratigráfico (GUILFREY y en varios otros lugares; KIPS, VAN BRAKEL).

VAN HENGSTUM encontró una capa lenticular de 2 m. de cuarcita con textura entrelazada, blanca o gris clara, en el techo de la caliza de Vegadeo al N de Casar ( $\pm 4$  Km. NNO de Becerreá). Desde Neira de Rey, al N, no se hallan más carbonatos en la parte superior de la Formación Vegadeo. Pero capas lenticulares de cuarcita muy parecidas sin

desarrollo de caliza afloran más al N, cerca de Quintá ( $\pm$  Km. 11,2 en la carretera de Baralla a Neira), aún con potencia de 3,5 m. Se encuentran en un nivel estratigráfico casi idéntico y se supone que representan lentes menores de caliza silificada. Esta idea necesita más estudio.

En una zona al norte de Vilacha Pedrosa (en la carretera de Becerreá a Navia de Suarna), VAN HENGSTUM encontró pizarras arenosas y limosas con colores grises a veces verdosos o gris-amarillo, y de cuando en cuando meteorizando con color violáceo, parecidas a las pizarras de la Formación Vegadeo al norte de Becerreá. Cerca del techo se presentan en algunos lugares capas lenticulares de cuarcita blanca o gris clara con potencia de 2 a 5 metros. Son similares a las cuarcitas de Casar y de Quintá y distintas de las que se intercalan en la Formación Carballal. En consecuencia, VAN HENGSTUM agrupó dubitativamente esta formación pizarrosa con la de Vegadeo.

Hemos proseguido esta supuesta zona de la Formación Vegadeo en las fotografías aéreas hacia el SE. Los primeros afloramientos de calizas fueron reconocidos cerca de Vimieiro y Viarello del Río, aproximadamente desde el Km. 18 hasta el Km. 20, en la carretera de Ambasmestas a Puente de Gatín. Por esta razón aceptamos provisionalmente la interpretación de VAN HENGSTUM e indicamos la formación aflorando en el anticlinal de Vilacha Pedrosa en el mapa como perteneciente a la de Vegadeo. Suponemos que se trata de una facies más uniforme y más profunda, sublitoral o nerítica. Esto necesita investigación más detenida.

La potencia normal de la Formación Vegadeo s.l. es de 300 a 500 m. En el valle del río Lor asciende hasta unos 900 m. Potencias más fuertes resultan probablemente de plegamiento parásito.

#### 2.4.2. Posición estratigráfica

Cuando se toman las Formaciones Cándana y Vegadeo juntas, se nota que se trata de dos semiciclos parecidos:

- 1.º Las formaciones de las cuarcitas inferiores con los esquistos de Cándana.
- 2.º Las cuarcitas superiores con la Formación Vegadeo.

Cada uno de estos simiciclos está compuesto de una secuencia de sedimentos detríticos de granos gruesos y medios, seguida de una de detrito más fino y pelítico. Suponemos que la primera representa una deposición subacuática a lo largo de una costa de acumulación, mientras que la segunda representa un período con aporte reducido de material detrítico y más fino, como si la costa se hubiera desplazado tierra adentro. Veremos abajo que la distribución de las cuarcitas inferiores y su relación con el alto de Incio, cubierto de esquistos de Cándana, indica probablemente una relación transgresiva de los últimos. Por esta razón indicamos este semiciclo como compuesto simplemente de una fase regresiva seguida por una transgresiva. Sin embargo, no queremos implicar que un cambio en el nivel del mar es única o esencialmente responsable del cambio de ambiente, porque un movimiento positivo de la tierra seguido de un período de erosión limitada podría surtir el mismo efecto.

LOTZE (1957) estableció el nombre de cuarcitas de Cándana para indicar cuarcitas de edad Cámbrica inferior en el valle del río Narcea. Describió también una alternancia de cuarcitas, pizarras y capas de carbonatos encima de las cuarcitas de Cándana como capas de transición («Uebergangs Schichten»). Más arriba siguen pizarras margosas y carbonatos. BARROIS (1882) describió éstas bajo el nombre de «calizas y pizarras de Paradoxides de La Vega» (Vegadeo), conteniendo de arriba hacia abajo:

- 2) Pizarras groseras («schistes grossiers»), fosilíferas, y bancos potentes de cuarcitas verdes, 50 a 100 m.
- 1) Calizas, 20 a 60 m., pizarras y lecho de mineral de hierro (1,5 a 2 m.).

En la zona cubierta por este informe, el desarrollo de las capas de transición y la Formación Vegadeo cambia notablemente de un lugar a otro.

Una secuencia potente de carbonatos arrecifales en los valles de Lor y Lózara es aproximadamente contemporánea con calizas «tidal flat» y depósitos detríticos en canales más profundos, y en el NE con una secuencia pizarrosa en alta mar donde faltan carbonatos. Luego nos parece justificado extender la definición de BARROIS incorporando las capas de transición a una Formación Vegadeo sensu lato, que comprende no solamente

las capas de transición y las calizas de Vegadeo, sino conforme a la definición de BARROIS, también las pizarras arenosas verdosas encima de las calizas de Vegadeo. Las últimas corresponden probablemente a las «pizarras verdes con fauna» de PARGA (1967) y las «Obere Riotorto Schichten» de JARITZ y WALTER (1970). Así, la Formación Vegadeo s.l. representa una fase tal vez transgresiva hasta que la llegada de una cantidad de depósitos detríticos nuevos introduce otro ambiente sedimentario.

Así no aceptamos la proposición de PARGA (1969) que incluye la «alternancia de margas, esquistos y areniscas» en una serie de Cándana sensu lato, pero nos adherimos al propósito de JARITZ y WALTER (1970) manteniendo como límite superior del grupo de Cándana el techo de las cuarcitas superiores.

Hay suficiente posibilidad para subdividir esta formación (o si se quiere grupo) de Vegadeo s.l.; ZAMARREÑO y PEREJÓN (1976) introdujeron ya unos miembros, como vimos anteriormente.

La edad de la formación ha sido reestablecida recientemente, entre otros por DEBRENNE y ZAMARREÑO (1975), y por ZAMARREÑO, HERNOSA, BELLAMY y RABU (1975), como Cámbrico inferior, el miembro superior perteneciendo ya al Cámbrico medio. En caso que se considere las capas de transición con los primeros trilobites y los arqueociatos como perteneciendo según nuestro propósito a la Formación Vegadeo, la base de ésta coincidirá posiblemente con la base del Cámbrico. El hallazgo de una posible fauna de Ediacara en los esquistos de Cándana no se opone a esta hipótesis y afirma hasta cierto punto la idea de PARGA (1971) de una edad Eocámbrico de los últimos.

#### 2.5. GRUPO DE LOS CABOS

El nombre de Serie de los Cabos («Cabos Serie») ha sido introducido por LOTZE (1957) para designar una secuencia de rocas cuarcíticas-arenosas de edad Cámbrico medio hasta Ordovícico inferior. JARITZ y WALTER (1970) establecieron la presencia de tres diferentes tipos de facies más o menos contemporáneas durante este espacio de tiempo. Preferimos el nombre de Serie Clástica Superior («Obere klastische Serie») para el grupo. Sin embargo, en la práctica el nombre de Se-

rie de los Cabos siguió en uso y vamos a persistir en esto. Dos de los tipos de facies de JARITZ y WALTER (1970) se han distinguido en nuestra zona: las facies de Villamea y de los Cabos.

### 2.5.1. Formación Carballal

La base de esta unidad litoestratigráfica está relativamente evidente en nuestra zona. En el corte del río Lor (fig. 1) las calizas de Vegadeo, al S de Seoane, están cubiertas de una secuencia monótona de pizarras o esquistos gris oscuros algo filíticos. Se caracteriza por una alternancia fina de cuarcitas o limolitas milimétricas con pizarras. Bajo el microscopio las láminas limosas muestran graduación y estructuras finas de carga (HK 31, HK 35). De cuando en cuando capas cuarcíticas más compactas constituyen repisas rocosas (HK 36, HK 38, HK 41). La unidad ha tomado su nombre del cerro Carballal (1.107 m.), al S de Seoane, formada en parte por rocas de esta formación.

Esta formación aflora en el núcleo del sinclinal de Linares y en una superficie extensa en la parte NE de la zona estudiada. VAN HENGSTUM mencionó estratificación cruzada cerca de la base de la secuencia en el NE, compuesta de esquistos limosos duros azulados. Se encuentran algunas capas intercaladas de areniscas cuarcíticas, grises o gris-oscuros, con potencia hasta de 2 m. Su número aumenta hacia el techo de la formación.

La formación tiene una potencia de unos 900 m. al oeste de la zona estudiada, reducida hasta más o menos 200 m. al sur de Incio y el doble de esta cifra en el flanco O del valle de Lózara (VAN WIJLAND). Suponemos que el adelgazamiento resulta de levantamiento y erosión; volveremos a este punto más adelante. En el valle del Lor la potencia es otra vez de unos 1.000 m. También en el rincón NE de nuestra área la potencia es del mismo orden (VAN HENGSTUM).

Suponemos que la textura laminada fina de esta potente secuencia indica una sedimentación distal en un mar relativamente profundo. Cerca de la base la profundidad del mar fue tal vez menos, de modo que a veces se originó estratificación cruzada. De cuando en cuando el transporte de detrito arenoso ha sido más fuerte, resultando en capas intercaladas de cuarcita. El carácter monótono y su distribución indica que el origen del material de esta formación se halla muy lejos.

La Formación Carballal se corresponde con las capas de Montes («Montes Schichten») de RIEMER (1963) y las capas de Villamea («Villamea Schichten») de JARITZ y WALTER (1970). Claramente, está conforme con la facies de Villamea de la «Obere klatische Serie» de estos últimos autores.

### 2.5.2. Formación Trapa

Las capas y bancos de areniscas que se encuentran de cuando en cuando en la Formación Carballal se aumentan hacia arriba. La base de la Formación Trapa se establece algo arbitrariamente donde los bancos de areniscas cuarcíticas predominan y es por supuesto diacrónica. Está formada por capas y bancos de areniscas recristalizadas y cuarcíticas potentes, de uno a diez metros, separadas por capas y lechos de pizarras limosas y areniscosas.

El nombre de la formación ha sido tomado de la sierra de la Trapa, localizada al S de nuestra zona, donde las cuarcitas afloran en el flanco invertido del pliegue del Caurel (SITTER). Falta prácticamente en la secuencia estratigráfica normal, que se encuentra al S del pliegue. A veces queda un resto poco importante que puede representar todavía un banco de cuarcita intercalado en la Formación Carballal o un resto de la de Trapa, la mayor parte siendo alejada probablemente por la erosión silúrica.

La Formación Trapa aflora en la parte NE de la zona estudiada en crestas muy largas N-S, flanqueadas por depresiones de formaciones menos resistentes, está constituida también por cuarcitas o areniscas cuarcíticas con capas y bancos de 0,5 metros hasta 30 metros, alternando con capas más delgadas de pizarras grises o azuladas. Especialmente hacia el techo se notaron unas brechas ferruginosas. Se encontraron «groove casts» en planos de estratificación (VAN HENGSTUM) indicando un posible origen turbidítico. Trazas de Cruziana y estratificación cruzada fueron encontradas únicamente al S de Quiroga, fuera de la zona descrita.

El espesor de la Formación Trapa en la parte S de nuestra zona es de cero hasta 300 m. y unos 300 m. en el NE. Se admite una edad Arenig. En otras partes se denomina al equivalente de esta formación Cuarcitas Armoricanas, o Cuarcitas con Cruziana (MATTE, 1968), «Quartzitfolge» (RIEMER,



1963). Corresponde también con las capas del Eo («Eo-Schichten») de JARITZ y WALTER (1970), y claramente con su facies de los Cabos de la «Obere klatische Serie».

### 2.6. FORMACION EUFEMIA

A poca distancia al S de nuestra zona se presenta en la carretera de Folgoso a Quiroga un corte de esta formación en la cercanía de la aldea de Santa Eufemia. Sin embargo, la secuencia se encuentra invertida por debajo de las cuarcitas de Trapa en el flanco invertido del pliegue del Caurel. Se trata de una secuencia pelítica, de pizarras azuladas, a veces con colores de meteorización variados. Ordinariamente, se encuentra piritita. Solamente hacia el techo la composición se hace algo más arenosa y pueden presentarse unos lechos delgados de cuarcita. La laguna estratigráfica en el flanco normal que se presenta en el valle del río Lor, al N de Folgoso, cerca de Ferreiros de Abajo, indica erosión de esta formación al principio del Silúrico.

En la parte NE de nuestra zona está constituida nuevamente por pizarras gris-azuladas y gris-oscuros y sin intercalaciones de areniscas blancas. Son típicas concreciones de fangolita elipsoidales como consecuencia de la compresión, incluyendo muchas veces piritita en su núcleo. No hemos encontrado fósiles. La base está aflorando en el Km. 20,7 de la carretera Becerreá-Navia de Suarna. Dos galerías muestran lechos grafitosos negros.

Las pizarras de Eufemia no tienen mucha resistencia a la meteorización. Donde se encuentran en el núcleo de un sinclinal entre dos flancos de cuarcitas de Trapa forman una depresión entre sierras.

El espesor en la sierra del Caurel está entre los 200 y 300 metros y en la parte NE de nuestra zona alcanza unos 300 metros. Según la mayor parte de los autores la edad es Llandeilo, fundada en la presencia de Didymograptus encontrado en otro lugar. La Formación Eufemia es equivalente a las pizarras azuladas («Schistes bleutés à Calymene Tristani») de la sierra del Caurel oriental (MATTE, 1968) y los esquistos «Untere Ordogot» de RIEMER (1963), quien los atribuyó a una edad Llanvirn-Llandeilo. La Formación Eufemia corresponde a la Formación Luarca en Asturias, o tal vez a una parte de esta formación.

### 2.7. FORMACION VILLAMOR

Inmediatamente al S de la zona cubierta por nuestro mapa se encuentra encima de las pizarras de Eufemia una caliza cristalina blanca acompañada de esquistos ampelíticos negros. Se hallan no solamente en la cercanía de Villamor —de donde deriva su nombre—, en el valle del río Lor, fuera de nuestro mapa, con una potencia de cero hasta 40 metros (SITTER), pero también en el arroyo cerca del pueblo de Folgoso, al E de la cota 816 m. de Salqueiro, al S de Folgoso (MARIJNISSEN), en la Ferrería al S de Parada dos Montes (SITTER), y cerca de la aldea de Outara, SO de Cruz de Incio, donde el espesor de la secuencia puede alcanzar los 100 metros (VAN WIJLAND).

Dentro de la zona del mapa se encuentran dos pequeños afloramientos de caliza en la curva de la carretera, cerca de Ferreiro de Abajo. RIEMER (1963) describió una formación equivalente en el Barco, atribuyéndola a una edad Ashgill. MATTE (1968) se refiere a estas calizas como «calizas arrecifales del Ashgill». No hemos encontrado fósiles.

### 2.8. FORMACION FOLGOSO

#### 2.8.1. Discordancia silúrica y los sedimentos acompañantes

Una discordancia relativamente importante se pone de manifiesto en el corte del río Lor (fig. 1), que se puede seguir hasta los alrededores de Incio. La fuente ferruginosa del balneario de Incio tiene su origen en el plano de esta discordancia. La erosión alejó un corte de quizá 600 a 800 metros de sedimentos hasta las pizarras de Carballal.

El siguiente ciclo sedimentario desborda así una superficie compuesta por diferentes formaciones: al S de Incio-Carballal y en el valle del Lor unas capas de cuarcita que tal vez representan ya la Formación Trapa, pero que hemos indicado en el mapa todavía como Carballal. En el flanco inverso del pliegue del Caurel, al S de Incio, en la sierra del monte Sapeira (842 m.) hacia la Legua (1.304 m.), la Formación Trapa parece completa, de modo que solamente faltan las pizarras de Eufemia.

En este plano de transgresión se encuentra de cuando en cuando un banco de unos metros de

areniscas grises, a veces ferruginosas o brechosas, que no llevan nombre local. Están bien desarrolladas en la sierra del monte Sapeira-Legua, mencionada arriba.

Luego, tenemos que suponer la existencia de una zona alta al principio del Silúrico, coincidiendo en su mayor parte con el alto Eocámbrico de Incio.

### 2.8.2. Descripción

El nuevo ciclo comienza con una secuencia de sedimentos de carácter típicamente euxínico. Se trata de esquistos negros con cloritoide y carbón y en general con abundante piritita. Tienen colores de meteorización amarillos hasta pardo-rojo de herrumbre. El contenido en carbón es suficiente para tizar las manos. Se encuentran también ampelitas. Raramente hemos notado alguna capa de pocos metros de cuarcita en el afloramiento de nuestro estratotipo a lo largo de la carretera entre Folgoso y Ferreiros de Abajo.

Los esquistos están intensamente afectados por crenulación como consecuencia de encontrarse en el núcleo del sinclinal subyacente al pliegue recumbente del Caurel. Los señores A. HUERGA RODRÍGUEZ y A. FERRAGNE nos indicaron un sitio donde se encontraron graptolitos cerca de Ferreiros de Abajo y no muy lejos de la base de la formación. Encontramos los mismos graptolitos en el valle del río Cabe, arriba de Herrería de Incio, entre Airela y Rajoa (D 20), también hacia la base. El estado metamórfico no permitía una determinación específica.

Bajo el microscopio la matriz de sericita, clorita, muscovita, poco cuarzo y minerales opacos contiene una abundancia de porfiroblastos de cloritoide generalmente en gavillas. Un polvo denso de grafito oscurece las láminas delgadas (HK 44, HK 50).

La facies es muy interesante y suponemos que el depósito original representa un fango bituminoso, cuya sustancia orgánica ha sido metamorfizada extremadamente. Se menciona una edad silúrica, Wenlock-Ludlow. Recordamos que pizarras del Gothlándico son roca madre de petróleo en Argelia, Africa del norte (ORTYNSKI et al., 1959; TISSOT y WELTE, 1978, p. 198, 199).

No fue posible determinar el espesor y suponemos que es de unos miles de metros en el corte

del río Lor. RIEMER (1963) describió esta formación bajo el nombre de Esquistos Ordogot Superiores («Obere Ordogot Schiefer»).

### 2.9. ROCAS MAGMATICAS

Son poco comunes en la zona estudiada. Las encontramos solamente en algunos sitios raros.

En primer lugar tenemos que mencionar *el granito de Sarriá*. El límite O de nuestra área toca la extremidad E de su afloramiento. No hemos estudiado la composición y nos referimos a CAPDEVILA (1961) tratando de la composición, el origen y el emplazamiento.

En el valle del Lor se encuentra un dique o una capa intrusiva en el límite de las Formaciones Vegadeo y Carballal (fig. 1). Su color de meteorización es gris-amarillento y la roca reacciona ligeramente con CIH. Así, se confunde fácilmente con una dolomía. Se trata de una *porfirita traquítica* masiva gris oscura con pequeños fenocristales y fractura concoidea (HK 29, RB-R 12). Bajo el microscopio se observan restos de fenocristales grandes de piroxenos, alterados en epidota y clorita, y plagioclasas básicas zonales, que dan a la roca su textura traquítica. La matriz está constituida por biotita, plagioclasa básica alterada en carbonatos, clorita, epidota, etc.

Encontramos dos diferentes clases de rocas filonianas en la cercanía de la aldea de Otero, a poca distancia de la falla de Folgoso-Fonteformosa y SE de Rubiales. El primer tipo, una *dolerita olivínica* con estructura ofítica (HDR 92), se halla unos centenares de metros al N de la falla y corre paralelamente a la estratificación. La plagioclasa básica ha sido alterada en calcita, y la olivina, serpentizada. Posiblemente se presenta pigeonita o un piroxeno rojizo. El segundo tipo se encuentra al S de la falla mencionada cerca de Capoloso Bajo (SSE de Otero) en bloques grandes sueltos dispersos sobre una superficie de unos 100 metros cuadrados. Se trata de un pórfiro de cuarzo con color claro, una textura porfirica con fenocristales hasta 5 mm. de diámetro. Los últimos son cuarzo, feldespato blanco y rosado y muscovita. La matriz, afanítica, tiene un color verdoso claro. Agregados de muscovita y clorita representan tal vez augitas descompuestas. Posiblemente también la biotita fue alterada en clorita.

### 2.10. DISCUSION

El carácter miogeosinclinal durante el Precámbrico Superior y el Paleozoico Inferior de la zona del Macizo Hespérico, del cual nuestra área forma parte, fue establecido por J. R. PARGA (1970); véase el mapa (anexo 1).

Durante el Precámbrico superior se encontró un umbral al O de nuestra zona, donde rocas volcánico-detriticas, porfiroides, de la Formación «Ollo de Sapo» fueron depositadas, lo cual no ocurre en nuestro miogeosinclinal. En su lugar encontramos una secuencia potente de sedimentos pelíticos y grauváquicos de la Formación Villalba. Las dos formaciones nunca fueron encontradas en contacto. CAPDEVILA (1969) notó una reducción gradual en tamaño de los «ojos» en la Formación «Ollo de Sapo» hacia arriba y de O hacia E. En la Formación Villalba encontró ciertas arcosas o meta-grauvacas con feldespatos probablemente derivados del mismo origen granítico en el oeste. En conclusión, estas formaciones representan dos diferentes desarrollos de facies: la de Villalba depositada más lejos en alta mar que la parte superior del «Ollo de Sapo».

La idea de un ambiente sedimentario con aporte de material detrítico desde un geoanticlinal en el O, haciéndose progresivamente más pelítico hacia el E constituye una hipótesis de trabajo muy útil. El carácter monótono de la Formación Villalba, su distribución, la naturaleza pelítica con alternancias finas de arcosa limosa o grauváquica, indica una sedimentación en aguas tranquilas y relativamente profundas de alta mar. Sin embargo, la observación hecha en la sierra de Edramo, cerca de Samos, sobre los esquistos que se presentan más oscuros y más ricos en grafito hacia el techo de la formación, implica un aumento de vegetación, tal vez de algas, posiblemente como consecuencia de disminución de la profundidad del mar. Así se destaca ya una tendencia regresiva.

Además, algunas capas de cuarcita fueron depositadas ya antes de terminarse la sedimentación Villalba, como precursoras de un cambio de circunstancias.

En el «hinterland», al O de la región estudiada se sitúan capas cámbrico-ordovícicas con laguna del Eocámbrico y Cámbrico inferior encima de la Formación «Ollo de Sapo». Por eso se concluye que existía una zona continental levantada durante

el Cámbrico inferior, posiblemente ya desde el fin del Precámbrico. Comprobamos que desde el principio de la edad del Cándana se depositó una gran cantidad de material arenoso en gran parte de nuestra zona, como si se hubiera formado de repente un retropais más cerca que durante los tiempos anteriores, que sirvió de origen del detrito.

En las cercanías de Incio, en el valle superior de Lózara y en ciertos lugares del anticlinal de la Faba, la formación de cuarcitas inferiores de Cándana falta o no se observa su presencia. Esta situación indicaría una discordancia entre el grupo de Cándana y la Formación Villalba. Sin embargo, estudiando la transición en el campo así como al microscopio, ésta parecía tan gradual que llegamos a la conclusión de que no se trata de una emersión de alguna significación. Se explica esta situación por una sedimentación muy reducida, tal vez de unos metros, y de clastos más finos limosos de las cuarcitas inferiores (fig. 2) o por la presencia de muchas diastemas, o por ambas cosas. Nos figuramos que el material detrítico de las cuarcitas inferiores se amontonó al SE, E y NE de una elevación poco marcada, alrededor de la región de Incio (fig. 16).

Durante la edad siguiente, el tamaño del material detrítico disminuyó en general y limolitas y arcillas llegaron sobre todo a nuestra zona, mientras el ambiente favorecía una deposición carbonatada, vegetación de algas, biohermos de estromatolitos, etcétera. Así, la formación de esquistos de Cándana señala un regreso, tal vez de una importancia limitada, de condiciones transgresivas, correspondiendo posiblemente con una interrupción de la elevación del retropais.

Describiendo arriba los nódulos de esparita en las calizas de algas de Cándana, hemos sugerido la existencia previa de evaporitas. En consecuencia, uno tiene que concluir que existían condiciones de emersión en el alto de Incio. Tal vez se presentaron de cuando en cuando lagunas entre las mallas de algas que fueron separadas del mar.

Con una evaporación entera o parcial, ciertos sulfatos o carbonatos pudieron precipitarse. Las aguas de estas lagunas saladas se agitaron probablemente de cuando en cuando. Así, láminas o lechos del precipitado o del sedimento pudieron formar corrugaciones (fig. 6), bolas o concreciones. Recordamos el depósito de magnesia de 14 m. de

potencia en los esquistos de Cándana, al S de Oural y no muy lejos, fuera de nuestra área, que se explique como depósito de evaporita (GUILLOU, 1970). Una laminación oscura que se observa de cuando en cuando en la masa mineral recristalizada hace pensar en mallas de algas (Dz 10). La recristalización está de acuerdo con el ambiente metamórfico mesozonal. La procedencia del magnesio es desconocida. Un origen sedimentario (LESKO, 1972) significaría la procedencia de serpentinas u otras rocas ricas en Mg del retropais. Rocas magmáticas básicas afloran hoy día en una distancia de 50 km al O y NO. Esta distancia ha sido claramente más grande antes de la Orogenia Hercínica. De todos modos parece probable que un ambiente evaporítico, con emersión tal vez poco

importante y condiciones subaéreas, se presentaron de cuando en cuando en el alto de Incio durante la edad de los esquistos de Cándana.

Las cuarcitas superiores de Cándana representan el principio del segundo semiciclo y otra fase regresiva con desarrollo de potentes paquetes de detrito. También cubrieron el alto de Incio, donde se reconoce todavía una sedimentación más arenosa encima de los esquistos de Cándana, aunque con espesor reducido.

Condiciones transgresivas vuelven nuevamente con la Formación Vegadeo s. I. Al principio, pizarras negras, tal vez ricas en materia orgánica, son depositadas en bajas aportaciones del detrito arenoso de la edad precedente. Luego, se depositan limolitas y pizarras limosas, arenosas o margosas con alternancias de capas de caliza. Durante la segunda mitad de esta edad una sedimentación carbonatada prevaleció en gran parte de nuestra zona. Anteriormente describimos estructuras como orlas arrecifales junto al borde del alto de Incio, plataformas de carbonatos y canales de marea. Encontramos también calizas de mallas de algas con nódulos de carbonato (Linares; G-1) muy parecidas a las calizas de Cándana en el alto de Incio. En la Formación Láncara, en León, equivalente a nuestra Formación Vegadeo, VAN DER MEER MOHR (1969) (fig. 16) encontró en el miembro de dolomía pseudomorfo de dolomita como yeso y texturas parecidas a aquéllas, que son corrientes en evaporitas. Estas indicaciones nos reafirman en nuestra hipótesis de condiciones favorables para la generación de evaporitas en nuestra área durante el Cámbrico inferior.

En la parte axial del miogeosinclinal —en alta mar— continuó una sedimentación detrítica. Las isopacas de las Formaciones Cándana y Vegadeo s. I. juntas (fig. 16) ilustran la posición del techo de la Formación Villalba al principio del Cámbrico medio. VAN WILAND estimaba el espesor de estas formaciones en las cercanías de Cruz de Incio de 600 a 700 metros. Las potencias indicadas en el NE del área están sin duda exageradas como consecuencia de un plegamiento parásito. De todos modos, la combinación de las figuras 13 y 16 demuestran las condiciones pertenecientes a esta parte del flanco miogeosinclinal.

El límite entre la Formación Vegadeo y la suprayacente de Carballal parece generalmente concordante. Un mar de poca profundidad se hizo más

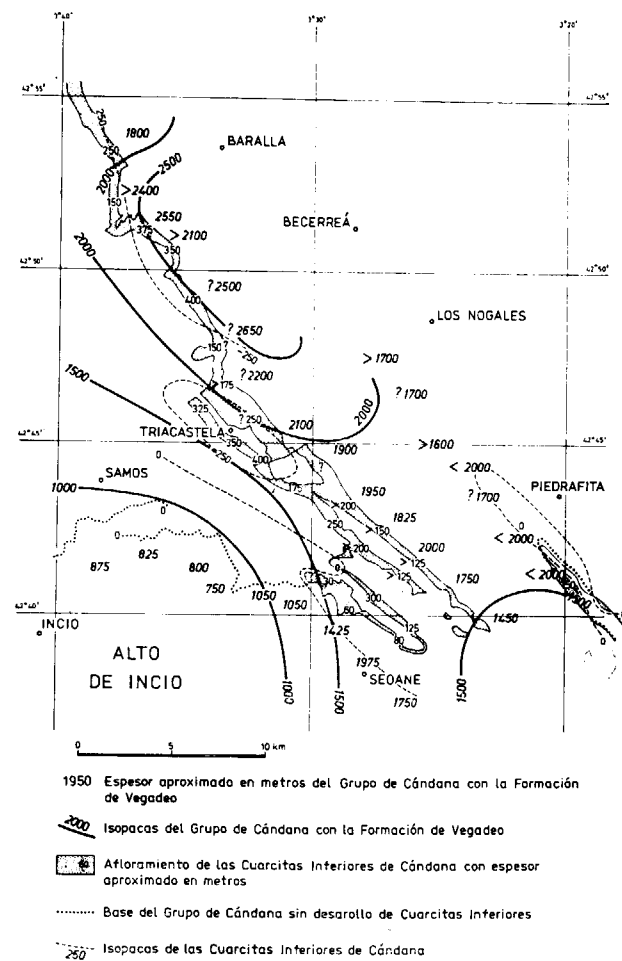


Figura 16.—El flanco SO del miogeosinclinal asturoccidental-leonés durante el Eocámbrico y el Cámbrico Inferior, con la distribución de las cuarcitas inferiores de Cándana.

profundo. Ponemos en duda si esto también se aplica a las cercanías de Incio, donde probablemente una emersión ocurrió en la edad de Vegadeo. Sin embargo, no encontramos una laguna significativa en nuestra área.

Hasta aquí el material detrítico de la zona estudiada tiene su origen en un área fuente en el O. Esta procedencia es relativamente local, lo mismo que el aporte del E en el parte oriental del miogeosinclinal, donde el Cámbrico inferior es transgresivo sobre un Precámbrico plegado.

Desde el Cámbrico medio nuestro dominio fue cubierto de una secuencia muy potente de sedimentos de tipo flysch, depositados en aguas más profundas. El aporte de estos sedimentos, pertenecientes al grupo de los Cabos, viene de una área fuente lejana considerando la gran potencia, su extensión y su carácter pelítico monótono. Los sedimentos llegaron a cubrir hasta el «Ollo de Sapo» precámbrico aflorando en el umbral en el O. Por supuesto, un área fuente occidental de alguna significación parece también en nuestra zona prácticamente excluida. JARITZ y WALTER (1970) demostraron un aporte del E para los sedimentos del grupo de los Cabos, suponiendo una facies batial para sus esquistos de Villamea, correspondientes con nuestros esquistos de Carballal. Su corte reconstruido, plancha 57 B, es muy ilustrativo en este aspecto. Nuestras cuarcitas de Trapa, conforme a su facies de los Cabos, corresponden, según JARITZ y WALTER, con una disminución de la profundidad del mar durante la edad Arenig. Esta facies sublitoral en el O de Asturias se extendió como unos 100 km más hacia el O. Suponemos que allí también corrientes de turbidez contribuyeron esencialmente a la distribución de los depósitos masivos y continuos sobre las grandes distancias y superficies.

A esta secuencia de Trapa-los Cabos sigue la secuencia más fina y tal vez transgresiva de Eufemia, comparable a la Formación Luarca en el O de Asturias.

Queremos terminar este capítulo estratigráfico con una observación general. La enorme cantidad de material casi exclusivamente detrítico que rellena el miogeosinclinal asturoccidental-leonés durante más de 200 millones de años atrae la atención e indica una erosión fuerte y libre de tierra firme, casi aplanada, cuando consideramos la finura general de los sedimentos. Las masas de ma-

terial pelítico y arenoso se desplazaron frecuentemente en corrientes de turbidez en el fondo del océano, recorriendo largas distancias y cubriendo vastas superficies en el fondo del mar. Los ejemplos ideales de esta situación son las Formaciones Villalba y Carballal. La erosión fácil y libre es esencialmente la consecuencia de la ausencia de plantas terrestres.

### 3. LAS ESTRUCTURAS Y SU HISTORIA

Una gran ayuda en el estudio del estilo estructural ha sido, en primer lugar, la presencia de las capas de carbonato de Cándana y de Vegadeo, que pudieron ser cartografiadas sin mucha dificultad. Las diferentes formaciones detríticas, en general, se parecen mucho. Luego una investigación escrupulosa no solamente de estructuras sedimentarias para determinar techo y muro de las capas, sino también la disposición relativa de la inclinación y el clivaje de las capas, contribuyó a la solución de nuestro problema.

La localización de las estructuras principales estuvo muchas veces oscurecida por la abundancia de pliegues parásitos. En general, el clivaje predomina mucho sobre la estratificación.

Después de haber determinado así el cuadro estructural, las fotografías aéreas constituyeron una ayuda para comprobar las observaciones y para seguir elementos estructurales con expresión morfológica, como capas de caliza y especialmente las cuarcitas de la formación de cuarcitas superiores de Cándana. También se reconocieron ciertas fallas.

La interpretación general expresada en los cortes del anexo II está generalizada e idealizada. Contiene una cantidad inevitable de interpretación subjetiva del autor, esperando así conseguir una imagen concisa como base para estudios futuros.

Estudiando el mapa geológico (anexo I) se reconocen tres zonas dirigidas NO-SE, donde afloran preponderantemente las formaciones mencionadas abajo. Cada zona representa un nivel estructural más bajo desde SO hacia NE. Son los siguientes:

- 1) La zona de Lugo-Sarriá, donde afloran esquistos de Villalba con su cobertura de sedimentos.
- 2) La zona de Baralla, compuesta esencialmente por las Formaciones Cándana y Vegadeo.
- 3) La zona de Navia de Suarna, constituida en general por el grupo de los Cabos. De esta zona se estudió solamente una parte limitada.

A continuación describimos las estructuras reconocidas en cada una de las zonas mencionadas. Están indicadas con sus nombres en el anexo III, en el cual hemos trazado todos los datos referentes a la situación estructural para mantener así una disposición clara del mapa geológico. Después se tratarán las fallas y su sistema.

### 3.2. ZONA DE LUGO-SARRIA

Esta zona se corresponde con la inmersión hacia el SE del anticlinorio de Lugo (o de Mondoñedo-Lugo-Sarriá; MATTE, 1968). El afloramiento de los esquistos de Villalba se hace gradualmente más estrecho hacia el SE y desaparece bajo estratos Eocámbricos y Cámbrico-inferiores. Se distinguen cuatro anticlinales invertidos. Los de Teixeira, Oribio y Calderón afloran en los valles de Lor y de Lózara (por ejemplo, corte XIII del anexo II); el cuarto, de Berselos, sale a la luz en el valle del río Neira. El carácter de estos pliegues cambia en la dirección de sus ejes.

#### 3.2.1. Anticlinal de Teixeira

Este pliegue está aflorando claramente en las cercanías del monte Teixeira (1.494 m.) al N de Seoane. Un conspicuo afloramiento de la Formación Villalba marca el núcleo. Se nota imbricación y plegamiento parásito en la carretera de Seoane a Lousada. Suponemos que más al O, y en los alrededores de Samos, los esquistos de Villalba, localizados bajo las capas de Cándana, pertenecen a esta unidad estructural. En general, las cuarcitas inferiores no están o apenas se observan desarrolladas. Las hemos podido cartografiar solamente al SE de la falla de Santalla, como un banco de potencia creciente, englobando el anticlinal y buzando hacia el SE. Se puede observar este buzamiento claramente desde la carretera Seoane-

Hospital (p. ej., entre Lousada y Pacios), en el lado opuesto del valle de Lor. Está acompañado de un deslizamiento de masas rocosas. Más al SE la continuación del anticlinal está marcada por afloramiento de caliza de Cándana y cuarcitas superiores a ambos lados hasta la falla de Folgoso-Fonteformosa (corte XVI).

Al NE del monte Teixeira se encuentra un sinclinal en forma de V (fig. 17) aflorando claramente en el valle de Noceda y Lousada (cortes XIII y XIV), continuando hacia SE, donde el núcleo está compuesto de cuarcitas superiores de Cándana. En la continuación O de este sinclinal se nota la naturaleza cabalgante y los pliegues isoclinales expuestos en los esquistos de Villalba del contrafuerte bajo el punto 1.173 m. en el flanco izquierdo del valle de Lózara y en el frente de Sta. Mariña (fig. 18).

En las fotografías aéreas de la sierra de Oribio, tomadas después de incendios forestales, se puede seguir una zona disturbada ancha de unas centenas de metros en la vertiente sur desde el S de Santa Mariña hacia el collado Boca de Reigosa (1.333 m.). Desde cierta distancia se pueden distinguir en el campo estructuras sinclinales. Suponemos que esta zona señala la continuación del sinclinal entre el pliegue de Teixeira y el siguiente.

#### 3.2.2. Anticlinal de Oribio

El monte Oribio (1.443 m.) expone los esquistos de Villalba en la zona axial del siguiente anticlinal (corte X-c). La estructura buza hacia el SE en el monte Do Pico (1.267 m.) cerca de la aldea de Teixeira. Una capa de cuarcita, cerca del límite superior de los esquistos de Villalba, muestra pliegues parásitos en la cresta del anticlinal. Las cuarcitas inferiores de Cándana están bien desarrolladas en el flanco NE invertido. Hacia el SE la cresta expone cuarcitas inferiores de Cándana (corte XII) hasta la falla de Lousada. Dos testigos de estas cuarcitas, en el fondo del valle superior del Lor, indican todavía su extensión SE.

Se puede seguir también el pliegue y su flanco invertido desde el monte Oribio hacia el NO, más allá del río Sarriá, cerca de Triacastela hasta la aldea de San Gil.

Se reconoce el sinclinal separando el anticlinal de Oribio del siguiente, desde la falla de Folgoso-Fonteformosa en el SE, donde es bastante estrecho

y empinado, siguiéndolo por el valle superior de Lózara, mientras que se invierte gradualmente hacia el puerto (1.234 m.) entre la sierra de Calderón y el seto de Espiñeiro, donde el flanco SO está claramente invertido. El sinclinal está expuesto en el lado NE del monte Oribio. Algunos afloramientos de lechos de caliza indican allí la presencia de la formación de esquistos de Cándana en su núcleo. El sinclinal continúa más allá de Triacastela, hasta que está cortado transversalmente, junto con el anticlinal de Oribio, por la falla de Guilfrey.



Figura 17.—Sinclinal entre los pliegues de Teixeira (izquierda) y de Oribio (derecha) en las cabeceras del Arroyo do Barxa, visto hacia el O. V, esquistos de Villalba. Ci, cuarcitas inferiores. E, esquistos de Cándana. Cal, caliza de Cándana. Fotografía, Dr. F. Koster.

Figura 18.—Sinclinal entre los pliegues de Teixeira y de Oribio aflorando en esquistos de Villalba en la cresta bajo el punto 1.173 m., vista hacia el NO. En el fondo, las casas de Santa Mariña en el lado derecho del valle de Lózara. Fotografía, Dr. F. Koster.

#### 3.2.3. Anticlinal de Calderón

El tercer pliegue se halla en la sierra de Calderón, al O de Fonfría. En el núcleo se encuentran esquistos de Villalba (corte X-c), que afloran cerca de Queixidoiro, en el lado O de la sierra y en la curva en herradura de la carretera de Triacastela al Cebrero, antes de llegar a Filloval. Siguiendo hacia el SE, la estructura presenta una cresta compuesta por cuarcitas inferiores de Cándana. En la parte superior del valle del río Lor el anticlinal está todavía presente en los afloramientos de caliza (corte XVI).

Hacia el NO, el anticlinal está cortado por la falla de Incio-Lamas. Al otro lado el pliegue se encuentra en una posición estructural mucho más bajo. Esta condición está corroborada por la existencia de unas fallas NO-SE rebajando las partes culminantes del pliegue. Así su cresta expone calizas y esquistos de Cándana y el anticlinal parece ya casi invertido (cortes VII, VII y IX).

Esta parte del anticlinal de Calderón coincide con la cuenca topográfica, limitada a su lado NO por el macizo del monte Meda (1.200 m.). En esta montaña los esquistos de Villalba reaparecen bajo una capa de cuarcitas inferiores de Cándana casi horizontal. En el flanco SE de la montaña, cerca de las aldeas de San Gil y de San Pedro do Ermo, los esquistos buzan hacia el SE, lo que demuestra que han sido arrastrados considerablemente hacia abajo y por debajo de la cuenta de Triacastela. Esta zona arrastrada acompaña la falla de Guilfrey. Se puede seguir en las fotografías aéreas en dirección SO hacia el monte Tras Peñas. Allí tuerce al O y NO, hasta que coincide con una línea morfológica marcada, conectando aproximadamente las aldeas de Lousada, Furela y Cima de Vila. Sospechamos que esa línea indica el sinclinal entre los pliegues de Oribio y de Calderón.

El flanco NE del anticlinal de Calderón consiste en capas invertidas de las cuarcitas inferiores de calizas y esquistos de Cándana. En la parte SE de la zona estudiada se corresponden claramente con el flanco del sinclinal de Linares. Allí no hay ninguna indicación de que existen todavía pliegues adicionales hasta el fondo del sinclinal (p. ej., corte XII). Sin embargo, en el rincón NO de la zona estudiada se encuentra un flanco invertido con capas de Cándana bajo esquistos de Villalba. Estas capas se hallan no solamente en el lado SE del monte Meda —donde el arrastre ha oscurecido



y empinado, siguiéndolo por el valle superior de Lózara, mientras que se invierte gradualmente hacia el puerto (1.234 m.) entre la sierra de Calderón y el seto de Espiñeiro, donde el flanco SO está claramente invertido. El sinclinal está expuesto en el lado NE del monte Oribio. Algunos afloramientos de lechos de caliza indican allí la presencia de la formación de esquistos de Cándana en su núcleo. El sinclinal continúa más allá de Triacastela, hasta que está cortado transversalmente, junto con el anticlinal de Oribio, por la falla de Guilfrey.

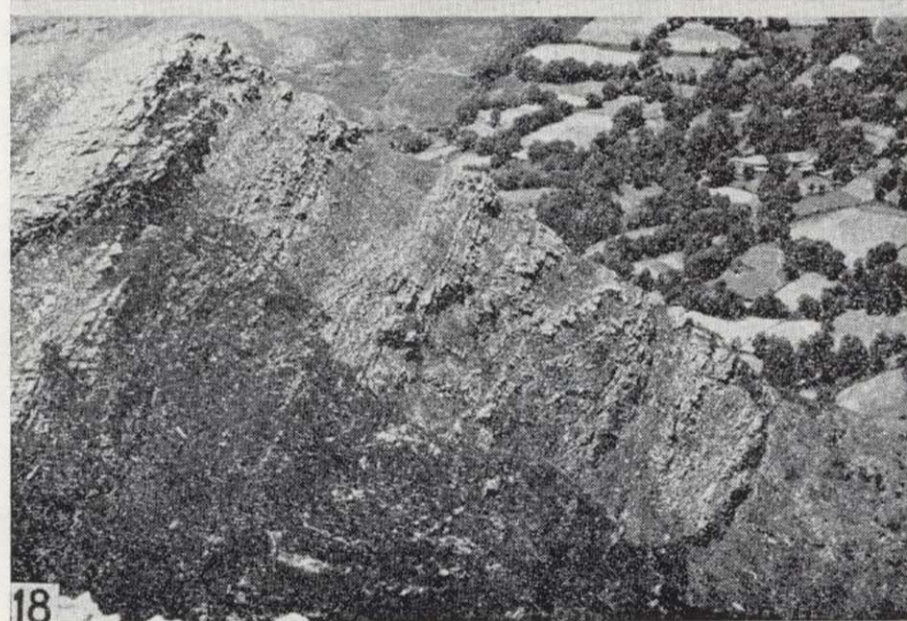
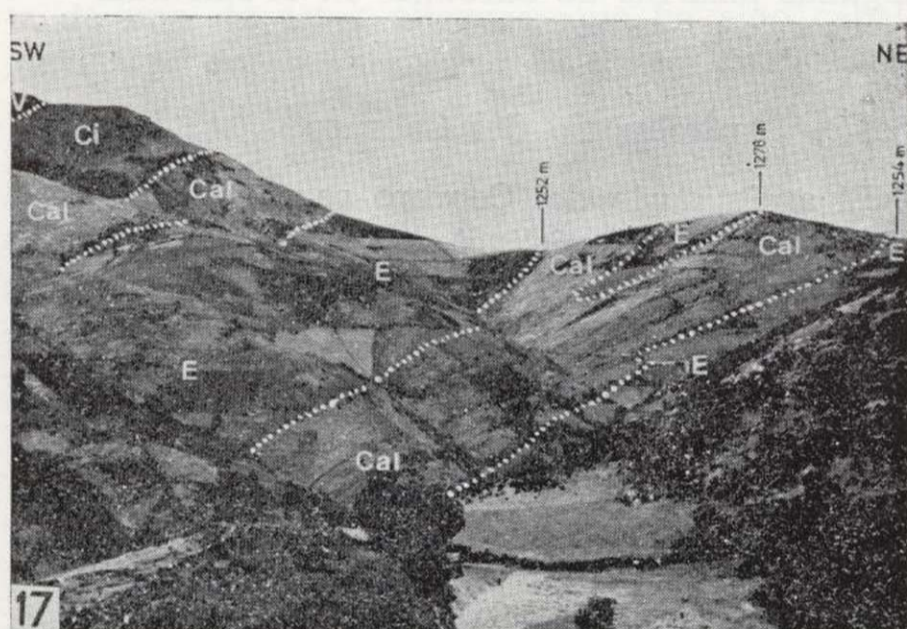


Figura 17.—Sinclinal entre los pliegues de Teixeira (izquierda) y de Oribio (derecha) en las cabeceras del Arroyo do Barxa, visto hacia el O. V, esquistos de Villalba. Ci, cuarcitas inferiores. E, esquistos de Cándana. Cal, caliza de Cándana. Fotografía, Dr. F. Koster.

Figura 18.—Sinclinal entre los pliegues de Teixeira y de Oribio aflorando en esquistos de Villalba en la cresta bajo el punto 1.173 m., vista hacia el NO. En el fondo, las casas de Santa Mariña en el lado derecho del valle de Lózara. Fotografía, Dr. F. Koster.

### 3.2.3. Anticlinal de Calderón

El tercer pliegue se halla en la sierra de Calderón, al O de Fonfría. En el núcleo se encuentran esquistos de Villalba (corte X-c), que afloran cerca de Queixidoiro, en el lado O de la sierra y en la curva en herradura de la carretera de Triacastela al Cebrero, antes de llegar a Filloval. Siguiendo hacia el SE, la estructura presenta una cresta compuesta por cuarcitas inferiores de Cándana. En la parte superior del valle del río Lor el anticlinal está todavía presente en los afloramientos de caliza (corte XVI).

Hacia el NO, el anticlinal está cortado por la falla de Incio-Lamas. Al otro lado el pliegue se encuentra en una posición estructural mucho más bajo. Esta condición está corroborada por la existencia de unas fallas NO-SE rebajando las partes culminantes del pliegue. Así su cresta expone calizas y esquistos de Cándana y el anticlinal parece ya casi invertido (cortes VII, VII y IX).

Esta parte del anticlinal de Calderón coincide con la cuenca topográfica, limitada a su lado NO por el macizo del monte Meda (1.200 m.). En esta montaña los esquistos de Villalba reaparecen bajo una capa de cuarcitas inferiores de Cándana casi horizontal. En el flanco SE de la montaña, cerca de las aldeas de San Gil y de San Pedro do Ermo, los esquistos buzan hacia el SE, lo que demuestra que han sido arrastrados considerablemente hacia abajo y por debajo de la cuenta de Triacastela. Esta zona arrastrada acompaña la falla de Guilfrey. Se puede seguir en las fotografías aéreas en dirección SO hacia el monte Tras Peñas. Allí tuerce al O y NO, hasta que coincide con una línea morfológica marcada, conectando aproximadamente las aldeas de Lousada, Furela y Cima de Vila. Sospechamos que esa línea indica el sinclinal entre los pliegues de Oribio y de Calderón.

El flanco NE del anticlinal de Calderón consiste en capas invertidas de las cuarcitas inferiores de calizas y esquistos de Cándana. En la parte SE de la zona estudiada se corresponden claramente con el flanco del sinclinal de Linares. Allí no hay ninguna indicación de que existen todavía pliegues adicionales hasta el fondo del sinclinal (p. ej., corte XII). Sin embargo, en el rincón NO de la zona estudiada se encuentra un flanco invertido con capas de Cándana bajo esquistos de Villalba. Estas capas se hallan no solamente en el lado SE del monte Meda —donde el arrastre ha oscurecido

parcialmente esta situación—, sino también muy claramente en el valle del río Neira, cerca de las aldeas de Acibido y San Andrés. Estas capas de Cándana forman parte de un sinclinal invertido relacionado con un anticlinal subyacente.

### 3.2.4. Anticlinal de Berselos

No muy lejos del lugar mencionado, en el lado izquierdo del valle del río Neira, se puede reconocer en los esquistos de Cándana, de la ensillada de Castro de Berselos (corte II), una estructura que desaparece hacia el SE, no lejos de la aldea. Al NO la estructura está cortada por la falla de Vilasantán. El arrastre SE que se nota en los esquistos de Villalba, al otro lado de la falla en el monte Illoa (624 m.), cerca de Vilasantán, demuestra que el labio NO de la falla ha sido levantado. Así, los esquistos de Villalba, al N del río Neira, buzando hacia el E, se corresponden con el flanco SO invertido del anticlinal de Berselos. También se nota que la esquistosidad buza con un ángulo inferior que la estratificación hacia el NE (cortes I y II).

La observación que la parte superior de los esquistos de Villalba, al NO del río Neira, representa el flanco SO de un pliegue invertido indica un problema abierto: su relación estructural con el sinclinal muy ancho y normal en las cuarcitas superiores de Cándana, situado a poca distancia al NE.

## 3.3. ZONA DE BARALLA

Se reconoce en frente del anticlinorio de Lugo un escalón estructural más bajo. Este escalón está compuesto por el sinclinatorio de Linares y un haz de anticlinales que se reúnen en el anticlinorio del Cebrero. Las Formaciones Cándana y Vegadeo afloran preponderantemente, mientras que afloramientos estrechos o limitados de Villalba o de Carballal indican los elementos más elevados o más hondos.

### 3.3.1. Sinclinatorio de Linares

Como ya indicamos, este sinclinatorio tiene al N del río Neira la forma de un sinclinal muy ancho o de una cuenca poco profunda (cortes I, II y III). Siguiendo esta estructura hacia el SE, se hace progresivamente más hondo y más estrecho hasta

que se desarrollan como consecuencia de la compresión unos pliegues que además se invierten. La presencia de pliegues secundarios se deduce, por ejemplo, del plegamiento de capas de caliza rodeados de pizarras de Carballal, lo que sucede al SO de la aldea de Temple y más al SE en el sinclinal de Linares. Se observa claramente un pliegue secundario al S del collado de Reteiseira, NO de Nullán. Al SE de la falla del Poyo el flanco invertido SO del sinclinal se endereza (cortes XV, XVI); además, el eje sube desde el corte IX hacia el SE. Esta situación es contraria al buzamiento de los anticlinales del alto de Lugo-Sarriá en la misma dirección. Por fin, afloran solamente algunas pizarras de Carballal en el sinclinal.

### 3.3.2. Anticlinorio del Cebrero

El anticlinorio del Cebrero se constituye en el N de un haz de anticlinales aflorando todos en las cuarcitas superiores de Cándana. La presencia de pliegues secundarios complica la situación. Hacia el SE el haz de pliegues se hace progresivamente más estrecho, mientras que dos pliegues se destacan. En Cebrero queda nada más que un pliegue: el anticlinal de La Faba. Su eje sube hacia el SE, donde culmina exponiendo esquistos de Villalba.

#### 3.3.2.1. Anticlinal de La Faba

Como se ha indicado anteriormente, encontramos esquistos de Villalba en un afloramiento estrecho en el núcleo de este anticlinal, en el arroyo de Porcis, SO de la aldea de La Faba. Allí se observa también un lecho arrugado de cuarcita en la parte superior de la Formación Villalba (FLINK), lo que ilustra el carácter muy comprimido de esta estructura. Encima de este afloramiento se notan las cuarcitas inferiores de Cándana en la peña de Haiga (1.100 m.). Siguiendo el anticlinal hacia el NO se nota que las casas del Cebrero están construidas sobre las cuarcitas superiores de Cándana. Más hacia el NO, los esquistos de Cándana presentan un testigo ancho y conspicuo bajo estas cuarcitas (GILISSEN). La forma de la estructura se ensancha. Muy probablemente unos pliegues casi isoclinales existen en el núcleo, como indican los afloramientos de lechos muy inclinados de caliza. Se observa el estilo tectónico del testigo al O de la aldea de Fojos, donde se encuentran capas de caliza y cuarcita en pliegues isoclinales

verticales bajo una bóveda más suave de cuarcitas superiores (GILISSEN). Es lástima que la base de las cuarcitas superiores está mal o no expuesta. Se observan también fenómenos parecidos en otros lugares. Lo que parece un plegamiento disarmónico local en ambos lados de esta intercara se explica tal vez por la diferencia de viscosidad o de competencia entre la secuencia bien estratificada de calizas y esquistos de la formación de esquistos de Cándana y la composición más homogénea de las cuarcitas superiores.

Se presentan también pliegues secundarios en los flancos de este anticlinal mayor, como en la vecindad de Rubiales. En la mina se nota la cresta de uno de estos pliegues, que ha sido cabalgado algo de su substrato. El plano de cabalgamiento aflora también en la superficie, donde desplaza tanto el anticlinal secundario de Rubiales como el sinclinal de Acibo (GILISSEN, DEN ROOYEN, corte XVI). Además, muchos pliegues más estrechos y limitados, de carácter parásito, se superponen todavía.

#### 3.3.2.2. Anticlinales de Medorra y de Penediños Pardos

El anticlinal de La Faba, ensanchándose hacia el NO, se ramifica en dos anticlinales más o menos paralelos. La serie de estructuras más al SO se pone en evidencia por un testigo limitado de esquistos de Cándana cerca de Pedriña. Un par de lechos de cuarcita de la formación de cuarcitas superiores aflorando dos veces demuestra la presencia de un sinclinal entre este anticlinal de Medorra y el siguiente al NE de Quintá (DEN ROOYEN). Se traza aproximadamente el eje de aquel anticlinal por la asimetría de las capas resistentes de cuarcita en los pliegues parásitos de ambos flancos, por ejemplo, en los alrededores del monte Rastradoira y monte Medorra (938 m.).

No hemos podido encontrar la prueba de un testigo de la formación de esquistos de Cándana en el valle del río Boullón. Más al N pudimos proseguir el pliegue, su eje, pasando unos 200 ó 300 metros al SO de la estación de triangulación Villadicente (1.038 m.). Más allá de la falla de Mao la estructura buza claramente hacia el NO, lo que se observa al E de Fonte do Lobo y alrededor de Freijo y Tortes, donde una parte del anticlinal está compuesta de capas de la Formación Vegadeo (VAN BRAKEL). Por consiguiente, parece como si el an-

ticlinal de Medorra se pierde casi en el flanco del anticlinal de Quintá.

Sin embargo, el mismo rumbo del anticlinal se presenta al otro lado de la falla de Guilfrey. En el monte Pena (1.128 m.) se reconocen dos anticlinales que pueden trazarse en las fotografías aéreas. El más importante sigue desde el lado NE del monte Pena, por la cresta de Penediños Pardos. Está claramente expuesto entre el km. 477 y el kilómetro 478 de la carretera N-VI, al E de Baralla; desde aquí sigue más lejos hacia el NO. El otro anticlinal buza desde un lugar O de la cima del monte Pena (1.128 m.) y se pierde en el flanco de la estructura de Penediños Pardos, antes de llegar a la aldea de Lejocairo.

Pliegues secundarios se observan particularmente en el flanco SO del anticlinorio. Por lo menos se reconoce una secuencia de pliegues por toda la extensión del área estudiada y aflorando siempre en capas de la Formación Vegadeo. Anteriormente ya hemos mencionado el anticlinal de Rubiales. Cerca de Sigürey una cantidad de calizas con plegamiento parásito indican una zona crestal. Más hacia el N el anticlinal de Mazaille expone cuarcitas superiores de Cándana en su núcleo. En todos estos casos no se trata necesariamente de una sola estructura ininterrumpida, posiblemente se relevan.

#### 3.3.2.3. Anticlinales de Quintá y Penedón

Regresando a la extremidad N del anticlinal de La Faba se nota una segunda serie de pliegues ramificándose poco más al NE. La serie sigue en una distancia considerable hacia el NO, probablemente fuera de la región cartografiada. En el núcleo del pliegue de Quintá afloran los esquistos de Cándana y de cuando en cuando se observan láminas o capas de caliza intercaladas; por ejemplo, cerca de Silvela, al S (DEN ROOYEN), y en el valle del río Boullón (DIJKSTRA). Más al NO de este lugar el testigo de esquistos de Cándana desaparece bajo cuarcitas superiores de Cándana. Se traza la continuación del pliegue siguiendo las repisas de cuarcita, que indican también un buzamiento hacia el NO en el valle del reguero Ferreiros y el Cerro (862 m.) antes de llegar a la falla de Guilfrey (VAN BRAKEL).

Al otro lado de esta falla se presenta un anticlinal en la misma dirección que coincide con

la sierra de Pena Mayor (1.094 m.) al O del pueblo de Becerreá (VAN HENGSTUM). Lechos y capas de cuarcita en los flancos siguen hacia la sierra de Penedón (841 m.), que coincide otra vez con la cresta del pliegue. Aflora claramente en el valle del río Neira, abajo del puente de Carracedo (VAN REES). Desde aquí parece que buza al N. Según las fotografías aéreas, el pliegue está posiblemente reemplazado en escalonamiento por otro.

La zona crestral del anticlinorio del Cebrero está plegado más intensamente que aquí se ha descrito. La compresión causó sin duda muchos más pliegues secundarios o parásitos y una potencia exagerada de la formación de cuarcitas superiores de Cándana. Tal vez existe una tercera serie de pliegues, por lo menos al N de la falla de Guilfrey. Es posible que se corresponda con el anticlinal aflorando en una capa de cuarcita en la carretera N-VI, cerca del Caserío Retorta (km. 476,5).

El flanco E del anticlinorio tiene, en general, una inclinación fuerte y a veces hasta se encuentra invertido. A pesar de esto se reconoce la presencia de pliegues secundarios en la Formación Vegadeo; por ejemplo, el anticlinal de Buantín, entre los pueblos de Nogales y Piedrafita, y otro cerca de Cruzal, al SE de Becerreá. Existen sin duda otros anticlinales semejantes. Este flanco, largo y derecho, lleva hasta un escalón estructural inferior.

#### 3.4. ZONA DE NAVIA DE SUARNA

Esta zona es mucho más ancha que la precedente y su base más profunda, puesto que esencialmente afloran allí formaciones pertenecientes al grupo de los Cabos. VAN HENGSTUM cartografió solamente un área limitada al N y E de Becerreá, mientras que la zona se extiende mucho más lejos al E, justo más allá del pueblo de Navia de Suarna. En la parte estudiada ya se ven varios anticlinales y sinclinales.

##### 3.4.1. Sinclinal de Sarceada

Este sinclinal es el primer fenómeno estructural. Su zona axial se corresponde con una larga depresión en la topografía, causada por la presencia de pizarras de Eufemia entre dos crestas com-

puestas por cuarcitas resistentes de Trapa. Cerca del km. 4,5, en la carretera de Becerreá a Navia, se presenta todavía un corte estrecho de pizarras de Eufemia, pero al S del río Navia no se encuentran más. Sin embargo, la estructura sinclinal tiene que seguir hacia el SE en las capas de Trapa, donde parece perder mucho de su importancia.

##### 3.4.2. Anticlinal de Castrolanzán

Al NE del sinclinal mencionado anteriormente sigue un anticlinal que pasa por la aldea de Castrolanzán. Las pizarras de Carballal causan otra depresión en el paisaje que se puede seguir por una larga distancia de N a S.

Aproximadamente en el km. 5,5 de la carretera a Navia de Suarna se observa todavía un afloramiento estrecho. El afloramiento indica la extremidad S del núcleo anticlinal. El pliegue expone, según parece, al SE del río Navia, solamente capas de la Formación Trapa. El anticlinal de Castrolanzán representa muy probablemente la extremidad de un pliegue importante en el N, aflorando no muy lejos al NE del pueblo de Meira.

##### 3.4.3. Sinclinal de Calamouco

La siguiente estructura se corresponde otra vez con una depresión morfológica causada por las pizarras de Eufemia en su núcleo. La situación se complica al S de la aldea de Lago. El eje del sinclinal parece ascender hacia el S y la estructura se divide en dos sinclinales estrechos. Además, se tuercen temporalmente hacia el E en las cercanías del monte Calamouco (991 m.) antes de que vuelvan a tomar su rumbo SE. Cuñas de capas de Eufemia, de cuando en cuando con brechas ferruginosas, en la Formación Trapa indican el carácter compuesto de la estructura. Al S del río Navia no se observan más capas pertenecientes a la Formación Eufemia.

Pliegues parásitos se hallan de cuando en cuando en la Formación Trapa (p. ej., SE de Lago y en el monte Calamouco).

##### 3.4.4. Anticlinal de Vilacha Pedrosa

El siguiente fenómeno estructural de importancia es un anticlinal exponiendo capas que perte-

necen muy probablemente a la Formación Vegadeo, como ya hemos visto anteriormente. Se trata de un pliegue ancho que puede seguirse en el campo durante una distancia notable. En las fotografías aéreas se ve que continúa muy probablemente hacia el SE. Aunque es un elemento estructural muy importante, no encuentra expresión en la morfología. Observamos pliegues secundarios por lo menos en el flanco E. Una zona crestral ocurre probablemente en la línea que une los postes del kilómetro 15 y 17 de la carretera en el valle del Navia. La misma estructura se presenta tal vez en el monte Cogema (678 m.) (corte IV).

##### 3.4.5. Sinclinal del río Ser

La última estructura cartografiada es un sinclinal estrecho que coincide con una depresión causada por las pizarras de Eufemia. El río Ser sigue esta depresión antes de unirse al río Navia. En las cuarcitas de Trapa, al SO del río Ser, se notan pliegues parásitos. Probablemente se trata de la continuación meridional del sinclinal de Ribera de Piquín, mencionado por CAPDEVILA (1965).

#### 3.5. EL SISTEMA DE FALLAS

El patrón de las fallas en la región E del anticlinorio de Lugo-Sarriá es relativamente regular y más o menos perpendicular a la dirección de los pliegues. En la zona de Baralla las fallas tuercen hacia el oriente de conformidad con una dirección de cizallamiento. La dirección complementaria NNE es menos frecuente. Resulta que la fracturación está relacionada con una fase tardía del plegamiento, porque en general se pueden seguir los pliegues sin dificultad a través de las fallas.

La mayoría de las fallas son de tipo normal, muy inclinadas y con traslación vertical. El movimiento transversal, donde existe, es de importancia limitada. Generalmente se puede explicar el desplazamiento de los límites de formación a ambos lados por un movimiento vertical.

Existen dos pares de fallas importantes:

- 1) El septentrional, con el labio hundido al SE y la tendencia de torcer hacia el N.
- 2) El meridional, con el labio hundido al NO y tuerce hacia el E.

##### 3.5.1. Fallas septentrionales

Pudimos seguir estas fallas en los esquistos de Villalba solamente en una distancia limitada, lo que no quiere decir que no sigan más lejos en esta formación precámbrica. La falla de Vilasantán tiene en el sinclinal de Linares un rechazo vertical de unas centenas, tal vez 400 metros. Parece que disminuye su importancia en la extensión N del anticlinorio del Cebrero.

La extremidad S de la falla de Guilfrey tuerce hacia el O y se une así posiblemente con el rastro de un sinclinal hipotético separando los pliegues de Oribio y Calderón en la Formación Villalba. Estimamos el rechazo vertical en las cercanías del monte Meda entre 500 y 800 m.; cerca de Guilfrey puede ser casi de 1.000 m. Una estimación, en las cercanías del monte Pena, da un orden de 800 m. El rechazo vertical se reduce hasta 200-300 m. al N del anticlinal de Quintá. En las cercanías de Becerreá se pierde la falla en las capas de Vegadeo.

La falla de Villamane fue reconocida en las fotografías aéreas y se desarrolla desde una curvatura en los pliegues de Castrolanzán, aparentemente con un desplazamiento sinistral del anticlinal de Vilacha Pedrosa. Tal vez existe una relación en profundidad con la falla de Guilfrey, suponiendo que una gran parte de las capas del grupo de los Cabos y la Formación Eufemia han sido dislocadas en forma de flexura en vez de falla. El plano axial del anticlinal de Vilacha Pedrosa está inclinado hacia el SO (cortes IV y V), de modo que se puede explicar el desplazamiento sinistral también como consecuencia de una falla normal con labio SE hundido. Esta última hipótesis sería conforme al desplazamiento por la falla de Guilfrey.

##### 3.5.2. Fallas meridionales

Las dos más importantes fallas meridionales tienen su origen en el núcleo del sinclinal, en el pliegue invertido del Caurel. Sus labios NO y N son hundidos en contraste con las septentrionales. La falla de Incio-Lamas afecta poco al flanco invertido del anticlinal del Caurel, al S de Incio. El rechazo vertical al N de Incio es de unas centenas de metros, pero no más de 500 m. Lo estimamos en unos 200 m. en el flanco N de la sierra de Oribio, donde la falla es claramente visible desde la carretera de Triacastela al Cebrero, cerca de Filloval.

Al NO de la sierra de Calderón el rechazo aumenta hasta 600 ó 800 m. La falla pasa muy cerca de una cantera de cuarcita, no lejos de Lamas, en la carretera indicada, y en este sitio el arrastre de la falla está claramente expuesto. Cerca del sinclinal de Linares el rechazo es todavía 600-800 metros. Pudimos trazar la falla todavía en el sinclinal entre los pliegues de Medorra y Quintá, donde parece terminar.

La *falla de Folgoso-Fonteformosa* es la más importante de todas. Empieza en el valle del río Lor, donde se presenta claramente en el flanco invertido del pliegue del Caurel. Continúa hacia el NE-E a lo largo de la región cartografiada y atraviesa el Valcarce, donde tuerce posiblemente hacia el N en la dirección de Balboa. Como el labio levantado, se encuentra fuera de la zona estudiada; somos incapaces de indicar la cantidad del rechazo, que sin duda es considerable.

Las otras fallas tienen en general un rechazo más limitado. El labio SE de la *falla de Santalla* está hundido. La *falla del Poyo* empieza en el O, con su labio S hundido hasta un punto en la continuación de la falla de Santalla, desde donde el labio S está levantado, teniendo en el sinclinal de Linares un rechazo de más o menos 1.000 m. La falla termina al O del Cebrero, sin afectar al eje del anticlinal de La Faba. Las fallas arqueadas se explican tal vez por un desplazamiento limitado dextral, un desplazamiento que causó en parte el rechazo grande en el sinclinal de Linares.

### 3.6. DISCUSION

Las estructuras de la región se originaron, según MATTE (1968), durante la fase sudética de la Orogénesis Hercínica. No encontramos signos evidentes de una segunda fase orogénica en nuestra área. La compresión progresiva y acortamiento causaron una deformación más o menos continua, resultando pliegues simples, luego secundarios y, finalmente, pliegues todavía más reducidos parásitos. La esquistosidad y clivaje se originaron y se intensificaron al mismo tiempo.

Los pliegues del anticlinorio de Lugo-Sarriá tienen una inclinación axial hacia el SE, mientras que su carácter se pone menos recumbente y menos invertido, pero más estrecho, en esta dirección. La amplitud de los anticlinales disminuye hasta que los pliegues casi se unen en una faja

estrecha poco marcada. Así, un corte de la parte culminante de todo el anticlinorio, en el sur de nuestra región, mide no más que unos 4 ó 5 kilómetros (corte XVI).

El incremento del grado de inversión y de recubrimiento de los pliegues desde el SE hacia el NO es marcado. El anticlinal de Teixeira, en tanto que aflora, es del tipo invertido (cortes XIII y XIV). El anticlinal de Oribio llega a ser casi recumbente desde el flanco N del monte Oribio hacia el NO (corte X-c). El pliegue de Calderón muestra un carácter recumbente desde el monte Meda (corte VI), y el anticlinal de Berselos finalmente lo hace posiblemente sólo desde la falla de Vilasantán al NO. Tal vez este desplazamiento del carácter recumbente está relacionado con el levantamiento del anticlinorio de Lugo-Sarriá en su parte central culminante. La gravedad contribuyó posiblemente a esta condición.

La zona de Baralla representa un escalón estructural inferior en el N con diferentes pliegues superpuestos. El sinclinal de Linares es poco profundo en el N (corte I) y buza hacia el SE haciéndose más profundo y más inclinado hasta que su eje sube cerca de la falla de Incio-Lamas. Allí la compresión ha sido fuerte y aparece un fajo de estructuras secundarias. El anticlinorio del Cebrero se compone de varios pliegues en el N. Sus ejes parecen subir poco a poco desde la falla de Guilfrey hasta que se unen en el anticlinal de La Faba.

Contrario al buzamiento SE del anticlinorio Lugo-Sarriá observamos una salida del anticlinorio del Cebrero en esta dirección, lo que resulta en la desaparición de la diferencia de nivel. Acercándose a la falla de Folgoso-Fonteformosa, también las estructuras se asemejan en carácter (corte XVI).

El anticlinal de Castrolanzán se hace más estrecho y buza hacia el SSE. Al mismo tiempo los ejes de los sinclinales en ambos lados salen en la misma dirección. Estas estructuras se combinan en el SE, fuera de la zona estudiada, en un sinclinal amplio que sigue tal vez saliendo muy gradualmente.

Cuando hemos descrito el testigo de los esquistos de Cándana al NO del Cebrero notamos la disarmonía entre los pliegues de la formación de esquistos de Cándana y la formación de las cuarcitas superiores. El mismo fenómeno juega tam-

bién un papel importante en una escala más grande, notablemente en el NO de nuestra área, entre las estructuras recumbentes del anticlinorio de Lugo-Sarriá en un lado y las estructuras poco profundas en la orilla SO del sinclinal de Linares, como se observa, por ejemplo, en los cortes I hasta el VI. Aquí tenemos que suponer la existencia de una discontinuidad estructural o disarmonía tectónica debajo de la base de las cuarcitas superiores de Cándana a lo largo del flanco SO del sinclinal de Linares. Más al SE dibujamos los cortes suponiendo un contacto relativamente normal entre los esquistos de Cándana y las cuarcitas superiores. Sin embargo, la falta de indicaciones en la superficie por la existencia de una disarmonía tectónica no constituye una prueba para que no existan en el subsuelo pliegues todavía desconocidos pertenecientes al anticlinorio de Lugo-Sarria.

La dirección de los pliegues en el N de la zona de Baralla está N 150° E y en el S alrededor de N 135° E. Se puede explicar este cambio de rumbo tal vez por la compresión más fuerte que se nota en la parte S del área por pequeños movimientos más o menos horizontales a lo largo de las fallas E-O, según el esfuerzo de cizalla. Esta observación necesita naturalmente un estudio más detenido en una región más amplia.

Tenemos la impresión que la generación de las fallas tomó —así como la de los pliegues— una duración significativa. Las fallas septentrionales se originaron tal vez en un estadio del plegamiento más temprano, porque los pliegues muestran de cuando en cuando en ambos lados un desarrollo diferente. Parece que una persistencia de la compresión después de la existencia de las fallas surtió diferentes efectos durante la continuación del plegamiento. Los pliegues del anticlinorio del Cebrero no corresponde siempre en ambos labios de la falla de Guilfrey. Las formaciones resistentes muestran un arrastre considerable en los labios superiores, como por ejemplo la Formación Villalba. Las cuarcitas superiores de Cándana del flanco SO del sinclinal de Linares sufren un doblez hacia el E, al N de las fallas de Vilasantán y Guilfrey. También las cuarcitas superiores de Cándana están invertidas al S de la falla de Vilasantán, en contraste con su posición normal al N (cortes I y II). La observación de que los labios SE están hundidos se relaciona tal vez con la situación general del anticlinorio de Lugo-

Sarriá y su culminación en los alrededores de Lugo.

Posiblemente las fallas afectaron en primer lugar a las formaciones en profundidad, mientras que las formaciones superiores muestran flexuras. Es posible que este sea el caso, como ya dijimos anteriormente, con las fallas de Guilfrey y de Villamane, que faltan en el grupo de los Cabos al NE de Becerreá.

A lo largo de las fallas meridionales se nota, solamente en algunos casos, un arrastre limitado. Además, las estructuras se corresponden generalmente bien de un labio a otro, los afloramientos están simplemente removidos. Así, nos parece que estas fallas se originaron en un estadio orogénico más tardío que las septentrionales. Los pliegues fueron evidentemente más acabados. Tal vez existe una relación con el grado más fuerte de compresión en esta parte, que por supuesto tenía su efecto también en una fase tardía del plegamiento.

En contraste con las fallas en el N, las meridionales tienen generalmente labios levantados al SE. Así, el tramo entre las fallas de Guilfrey y de Incio-Lamas representa no solamente la bisagra entre las direcciones tectónicas al NO y al SE, diferentes en unos 15°, sino también una fosa transversal de hundimiento. En esta relación se nota la depresión del pliegue de Calderón con sus fallas y complicaciones en la cuenca de Triacastela. Lógicamente se originaron en un estadio orogénico tardío.

Posiblemente esta fase tardía no marcaba todavía los últimos efectos de la compresión. Existen muchas fallas menores con dislocación muy limitada, por ejemplo en la mina de Rubiales, que desplazan la zona mineralizada. En parte podrían representar el final del ciclo orogénico.

Desistimos de probar una correlación de los pliegues con los del N del alto de Lugo. Varias intrusiones de granito han interrumpido la estructura tectónica. Futuros trabajos detallados de campo podrían tal vez aclarar la situación.

## 4. GEOLOGIA ECONOMICA

### 4.1. YACIMIENTOS MINERALES

Los minerales que se encuentran y que se extraen son característicos de un ambiente sedimentario.

Se explota la *caliza* de Cándana en la cantera de Mao (entre Samos e Incio) para una fábrica de cemento (Oural), y cerca de Vilavella (E de Triacastela) para la construcción de carreteras. Canteras notables de caliza de Vegadeo se hallan en el valle de Lózara, en Penouco (La Perla), cerca de Villaesteva (en la carretera Becerreá-Sarriá) y en Linares, donde se extrajo la caliza para la construcción del estanque de desecho del lavadero de la mina de Rubiales. Además, existen muchas canteras de menor importancia.

Minerales de *hierro*, en pequeñas cantidades, son bastante comunes como intercalaciones menores sedimentarias y depósitos secundarios. Sin embargo, se encuentran en la región estudiada pocos sitios donde yacimientos de hierro fueron explotados antiguamente. Nuestra región está situada casi enteramente entre dos zonas con yacimientos descritos por LUNAR-HERNÁNDEZ (1977), (1) la de Guntín-Gestoso y (2) la extremidad S de la zona de Orrea-Fontaneira.

Yacimientos pertenecientes a la zona de Guntín-Gestoso se encuentran cerca de Incio. Según la descripción de HERNÁNDEZ-SAMPELAYO (1922) se hallaron antiguas labores de explotación en el costado empinado izquierdo del valle del río Cabe, arriba de Biduedo (cerca de la falla de Incio-Lamas) hasta su origen. En el campo no hemos encontrado esas labores. Los yacimientos son secundarios y se componen de hidróxidos. La fuente de agua ferruginosa que se utiliza para el balneario de Herrería de Incio sale de uno de estos yacimientos, que se halla en la discordancia entre las pizarras de Carballal y de Folgoso. Suponemos que todos estos criaderos están relacionados con la discordancia silúrica.

En general, los yacimientos de minerales de hierro en Galicia son sedimentarios. Se presentan en varios lugares en la Formación Luarca como capas de oolitos ferruginosos. Los minerales son siderita, hematita y magnetita. En el pasado, yacimientos de este tipo fueron explotados en las minas más importantes de Galicia. Tales yacimientos se encuentran en la segunda zona mencionada de Orrea-Fontaneira. Sin embargo, no hemos observado capas ferruginosas en la Formación Eufemia, que se presenta en los sinclinales de Sarceda y de Calamouco y que se corresponde probablemente con una parte inferior de la Formación Luarca.

Los *sulfuros de Fe, Pb, Zn y Cu* son los minerales que se presentan. La pirita es muy común, sobre todo en la Formación Folgoso, pero también en las pizarras negras de la base de la Formación Vegadeo y de cuando en cuando en los esquistos de Villalba. Encontramos alguna que otra vez Cu, como calcopirita, en los esquistos de Villalba (D 7612) en el valle de Lor, y como malaquita u otros minerales secundarios junto con esfalerita y galena en galerías abandonadas cerca de Villarín do Monte ( $\pm$  3 Km. E de El Poyo), una localidad indicada por nuestro colega Cándido Merayo Vega de «Exminesa». Observando el Mapa Metalogénico de España (Pb-Zn), se ve que este tipo de mineralización es común en los sedimentos del Paleozoico inferior de toda la zona oeste asturiano-leonesa.

#### 4.2. LA MINA DE RUBIALES Pb-Zn

Un yacimiento importante de esfalerita y galena explotado por la sociedad Exploración Minera Internacional (España), S. A. («EXMINESA») se encuentra cerca de la aldea de Rubiales al S del Cebreiro. P. GILISSEN estudió en 1976 la geología de un corte (5140) en el bloque N 1040 desde la superficie (1.050 m.) hasta 700 m. sobre el nivel del mar. Por supuesto, se debe considerar las ideas con debida reserva. La parte estudiada de la mina representa solamente un trozo limitado y desde entonces acá se han obtenido muchos más datos.

Las capas de la Formación Vegadeo están parcialmente silificadas y mineralizadas. Los sondeos estuvieron evidentemente dirigidos a la zona mineralizada, de manera que la cantidad de testigos inafectados disponibles para el estudio fue limitada. Sin embargo, muchas veces se pudo conocer todavía la composición original de la roca alterada bajo el microscopio. Nos servimos aquí de la nomenclatura que se usa en la actualidad en la mina. Se pudo identificar sin dificultad capas de grano medio o fino de caliza y de cuarcita, areniscas y limolitas detríticas con granos de cuarzo subangular y con feldespatos. Las últimas tenían a veces intercalaciones finas pelíticas, representadas por laminitas con más o menos abundancia de sericita. Fue más difícil reconocer las rocas de origen más pelítico y margoso. De cuando en cuando restos de estratificación demostraron la naturaleza original antes de la alteración en ar-

gilitas y filitas. Muchas veces la estratificación era todavía visible en los testigos y asimismo observamos deslizamiento sinsedimentario.

Las rocas de la zona mineralizada muestran frecuentemente un clivaje marcado. Están alteradas, hasta quebrantadas por el efecto de compresión o deformación fuerte. En esta zona, relativamente permeable, circularon soluciones. El transporte y enriquecimiento de cuarzo es evidente. Varios minerales, sobre todo los carbonatos, fueron moviliados también. Las calizas han perdido casi completamente su carácter, los carbonatos están reemplazados por cuarzo. De cuando en cuando se reconoce todavía láminas originales de pelita en esta «caliza silificada».

Bajo el microscopio se notan también cristales relativamente grandes alargados de cuarzo, al lado de cuarzo más o menos granoblástico y masas de cuarzo cristalino muy fino. Los cristales granoblásticos resultaron probablemente de la silificación, mientras que los cuarzoes alargados representan posiblemente una deposición secundaria tardía. Los carbonatos son relativamente comunes y se encuentran en cristales grandes, así como en rombos pequeños; evidentemente, son el producto de movilización o removilización. La esfalerita es muy común en esta roca silificada, pero la galena se encuentra menos frecuentemente.

Otra roca silificada, llamada «caliza negra», tiene un color más oscuro y representa probablemente una caliza arenosa o una arenita margosa silificada. La presencia de granos de cuarzo subangulares y de feldespatos indican su origen detrítico. Tiras delgadas compuestas de carbonatos son tal vez relictos de láminas de caliza. Se hallaron restos de fósiles en rocas de este tipo.

Los sedimentos compuestos originalmente de material pelítico son ricos en cuarzo muy fino y sericita. De cuando en cuando se reconocen residuos de estructuras sinsedimentarias. Sericita y mica nuevamente cristalizada dan lugar a una esquistosidad muy clara. Carbonatos, como cristales grandes de dolomita, son algo comunes. Estas rocas de grano fino llamadas «argilitas» son probablemente pizarras limosas, poco margosas. En general, la mineralización es de poca importancia.

Una roca de grano algo menos fino, llamada «filita», es derivada posiblemente de una limolita con alternancias de láminas margosas. Una exfoliación pizarrosa es regular. Impregnación con, o

sustitución de cuarzo y de carbonatos es más fuerte que en las argilitas. Bandas de argilita indican probablemente estructuras sedimentarias primarias. Una parte del cuarzo y feldespatos representa un origen detrítico. Se presentan bandas estrechas y cantidades limitadas de esfalerita y de galena.

Restos de fósiles, muy probablemente de archeociatos, se encontraron en todos los tipos de rocas pizarrosas mencionadas. Se encontró una zona de cizallamiento alrededor de un nivel de 820 m., con inclinación de unos 25° SO, que llega a la superficie más al N (DEN ROOYEN). Encima del cizallamiento se halla un pliegue anticlinal muy estrecho con pliegues menores parásitos superpuestos. Parece representar un pliegue secundario en el flanco SO del anticlinal de La Faba, cuyo eje se sitúa más de 2 Km. al NE (anexo 2, corte XVI).

La parte superior de la estructura ha sido empujada por arriba a lo largo de una superficie reducida probablemente como consecuencia de falta de espacio en el fondo del sinclinal de Linares. Este movimiento tardío se refleja en la posición de los planos de exfoliación. Originalmente su inclinación fue más o menos vertical o con un ángulo fuerte al SO, como en la parte inferior del corte. Como consecuencia del desplazamiento, las rocas encima de la falla inversa y encorvada se volcaron por detrás, de modo que la exfoliación focal se encuentra ahora inclinada al NE.

#### 4.3. GENESIS DE LOS MINERALES DE RUBIALES

De acuerdo a lo que hemos averiguado no se ha estudiado todavía el origen y el emplazamiento de estos minerales. Tenemos que limitarnos, pues, a indicar algunas observaciones actuales y a ofrecer una interpretación personal y tentativa.

Los minerales son claramente epigenéticos. El yacimiento es discordante con respecto a la secuencia estratigráfica. Si la presencia de carbonatos constituyera un ambiente químico favorable para la precipitación de sulfuros, y si la mineralización se limitara a la Formación Vegadeo —lo que no es necesariamente el caso— se podría considerar tal vez la mineralización como «stratabound». La deposición se realizó durante un estadio

tardío de la fase principal del plegamiento, después de que la mayor deformación ya se había realizado.

No hay conexión clara entre la mineralización de Rubiales y un volcanismo. Raros diques, uno de dolerita olivínica y otro de pórfiro de cuarzo, se presentan en los alrededores en una distancia de  $\pm 4$  Km. (DEN ROOYEN). Se hace mención de una intrusión de volumen limitado a Peñas de la Seo, unos 13 Km. rumbo SE (O de Cadafresnas). Parece poco probable que ésta hubiera producido los fluidos metalíferos, o que una anomalía termal hubiera producido la energía necesaria para la circulación y la expulsión de tales fluidos en las cercanías de Rubiales.

Parece que existe una relación entre silificación y mineralización. Así, nos parece también probable que aguas de formación fueron el medio de transporte de los minerales. Existe una literatura extensa sobre el asunto (p. ej., GARRARD, 1977). La deformación relativa como consecuencia de compresión causó probablemente la expulsión de los fluidos metalíferos, que corrieron por ciertos planos del sistema de exfoliación o esquistosidad, tal vez en una zona reactivada. El esfuerzo compresivo en los sedimentos y su contenido líquido del sinclinal de Linares tiene que haber sido tan alto que un excedente del fluido fue expulsado. El mecanismo fue elaborado por W. J. PHILLIPS (1972). Al mismo tiempo el flujo térmico terrestre debió haber sido fuerte a consecuencia del metamorfismo regional y la temperatura del fluido relativamente alta. Los metales fueron probablemente disueltos de la roca encajante, en primer lugar, tal vez, de capas ricas en material orgánico, como algas, etc. Se puede pensar en los esquistos del techo de la Formación Villalba, en los esquistos de Cándana o los de Vegadeo. Los sulfuros de hierro son abundantes y otros metales se presentaron tal vez también en concentraciones anómalas, en particular en la materia orgánica de las pizarras negras. Los sulfuros de Pb y Zn se precipitaron de la solución caliente alojándose en el sistema de clivaje y enfriándose en un ambiente geoquímicamente favorable. Tal vez la presencia de carbonatos en la Formación Vegadeo correspondió con dicho ambiente.

Un origen sedimentario sugerido arriba podría explicar posiblemente la presencia de minerales de Pb-Zn en otros sitios de la zona oeste asturiano-leonesa. Los indicios cerca de Villarín do

Monte, mencionados anteriormente, se encuentran en la Formación Vegadeo, pero parcialmente en capas de Carballal inmediatamente encima de las primeras. Según el Mapa Metalogénico de España, la mayoría de los indicios se presentan en capas pizarrosas. Así, la mina de Rubiales no representa necesariamente un modelo para todas las mineralizaciones Pb-Zn en esta parte de España.

Se nota que la mineralización no está ligada directamente con el sistema de las fallas. Las fallas representan normalmente conductos para fluidos mineralizantes. El afloramiento de Villarín está localizado cerca de la falla de Poyo, pero en el campo se nota una relación más directa con la secuencia estratigráfica, como en Rubiales. Allí la zona mineralizada está interrumpida y desplazada por fallas, eventualmente de menor importancia. Así, concluimos que la mineralización precede a la generación de las fallas y ocurrió al finalizar el plegamiento compresivo.

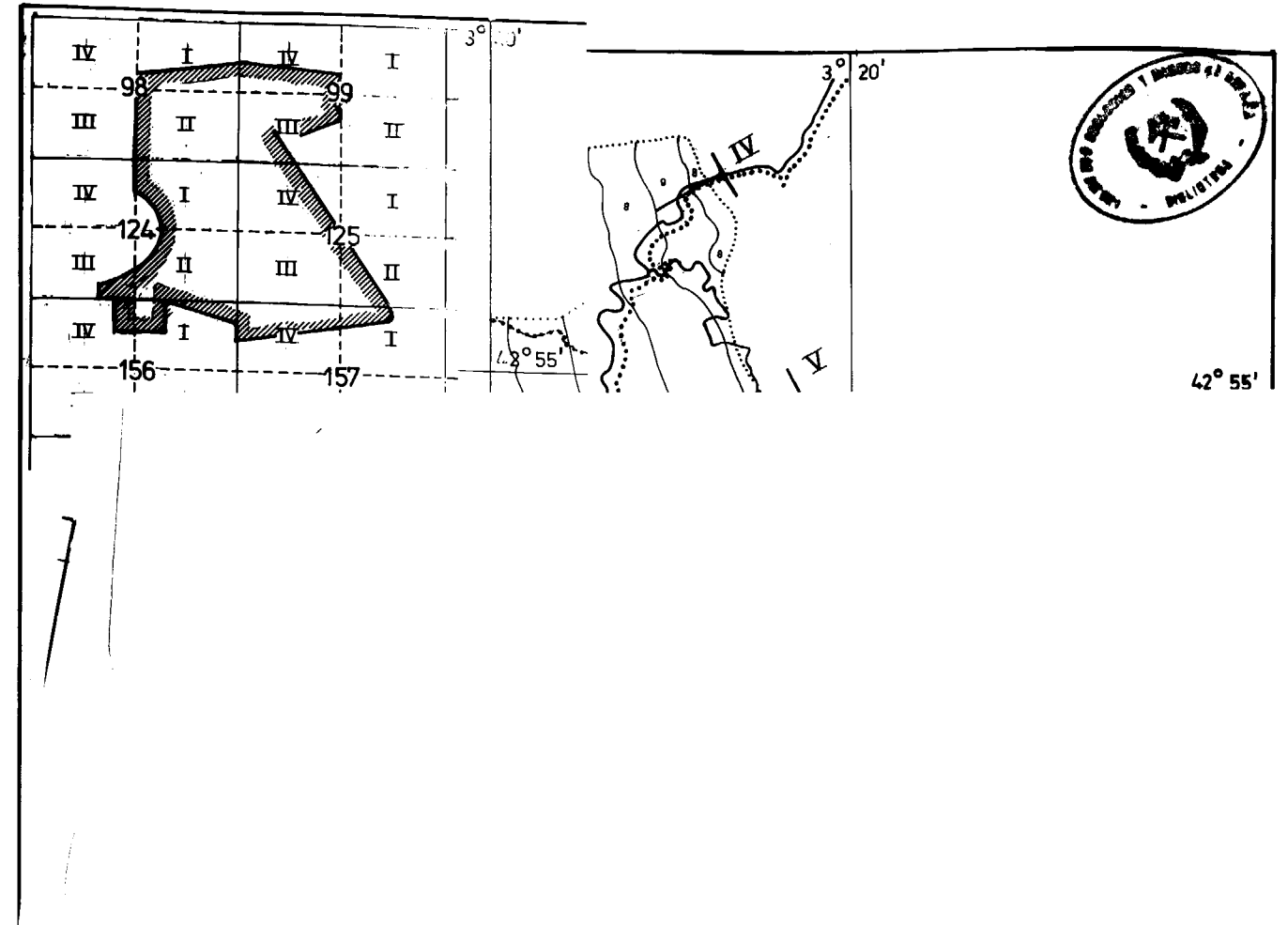
#### BIBLIOGRAFÍA

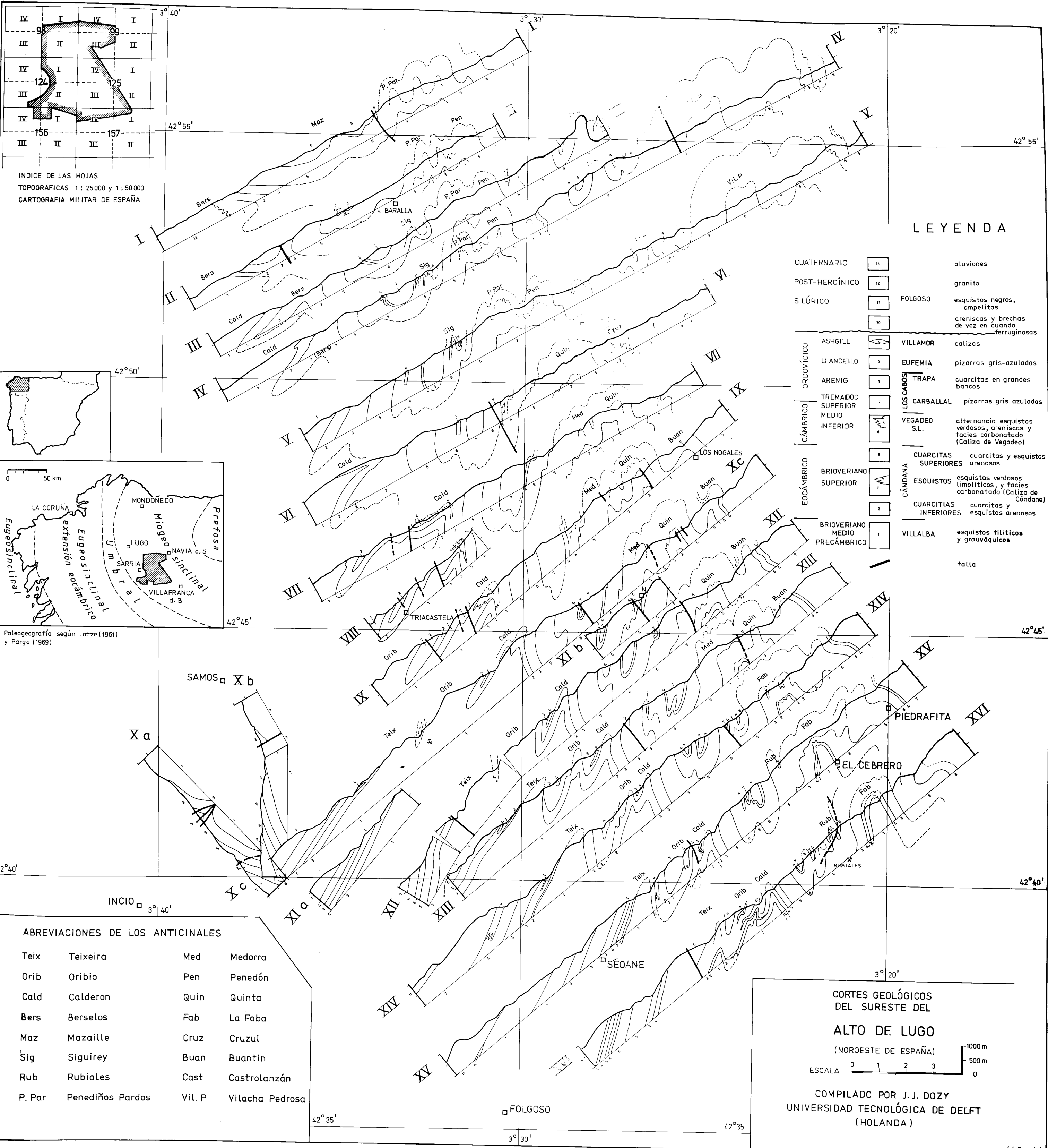
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATE, PH., et RIBEIRO, A.: *Le précambrien de la meseta ibérique*. Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc, 236, Rabat (1972).
- BARROIS, CH.: *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*. Mém. S. G. du Nord, 2, núm. 1, 630 p. (1882).
- BRASIER, M. D.: *The Lower Cambrian transgression and glauconite-phosphate facies in western Europe*. J. Geol. Soc. London, 137, pp. 695-703 (1980).
- CAPDEVILA, R.: *Sur la géologie du Précambrien et du Paléozoïque dans la région du Lugo et la question de plissements assyntiques et sardés en Espagne*. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España, 80, pp. 157-174 (1965).
- CAPDEVILA, R.: *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale*. These, Université de Montpellier, 18-4-1969 (1969).
- CAPDEVILA, R., et FLOOR, P.: *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord oest de l'Espagne*. Boletín Geológico y Minero, 81, pp. 215-225 (1970).
- DEBRENNE, F., et ZAMARREÑO, I.: *Sur la faune d'Archeocyathes de la formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des facies carbonates dans le NW de l'Espagne*. Breviora Geologica Asturica, Oviedo, 19, pp. 17-32 (1975).
- DIETRICH, G.: *Das ostgalicische Grundgebirge in Raum Becerreá (Provinz Lugo, Spanien)*. Diss. Math. Natur. Fakult. Univ. Münster, 1962 (1962).

- DORNSIEPEN, U. F.: *Ein Überblick über die europäische Varisciden*. Zeitschrift Deutsch. Geol. Ges., 129, pp. 521-542 (1978).
- DROT, J., y MATTE, PH.: *Sobre la presencia de capas del Devoniano en el límite de Galicia y León (NO de España)*. Not. y Com., Inst. Geol. y Min. España, 93, pp. 87-92 (1967).
- GARRARD, P. (ed.): *Forum on oil and ore in sediments*. London Imperial College, 202 pp. (1977).
- GLAESSNER, M. F.: *Geographical distribution and time range of the Ediacara precambrian fauna*. Geol. Soc. Am. Bull. 82, pp. 509-514 (1971).
- GUILLOU, J. J.: *Contribution à l'étude des minéralisations ordoviciennes en antimoine de la Sierra de Caurel (Prov. Lugo et Orense, Espagne)*. Sciences de la Terre, 14, pp. 5-26 (1969).
- GUILLOU, J. J.: *Les magnésites cambriennes de Pacios (Province de Lugo, Espagne)*. Bull. BRGM (2me Série), Section IV-3, pp. 5-20 (1970).
- HERNÁNDEZ ENRILE, J. L., y GUTIÉRREZ ELORZA, M.: *Movimientos caledónicos (fases salárica, sárdica y érica) en la Sierra Morena Occidental*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), t. 66, 21-28 (1968).
- HERNÁNDEZ SAMPelayo, D. P.: *Hierros de Galicia*, I. Memorias Inst. Geológico de España. Madrid, 1922 (1922).
- HOFFMANN, P.: *Shallow and deepwater Stromatolites in Lower Proterozoic Platform to basin facies change, Great Slave Lake, Canada*. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 58, pp. 856-867 (1974).
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA: *Mapa Metalogénico de España 1:1.500.000. Pb-Zn, Fe* (1972).
- JAMES, N. P., and KOBLUK, D. R.: *Lower Cambrian patch reefs and associated sediments, Southern Labrador*. Sedimentology, 25, pp. 1-35 (1978).
- JARITZ, W., und WALTER, R.: *Faciesuntersuchungen im Altpaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo)*. Geol. Jb., 88, pp. 509-522 (1970).
- JULIVERT, M.; MARCOS, A., y TRUYOLS, J.: *L'évolution paléogéographique du Nord-Ouest de l'Espagne pendant l'Oroviçien-Silurien*. Bulletin Soc. Geol. Mineral de Bretagne, Serie C, 4, p. 1-7 (1972).
- LAUBENFELS DE, M. W.: *Porifera ins Archaeocyatha and Porifera, Part. E, Treatise on Invertebrate Paleontology*. University of Kansas Press, Lawrence Kansas, p. E. 21, E 122 (1955).
- LESKO, I.: *Über die Bildung von Magnesitlagerstätten*. Mineralium Deposita, 7, pp. 61-72 (1972).
- LOTZE, F.: *Zum Alter nordwestspanischer Quartzit-Sandstein-Folgen*. Neues Jb. Geol. Paläont., Monatshefte, Jg., 1957, pp. 464-471 (1957).
- LOTZE, F.: *Das Kambrium Spaniens*. I. Abh. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss. Klasse, Mainz, Jrg. 1961-6, pp. 283-498 (1961).
- LUNAR, R., and AMORÓS, J. L.: *Mineralogy of the oolitic iron deposits of the Ponferrada Storga zone, northwestern Spain*. Econ. Geol., 74, pp. 571-762 (1979).
- LUNAR HERNÁNDEZ, R.: *Mineralogénesis de los yacimientos de hierro del noroeste de la península*. Memoria del Inst. Geol. y Minero de España, 90, 1977 (1977).
- MATTE, P.: *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Géologie Alpine, 44, pp. 157-280 (1968).
- VAN DER MEER MOHR, C. G.: *The stratigraphy of the Cambrian Lancara Formation between the Luna River and the Esla River in the Cantabrian Mountains, Spain*. Leidse Geologische Mededelingen, 43, pp. 233-316 (1969).
- MENDELSON, F.: *Mineral deposits associated with stromatolites*. In: *Stromatolites, Developments in Sedimentology*, 20, M. R. Walter, ed. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York (1976).
- NOLLAU, G.: *El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la provincia de León (España)*. Not. y Com. Inst. Geol. Min. de España, núm. 88, pp. 31-48 (1966).
- NOLLAU, G.: *Las calizas Cambro-silúricas de la región limítrofe entre Galicia y León*. Com. Serv. Geol. de Portugal, 53, pp. 21-35 (1969).
- ORTYNSKI, I.; PERRODON, A., et DE LAPPARENT, C.: *Esquisse paleogéographique et structurale des bassins du Sahara Septentrional*. Fifth World Petroleum Congress Proceedings, section I, pp. 705-727 (1959).
- PARGA, J. R.: *Consideraciones sobre la paleografía durante el Cámbrico y Ordovícico en Asturias y norte de León*. Bol. Geol. Minero, 80, pp. 124-128 (1969).
- PARGA, J. R.: *Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos, y sus relaciones con otras áreas europeas*. Bol. Geol. Minero, 81, pp. 115-143 (1970).
- PARGA, J. R.: *Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia del Eocámbrico en el Macizo Hespérico*. Bol. Geol. Minero, 82, pp. 234-238 (1971).
- PARGA, J. R., y LUQUE, C.: *Las series del Cámbrico inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica*. Bol. Geol. Minero, 82, pp. 310-320 (1971).
- PARGA-PONDAL, I.; MATTE, P., et CAPDEVILA, R.: *Introduction à la géologie de l'Ollo de Sapo, formation porphyroide antésilurienne du nord ouest de l'Espagne*. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España, núm. 76, pp. 119-154 (1964).
- PHILLIPS, W. J.: *Hydraulic fracturing and mineralisation*. Jl. Geol. Soc. London, 128, pp. 337-359 (1972).
- RAABEN, M. E.: *Columnar stromatolites and late precambrian stratigraphy*. Am. Journal of Science, 269, p. 1 (1969).
- RADIG, F.: *Ordovícium/Silurium und die Frage prävariszischer Faltungen in Nordspanien*. Geol. Rdsch., 51 (1963).
- RIEMER, W.: *Geol. der südöstlichen Provinz Lugo (Spanien)*. Inaugural Dissertation, Universität Münster/W. (1962).

- RIEMER, W.: *Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien)*. Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 117, pp. 273-285 (1963).
- RIEMER, W.: *Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia*. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España, 81, pp. 7-20 (1966).
- SAMPELAYO, P. H.: *Criaderos de hierro de España*. T. IV. *Hierros de Galicia*. Mem. Inst. Geol. Esp., t. II, p. 571 (1931).
- STANLEY, S. M.: *Fossil data and the precambrian-cambrian evolutionary Transition*. Am. J. Sc., 276, pp. 56-76 (1976).
- TISSOT, B. P., and WELTE, D. H.: *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer, Berlín, Heidelberg, New York (1978).
- TRUDINGER, P. A., and MENDELSON, F.: *Biological processes and mineral deposition*. In: *Stromatolites, Developments in Sedimentology*, 20. M. R. Walter, Editor. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York (1976).
- WALTER, M. R., Editor: *Stromatolites, Developments in Sedimentology*, 20. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York (1976).
- WALTER, R.: *Beitrag zur Stratigraphie des Kambriums in Galicien (NW Spanien)*. N. Jb. Geol. Pal. Abh., 117, pp. 360-371 (1963).
- WALTER, R.: *Die unterschiedliche Entwicklung des Alt-Paläozoikums östlich und westlich des Kristallins von Vivero-Lugo (Nordwest-Spanien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1965, H 12, pp. 740-753 (1965).
- WALTER, R.: *Resultados de investigaciones geológicas en el noreste de la provincia de Lugo (NO España)*. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España, 89, pp. 7-16 (1966).
- ZAMARREÑO, I.: *Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona Cantábrica (NO España) y su distribución paleogeográfica*. Trab. Geol. Oviedo, 5, 118 pp. (1972).
- ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J. L.; BELLAMY, J., y RABU, D.: *Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (zona asturoccidental-leonesa, NO de España)*. Breviora Geol. Astúrica, Oviedo, 19, pp. 40-58 (1975).
- ZAMARREÑO, I., and PEREJÓN, A.: *El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (zona Asturoccidental-Leonesa, NO de España); tipos de facies y faunas de arqueociatos*. Breviora geol. Astur., 20, pp. 17-32 (1976).
- ZUUREN, A. VAN: *Structural Petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)*. Leidse Geol. Med., 45, p. 1-71 (1969).

Recibido: Abril de 1982

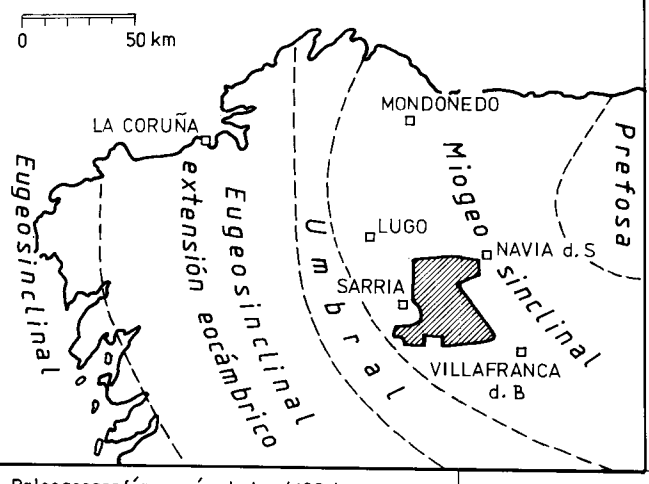




INDICE DE LAS HOJAS  
TOPOGRAFICAS 1: 25000 y 1: 50000  
CARTOGRAFIA MILITAR DE ESPAÑA

LEYENDA

CUATERNARIO	13	aluviones
POST-HERCÍNICO	12	granito
SILÚRICO	11	FOLGOSO
	10	esquistos negros, ampelitas
		areniscas y brechas de vez en cuando ferruginosas
ORDOVÍCICO	ASHGILL	VILLAMOR
	9	calizas
	LLANDEILO	EUFEMIA
	8	pizarras gris-azuladas
	ARENIG	TRAPA
	7	cuarcitas en grandes bancos
TREMADOCSUPERIOR	7	CARBALLAL
MEDIO		pizarras gris azuladas
INFERIOR	6	VEGADEO S.L.
CÁMBRICO		alternancia esquistos verdesos, areniscas y facies carbonatado (Caliza de Vegadeo)
EOCÁMBRICO	5	CUARCITAS SUPERIORES
		cuarcitas y esquistos arenosos
BRIOVERIANO SUPERIOR	4	CÁNDANA
		esquistos verdesos limolíticos, y facies carbonatado (Caliza de Cándana)
BRIOVERIANO MEDIO	3	CUARCITAS INFERIORES
PRECÁMBRICO	2	cuarcitas y esquistos arenosos
	1	VILLALBA
		esquistos filíticos y grauwáquicos
		falla



Paleogeografía según Lotze (1961) y Parga (1969)

ABREVIACIONES DE LOS ANTICINALES

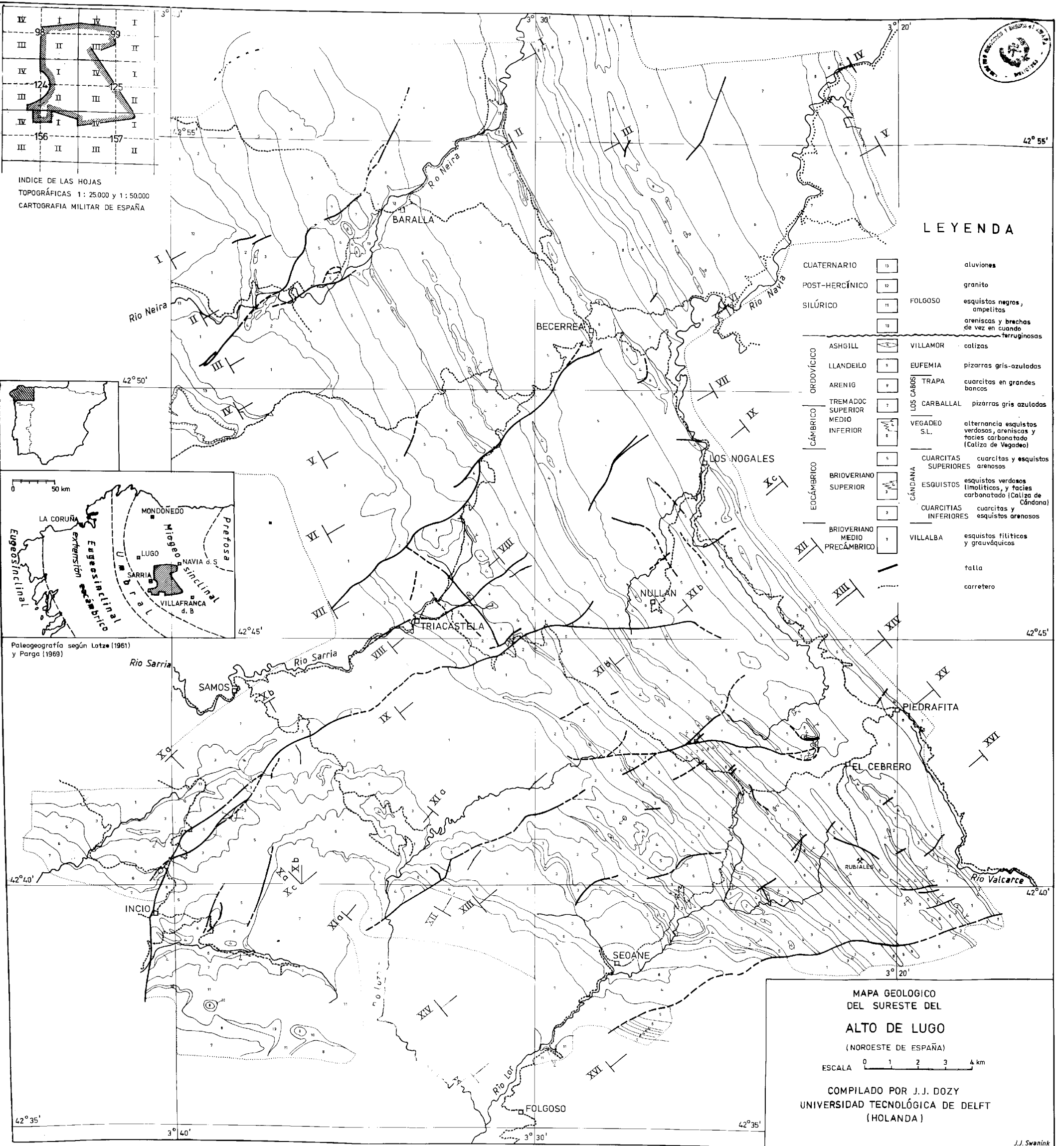
Teix	Teixeira	Med	Medorra
Orib	Oribio	Pen	Penedón
Cald	Calderon	Quin	Quinta
Bers	Berselos	Fab	La Faba
Maz	Mazaille	Cruz	Cruzul
Sig	Siguirey	Buan	Buantín
Rub	Rubiales	Cast	Castrolanzán
P. Par	Penediños Pardos	Vil. P	Vilacha Pedrosa

CORTES GEOLÓGICOS DEL SURESTE DEL ALTO DE LUGO (NOROESTE DE ESPAÑA)

ESCALA 0 1 2 3 1000m 500m 0

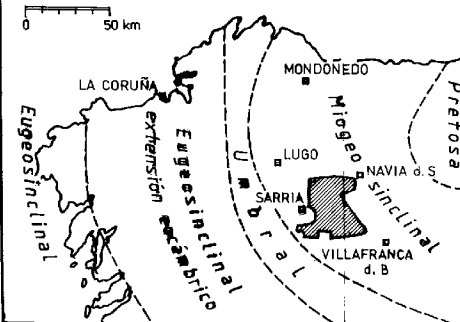
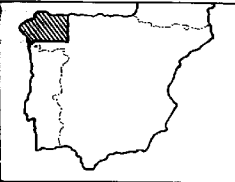
COMPILADO POR J. J. DOZY  
UNIVERSIDAD TECNOLÓGICA DE DELFT (HOLANDA)





IV	I	IV	I
III	II	III	II
IV	I	IV	I
III	II	III	II
IV	I	IV	I
III	II	III	II

INDICE DE LAS HOJAS  
TOPOGRÁFICAS 1: 25.000 y 1: 50.000  
CARTOGRAFIA MILITAR DE ESPAÑA



Paleogeografía según Lotze (1961) y Parga (1969)

**LEYENDA**

CUATERNARIO	19	aluviones	
POST-HERCÍNICO	10	granito	
SILÚRICO	11	FOLGOSO	
	10	esquistos negros, ampelitas	
		areniscas y brechas de vez en cuando ferruginosas	
ORDOVÍCICO	ASHGILL	VILLAMOR	calizas
	LLANDEILO	EUFEMIA	pizarras gris-azuladas
	ARENIG	TRAPA	cuarcitas en grandes bancos
CÁMBRICO	TREMADOC SUPERIOR	LOS CARBALLAL	pizarras gris azuladas
	MEDIO	VEGADEO S.L.	alternancia esquistos verdosos, areniscas y facies carbonatada (Caliza de Vegadeo)
	INFERIOR		
EOCÁMBRICO		CÁNDANA	CUARCITAS SUPERIORES
	BRIOVERIANO SUPERIOR		esquistos verdosos limolíticos, y facies carbonatada (Caliza de Cándana)
			CUARCITAS INFERIORES
	BRIOVERIANO MEDIO		cuarcitas y esquistos arenosos
	PRECÁMBRICO	VILLALBA	esquistos filíticos y grauwáquicos
			falla
			carretero

**MAPA GEOLOGICO DEL SURESTE DEL ALTO DE LUGO (NOROESTE DE ESPAÑA)**

ESCALA 0 1 2 3 4 km

COMPILADO POR J. J. DOZY  
UNIVERSIDAD TECNOLÓGICA DE DELFT (HOLANDA)

WALTER, R.: Die unterschiedliche Entwicklung des Altpaläozoikumms in der süd- (Nordwest-Spanien), N. Jb. Geol. Paläont., Neues Jahrb. Geol. Paläont., 85 (1963).

WALTER, R.: Resultados de investigaciones geológicas en el noroeste de la provincia de Lugo (NO España). Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero (1966).

ros de hierro de España, T. IV, m. Inst. Geol. Esp., t. II, p. 571 (1966).

ZAMARRAÑO, I.: Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona Cantábrica (NO España) y su distribución paleogeográfica. Trab. Geol. Oviedo, 5, 118 pp. (1972).

ZAMARRAÑO, I.; HERMOSA, J. L.; BELLAMY, J., y RABU, D.: Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponterrada (zona asturoccidental-leonesa, NO de España). Breviaria Geol. Asturica, Oviedo, 19, pp. 40-58 (1975).

tion, In: *Stromatolites, Development in*, 20. M. R. Walter, Editor. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York (1976).

*Stromatolites, Development in* (1976).

ZAMARRAÑO, I., and PEREJÓN, A.: El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (zona Asturoccidental-Leonesa, NO de España); tipos de facies y faunas de arqueocitos. Breviaria Geol. Astur, 20, pp. 17-32 (1976).

ZAMARRAÑO, I., and PEREJÓN, A.: El nivel carbonatado del Cámbrico de Compostela (NW Spain). Leidse Geol. Med., N. Jb. Geol. Pal. Abh., 117, 45, p. 1-71 (1969).

WALTER, R.: Die unterchiedliche Entwicklung des Altpaläozoikumms in der süd- (Nordwest-Spanien), N. Jb. Geol. Paläont., Neues Jahrb. Geol. Paläont., 85 (1963).

WALTER, R.: Resultados de investigaciones geológicas en el noroeste de la provincia de Lugo (NO España). Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero (1966).

ros de hierro de España, T. IV, m. Inst. Geol. Esp., t. II, p. 571 (1966).

ZAMARRAÑO, I.: Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona Cantábrica (NO España) y su distribución paleogeográfica. Trab. Geol. Oviedo, 5, 118 pp. (1972).

ZAMARRAÑO, I.; HERMOSA, J. L.; BELLAMY, J., y RABU, D.: Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponterrada (zona asturoccidental-leonesa, NO de España). Breviaria Geol. Asturica, Oviedo, 19, pp. 40-58 (1975).

tion, In: *Stromatolites, Development in*, 20. M. R. Walter, Editor. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York (1976).

*Stromatolites, Development in* (1976).

ZAMARRAÑO, I., and PEREJÓN, A.: El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (zona Asturoccidental-Leonesa, NO de España); tipos de facies y faunas de arqueocitos. Breviaria Geol. Astur, 20, pp. 17-32 (1976).

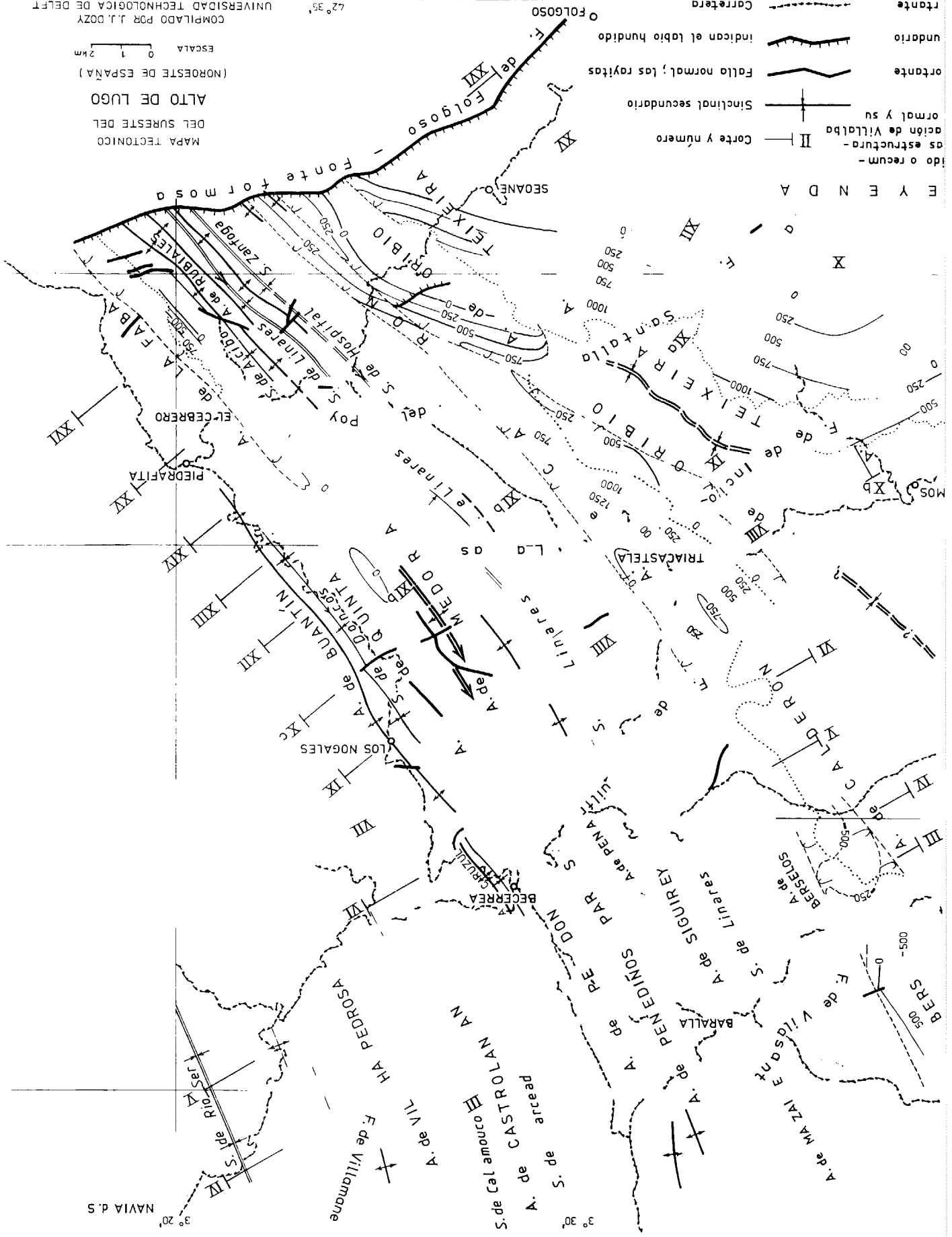
ZAMARRAÑO, I., and PEREJÓN, A.: El nivel carbonatado del Cámbrico de Compostela (NW Spain). Leidse Geol. Med., N. Jb. Geol. Pal. Abh., 117, 45, p. 1-71 (1969).

Recibido: Abril de 1982



Pliegue en el afloro  
 Anticli  
 Anticli  
 Sinclin

- ido o recum-  
 des de l  
 te c  
 s e  
 e  
 en el f  
 aflu
- Pliegue
- Anticli
- Anticli
- Sinclin
- orte  
 ortante  
 undario  
 rante
- Falla normal; las rayitas  
 indican el labio hundido
- Corte y número
- ormal y su  
 acción de Villalba  
 II
- Sinclinl secundario



MAPA TECNICO DEL SURESTE DEL ALTO DE LUGO (NOROESTE DE ESPAÑA) COMPIADO POR J. I. DOZY UNIVERSIDAD TECNOLÓGICA DE DELFT (HOLANDA)

ESCALA 0 1 2 km  
 42°35'

## Posibilidades lignitíferas de la cuenca Neógena de Ademuz (Fosa de Teruel)

Por M. ARCE (\*), J. BOQUERA (\*), V. CALDERON (\*), C. DABRIO (\*\*) y M. A. ZAPATERO (\*\*\*)

### R E S U M E N

La cuenca Terciaria de Ademuz es una cuenca intramontañosa-finialpídica colmatada por sedimentos del Mioceno-Plioceno. Se han distinguido cinco unidades litoestratigráficas en los sedimentos terciarios, de las cuales la Unidad Blanca Inferior presenta cierto interés en cuanto a posibilidades lignitíferas. Corresponde esta Unidad a un ambiente lacustre, en el que se depositan dos tipos de facies: Una travertínica, indicadora de un medio palustre muy somero, con abundante vegetación y condiciones oxidantes, y otra de ambiente tipo charca, que corresponde a un medio con lámina de agua escasa, pero mayor que en el caso anterior, con aguas tranquilas y condiciones reductoras, que son las idóneas para la acumulación de restos vegetales y formación de carbón.

Las facies de último tipo predominan en dos zonas telmáticas, situadas al abrigo de islas interiores o en zonas marginales, en ambos casos protegidas de los aportes terrígenos, pero fuera de la zona de deposición de sedimentos exclusivamente lacustres, que se corresponden con las zonas de mayor cantidad de indicios de lignito.

### A B S T R A C T

The Tertiary basin of Ademuz is an intramontaneous-finalpidic basin filled with Miocene-Pliocene sediments. Five lithostratigraphic units have been defined in these Tertiary sediments and, among them, the «Unidad Blanca Inferior» presents a certain interest with respect to its possibilities about lignite. It corresponds to a lacustrine medium in which two kinds of facies have been deposited: One of them a travertine facies indicating a shallow-water, marshy medium, with abundant vegetation and oxidant conditions, and the other, a swamp-type ambience facies indicating a medium with also a shallow-water sheet but deeper than in the preceding case, with calm water and reducing conditions which are optimal to produce the accumulation of vegetable remains and the formation of coal.

The facies of the last kind are the predominant ones in two «telmatics» zones, which are situated shielded by interior islands or in marginal areas, in any case protected from terrigenous drifts but out of the zones where only lacustrine sediments are deposited; which correspond with zones where most of the indices of lignite appear.

### INTRODUCCION

El presente trabajo es consecuencia de las investigaciones realizadas por el IGME en la reserva «Ademuz», que abarca una superficie de 639 cuadrículas mineras, equivalentes a unas 19.170 hectáreas. Se emplaza en el «Rincón de Ademuz» (Valencia), a caballo de las Hojas de Ademuz (612) y Camarena de la Sierra (613), del M. T. N., a escala 1:50,000, estando atravesada por el río Turia, que fluye de norte a sur (fig. 1).

Ocupa la parte meridional de la cuenca terciaria de Ademuz-Libros, en la que se habían localizado indicios de lignito en un proyecto preliminar, que fue apoyado por tres sondeos de reconocimiento. El estudio se centró sobre la mitad meridional de la cuenca, pues en ella se sitúan las facies más favorables para la acumulación del lignito y porque en la septentrional se encuentran facies de pizarras bituminosas que fueron objeto de un proyecto específico del IGME.

La cuenca neógena de Ademuz es una cuenca intramontañosa finialpina que forma parte de la Depresión de Teruel, que se alarga en dirección NE-SO separando las ramas castellana y arago-

(\*) Departamento de Minería. IBERGESA.

(\*\*) Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias de Salamanca.

(\*\*\*) División de Investigaciones Mineras. IGME.

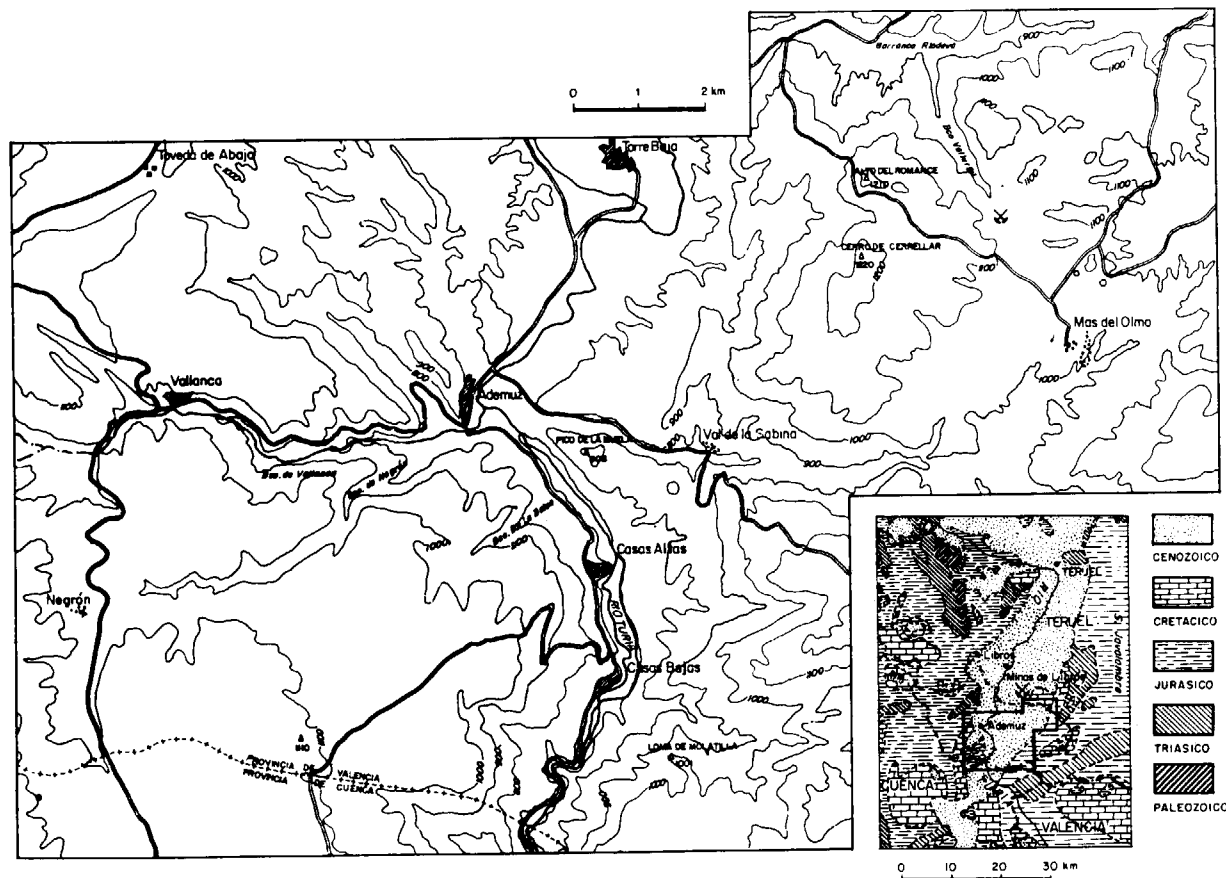


Figura 1.—Mapa de situación general.

nesa de la Cordillera Ibérica. Los materiales que constituyen el sustrato infrayacente son de edad Mesozoico y consisten en calizas y dolomías con abundantes niveles siliciclásticos de edad Triásico y Cretácico que fueron plegados y fracturados durante la Orogenia Alpina. Tras su emersión a comienzos del Terciario, fueron modelados formando un paleorelieve, cuyas depresiones se rellenaron por sedimentos fluviolacustres detríticos, carbonatados y evaporíticos a partir del Mioceno, en los que encajan los niveles de lignitos que dieron lugar a esta investigación.

Dos kilómetros al este del río Turia se encuentra una alineación de fracturas en relevo de orientación submeridiana, ligada, posiblemente, al rejuego de fracturas hercínicas, y que divide la región en dos subcuencas. La occidental es la más extensa y contiene todas las unidades terciarias que se distinguen en este trabajo; la oriental es más re-

ducida y en ella las unidades están peor desarrolladas, faltando, incluso, alguna de ellas.

Otro posible límite estructural está cerca de Mas del Olmo y separa la cuenca de la Sierra de Javalambre; está fosilizado parcialmente por materiales pliocuaternarios.

La fosa tiene forma de artesa, con una parte central deprimida, por la que discurre el río Turia, y unos bordes levantados en escalones. Sin embargo, a lo largo de la historia del relleno, las fallas actuaron continuamente modificando la morfología relativa una y otra vez, prolongándose la actividad hasta tiempos muy recientes, y en especial, la fractura submeridiana, que ha inducido un salto vertical de 240 m. en los materiales de la Unidad Blanca Superior, cerca del Val de la Sabina, y además es responsable de la formación de un sinclinal de eje norte-sur cuyos flancos buzan menos de 25°.

El objeto de este trabajo es reconstruir la paleogeografía de la zona durante el depósito de cada una de las unidades litoestratigráficas, en relación con las áreas de acumulación de lignito y la determinación de los controles sedimentarios que intervinieron en la génesis de los niveles lignitíferos.

### ESTRATIGRAFIA

A partir de la cartografía geológica a escala 1:25.000 y del levantamiento de 39 columnas estratigráficas a escala 1:200, se han diferenciado cinco unidades litoestratigráficas de carácter informal cuyas relaciones laterales se indican en las figuras 2 y 3.

#### Unidad Blanca Basal

Sólo aflora en la parte occidental del área de estudio, donde se apoya en discordancia sobre el basamento mesozoico, adaptándose a las irregularidades del relieve. Consiste en calizas y margocalizas lacustres.

#### Unidad Roja Inferior

Se apoya sobre la anterior o directamente sobre el sustrato mesozoico constituyendo, en ese caso, el nivel inferior de la serie terciaria. Su potencia es muy variable, estando constituida por materiales siliciclásticos groseros y finos de colores rojizos típicamente fluviales.

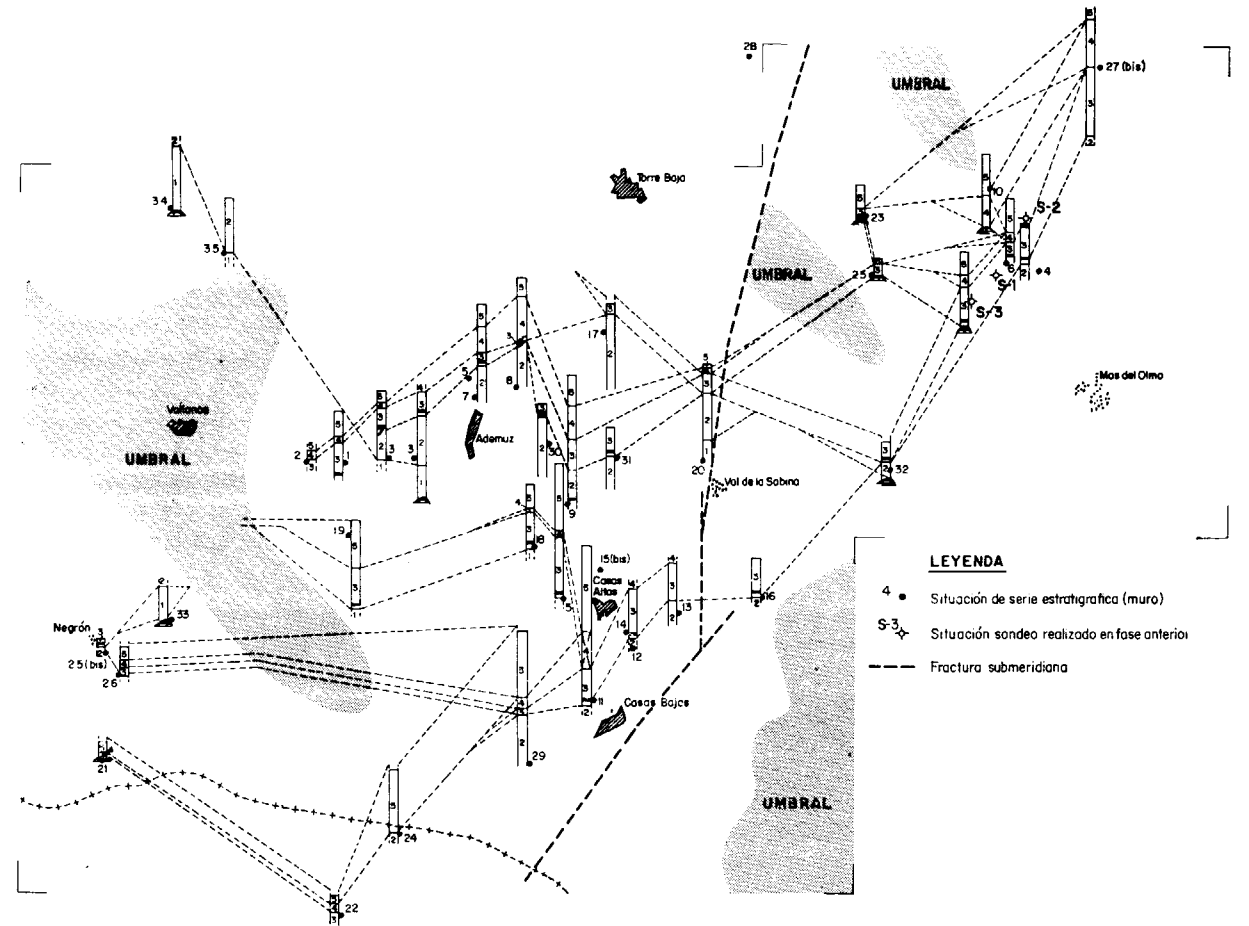


Figura 2.—Panel de correlaciones. En las columnas se han diferenciado solamente los intervalos correspondientes a las unidades descritas en el texto y sus respectivas potencias. Obsérvese cómo el espesor disminuye desde la parte central de la cuenca hacia los bordes y hacia las zonas de umbral con relieves positivos.

*Unidad Blanca Inferior*

Está muy bien representada en la zona, con grandes variaciones de potencia y faltando en algunos lugares. Localmente se apoya sobre el basamento mesozoico. Está integrada por arcillas, margas y margocalizas con gasterópodos de origen lacustre. En esta unidad encajan los niveles lignitíferos más interesantes que se han explotado (mina abandonada de Mas del Olmo) o han sido objeto de labores de reconocimiento (Barrancos del Negrón y de la Balsa).

*Unidad Salmón*

Presenta una potencia reducida y falta en muchos puntos de la zona. Por su naturaleza se confunde con la Unidad Roja Inferior, de características litológicas similares. Está formada por sedimentos siliciclásticos de colores rosados y origen fluviolacustre.

*Unidad Blanca Superior*

Constituye el nivel de colmatación de la cuenca y presenta una gran continuidad lateral. Se apoya sobre las unidades anteriores, con excepción de la basal, o directamente sobre el sustrato mesozoico. La integran margocalizas, calizas travertínicas y calizas micríticas lacustres con abundantes gasterópodos.

Dado el carácter práctico de este proyecto, no se llevaron a cabo estudios paleontológicos deta-

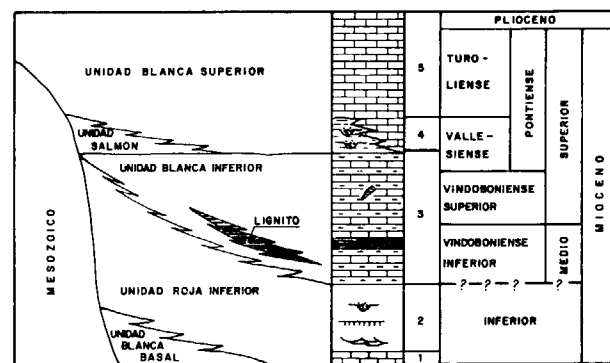


Figura 3.—Unidades informales diferenciadas, relaciones estratigráficas respectivas y edades atribuidas (tramos cronestratigráficos, según normas Magna).

llados, pero a partir de los datos de otros autores recogidos por GAUTIER et al. (1972), y de las dataciones de ADROVER et al. (1978), se pueden establecer jalones estratigráficos (fig. 3). La Unidad Blanca Inferior presenta numerosos yacimientos de fauna a los que han sido atribuidas edades que van desde el Helveciense basal al Vallesiense. La Unidad Blanca Superior ha sido datada como Turoliense o Plioceno basal. Así, pues, el relleno de la cuenca de Ademuz comenzó en el Mioceno medio, o tal vez el inferior, colmatándose a principios del Plioceno.

Los términos más recientes consisten en una unidad detrítica de colores pardo-rojizos atribuida al Plio-Cuaternario y discordante sobre las anteriores, y en diversos depósitos fluviales ligados al río Turia y sus afluentes.

INTERPRETACION SEDIMENTARIA

*Unidad Blanca Basal*

Se encuentra adosada al paleorelieve, adaptándose a sus irregularidades. En la base de la formación se encuentran, en ciertas zonas, lentejones de conglomerados calcáreos que rellenan las depresiones del paleorelieve. La masa principal de la unidad consiste en calizas más o menos margosas de colores blanquecinos, con intercalaciones limo-arenosas de color salmón, y, esporádicamente, de conglomerados de cantos calcáreos. Las calizas se presentan en bancos métricos con niveles bien sean travertínicos, laminados o bioturbados. En algunos puntos las calizas son micríticas y, ocasionalmente, contienen gasterópodos de agua dulce; en otros presentan pasadas milimétricas de materia carbonosa.

Esta unidad aparece tan sólo en la subcuenca occidental, alcanzando su máxima potencia (más de 50 m.) en las proximidades de Toveda. Aflora también más al este, hacia Ademuz, en el fondo de los barrancos de Vallanca y Negrón y en los ribazos del Turia, donde unos afloramientos, no cartografiados por su pequeño tamaño, sugieren la presencia de esta unidad bajo la llanura de inundación actual.

Se atribuyen también a esta unidad, por su posición estratigráfica, unos potentes niveles de conglomerados de cantos calcáreos y matriz carbonatada travertínica que afloran al norte de Ne-

grón, apoyados sobre el paleorelieve mesozoico y cubiertos por la Unidad Roja Inferior. Asimismo, se atribuyen a esta unidad dos pequeños afloramientos de materiales margo-limosos laminados blanquecinos, acompañados de niveles carbonosos que aparecen bajo la Unidad Roja Inferior en el borde oriental de la subcuenca occidental (al este del río Turia, en las proximidades de Val de la Sabina y de Torre Baja).

De análisis de las distintas facies de esta unidad, se deduce que su ámbito de deposición se restringe a la subcuenca occidental, lo que hace suponer la existencia de un umbral localizado en la zona de fracturas del este del Turia. La presencia de niveles carbonatados travertínicos o laminados y los gasterópodos de agua dulce indican un ambiente lacustre poco profundo.

La distribución de facies (fig. 4A) está caracterizada por la existencia de una amplia zona con facies travertínicas, indicativas de un medio palustre muy somero cercano a la orilla y con abundante vegetación. Hacia el este aparecen facies margo-limosas laminadas, con niveles carbonosos, indicadoras de un medio palustre con mayor lámina de agua. Las facies conglomeráticas de Negrón se interpretan como una pequeña cuenca aislada, cuyo relleno comenzó por conglomerados similares a los que rellenan las pequeñas depresiones del paleorelieve en la base de la unidad.

En las facies travertínicas se han observado localmente pequeñas hiladas de lignito en el barranco de Vallanca. Las facies conglomeráticas no presentan indicios de carbón. Los indicios de mayor entidad se hallan en las facies margo-limosas y consisten en niveles de lutitas carbonosas y de lignito de hasta 20 cm. de espesor, encajando en margas ocre y verdosas. En cualquier caso, no se considera lignitífera a esta unidad.

*Unidad Roja Inferior*

Está constituida por conglomerados, areniscas de grano medio y fino, limos arenosos y margas y, en algún caso, margocalizas arenosas, que se caracterizan por su coloración rojiza. La presencia de abundante moscovita sugiere un área madre en rocas paleozoicas algo lejanas.

Los conglomerados son poligénicos y heterométricos y se presentan en cuerpos canalizados con estratificaciones cruzadas en surco, tabulares y

de bajo ángulo. Las direcciones de corriente medidas apuntan hacia el sureste. Las areniscas son de grano fino y medio y, más raramente, grueso y a veces engloban cantos de cuarcita de tamaño grava. Suelen representar canales cuya estructura interna consiste en estratificaciones cruzadas tabulares y en surco, con cicatrices erosivas, nódulos y rizocreciones que representan episodios de edafización posteriores. Los limos arenosos y margas alternan indistintamente con areniscas y presentan bioturbación por raíces que forman niveles de edafización, especialmente bien desarrollados en la zona norte (Libros). Las margocalizas constituyen niveles bien diferenciados por su carácter travertínico y, sobre todo, por la abundancia de rizocreciones, lo cual les confiere un aspecto morfológico muy particular que resalta en el relieve y constituye un nivel guía local.

Esta unidad se apoya sobre la unidad blanca basal o bien directamente sobre el paleorelieve, allí donde falta aquella, como en el caso de la

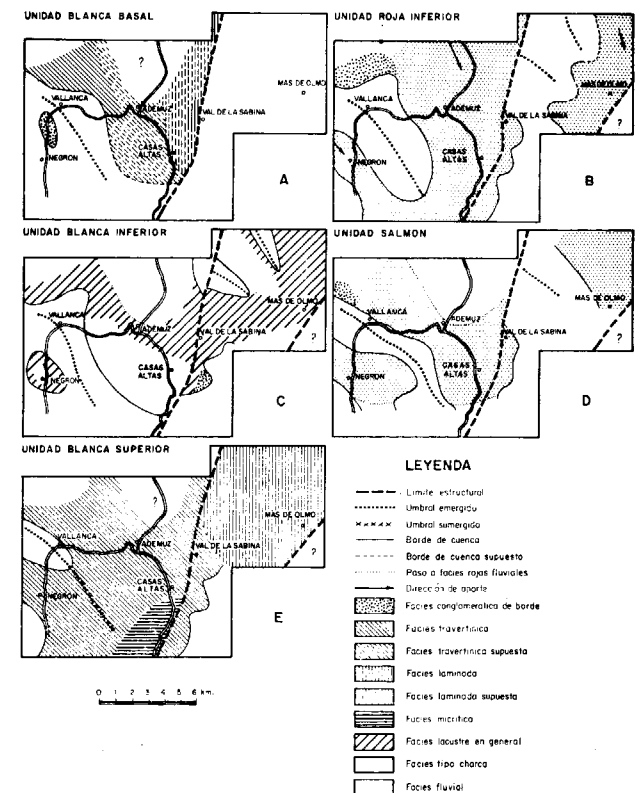


Figura 4.—Mapas de distribución de facies correspondientes a las unidades descritas en el texto.

subcuenca oriental o en la mitad sur de la occidental. Se encuentra muy extendida por toda la zona y aunque en la subcuenca oriental aflora sólo al sur de Más del Olmo, los sondeos de reconocimiento la cortaron al norte de esa localidad. La potencia es muy variable, con un máximo de 180 m. en el noroeste de la región.

Se atribuyen también a esta unidad unos niveles de conglomerados poligénicos y polimorfos de cantos poco redondeados y mal clasificados englobados en una matriz calcárea rojiza, que aparecen intercalados entre las unidades blancas basal e inferior en el área de Toveda.

El ambiente sedimentario de esta unidad correspondería a un sistema fluvial trezado de baja sinuosidad, fluyendo hacia el sureste, con frecuentes desbordamientos hacia las llanuras de inundación en las que había zonas sometidas a edafización y zonas encharcadas en las que se formaban travertinos, ambos en ambiente oxidante que favoreció la precipitación de óxidos de hierro (ion férrico rojizo) y dificultó la conservación de restos vegetales carbonosos.

El mapa de distribución de facies de esta unidad refleja (fig. 4B) la existencia de dos zonas no cubiertas por sedimentos. La situada al sureste de Vallanca representa un umbral en forma de quilla que se hunde suavemente hacia el sureste. La situada al este de la fractura submeridiana que divide la cuenca es de mayor entidad y se inclina suavemente hacia el sureste, presentando dos relieves al noroeste de Más del Olmo que individualizan sendos umbrales secundarios. El borde occidental de esta zona debió tener un relieve más abrupto debido, probablemente, a la acción de la falla submeridiana.

Las dos zonas con relieve positivo delimitan tres áreas deposicionales. La central (Ademuz) es la de mayor entidad tanto en extensión como en espesor de sedimentos y debió contener el cauce principal, cuya área madre se encontraba en los relieves paleozoicos situados al norte, con la corriente fluyendo hacia el sureste y desaguardo por el sur como el Turia actual. Los conglomerados de Toveda corresponden a un cono de deyección lateral con respecto al sistema, que aportaba sedimentos de los relieves adyacentes.

La cuenca occidental (Negrón) está separada de la central por el umbral de Vallanca y representaba un cauce afluente del principal, con el

que se unía hacia el sur. La cuenca oriental (Más del Olmo) está separada de la principal y se desconoce cómo se relacionaba con ella. Su borde sureste lo forma una fractura de dirección nor-este-suroeste que constituye el límite oriental de la cuenca de Ademuz-Libros.

Las características sedimentarias de esta unidad son poco favorables para la acumulación del carbón, y sólo se han encontrado materiales con influencia lacustre y un nivelillo de materia carbonosa en la base de la columna del Pico de la Muela enfrente de Ademuz; sin embargo, su atribución a esta unidad es dudosa y puede que en realidad correspondan a términos de transición con la Unidad Blanca Basal.

#### *Unidad Blanca Inferior*

Está constituida por calizas margosas que alternan con margas hacia el muro. Las calizas presentan bioturbación por raíces y niveles travertínicos, que están muy bien desarrollados hacia el techo, donde constituyen un resalte morfológico. Abundan también los niveles laminados con gasterópodos de agua dulce.

Los niveles margosos del muro suelen presentar hiladas milimétricas o centimétricas de materia carbonosa que, en algunos puntos (tales como el Barranco de Vallurgo en las proximidades de Más del Olmo y el Barranco del Negrón), aumentan de potencia hasta alcanzar el medio metro. Estos niveles margosos presentan laminaciones, bioturbación y contienen abundantes gasterópodos de agua dulce.

El color de estos materiales es generalmente blanquecino, aunque las margas basales son grisáceas y se encuentran niveles de margas pardas y verdosas en relación con los niveles de carbón.

Esta unidad se apoya en discordancia sobre la Unidad Roja Inferior, aunque en algunos puntos del borde de la cuenca descansa directamente sobre el paleorelieve. Al suroeste de Ademuz se encuentra sobre la Unidad Blanca Basal.

Su ámbito de deposición abarca gran parte de la cuenca y falta únicamente en el tercio meridional al sureste de Vallanca y en pequeñas áreas al noroeste de Más del Olmo. Su espesor varía de pocos metros hasta 100 m. en la parte central de la cuenca cerca de Casas Altas.

Corresponden a esta unidad unos niveles de conglomerados calcáreos de matriz carbonatada travertínica que afloran al este de Casas Bajas, apoyándose directamente sobre el paleorelieve o sobre la unidad roja inferior y cubiertos en parte por la Unidad Salmón.

La Unidad Blanca Inferior presenta un carácter netamente lacustre, como indican los depósitos de carbonatos con travertinos, niveles laminados y margas lignitíferas, así como la presencia de numerosa fauna de agua dulce (cf. GAUTIER et al, 1972). En detalle se reconocen dos ambientes sedimentarios distintos que alternaban en el tiempo. Los niveles travertinos corresponden a un medio palustre muy somero con abundante vegetación y condiciones oxidantes, y los niveles laminados y margosos a un medio palustre o lacustre con escasa lámina de agua —aunque mayor que en el caso anterior— con aguas tranquilas y encharcadas y condiciones reductoras en el fondo, que favorecieron la acumulación y preservación de los restos vegetales. En esta facies, propia de ambientes tipo charca, se han encontrado los principales indicios de lignito y se la considera como especialmente lignitífera de modo semejante a lo que sucede en otras cuencas (LONG, 1981).

En el gráfico de distribución de facies (fig. 4 C) se observa la existencia de una única cuenca, fuera de la cual sólo se encuentra el afloramiento de Negrón, que se interpreta como una subcuenca marginal poco importante. Los niveles de conglomerados del este de Casas Bajas corresponderían a un abanico aluvial parcialmente subacuático, con aportes de materiales del paleorelieve inmediato.

La serie lacustre se acuña progresivamente al norte de Ademuz y presenta indentaciones detríticas, pasando lateralmente a las facies fluviales de la Unidad Roja Inferior. En la cuenca principal la distribución de facies palustres, con mayor o menor lámina de agua, es irregular y suelen encontrarse alternantes, lo cual sugiere oscilaciones del nivel freático debidas a irregularidades en el aporte de aguas o a variaciones de la subsidencia. En cualquier caso, se aprecia un predominio de las facies laminadas en la subcuenca oriental que sugiere una mayor profundidad de agua en esa zona y también en la base de la formación, lo cual supone un mayor nivel medio del agua al comienzo del depósito de la unidad. De

todos modos se han representado unas áreas en las que se observa un cierto predominio y mayor desarrollo de los depósitos de charcas favorables al carbón.

En esta unidad se han encontrado los indicios más numerosos e importantes de carbón de toda la zona. El mayor corresponde a la mina abandonada del Barranco de Vallurgo, al noroeste de Más del Olmo, donde se explotó un nivel de lignito de unos 50-70 cm. de potencia. Otros son: el del Barranco de Negrón, donde se encuentra una galería que investigó un nivel de lignito de 50 cm. de potencia; el del Barranco de la Balsa, el de la carretera de Ademuz a Vallanca y el del Oeste de Casas Bajas, todos con muy poca entidad.

Así pues, se considera la Unidad Blanca Inferior y más concretamente la facies de ambiente de charcas, como potencialmente lignitífera.

#### *Unidad Salmón*

Es fundamentalmente detrítica y está constituida por conglomerados, areniscas y limos con algunas intercalaciones de margocalizas.

Los niveles de conglomerados presentan base erosiva, pero no es frecuente observar paleocanales bien definidos. Las areniscas son generalmente de grano fino con estratificación cruzada tabular. En los niveles de margocalizas se han observado rizocrecaciones y algunas estructuras travertínicas. Estos materiales presentan coloraciones rojizas, predominando el color rosa salmón que los caracteriza y les da nombre. Descansa sobre la Unidad Blanca Inferior y en algunos puntos del borde de la cuenca directamente sobre el paleorelieve.

Su ámbito de depósito se reduce a tres zonas aisladas entre sí situadas en Negrón, en Más del Olmo y en la parte central de la cuenca, con potencias irregulares pero reducidas en general, que alcanzan un máximo de 50 m. en el Pico de la Muela al este de Ademuz.

Se atribuyen a esta unidad unos niveles de conglomerados poligénicos y polimorfos de cantos mal redondeados y poco seleccionados, que están englobados en una matriz calcárea rojiza, y que afloran cerca de Toveda sobre los materiales de la Unidad Blanca Inferior y cubiertos parcialmente por los de la Unidad Blanca Superior.

La Unidad Salmón es de carácter fluvial, pero menos conglomerática que la Unidad Roja Inferior, correspondiendo a un sistema fluvial con menos pendiente y menor caudal, pues los relieves estarían rellenos parcialmente por los sedimentos de las unidades anteriores. El nivel freático sería bajo con meteorización en régimen sub-aéreo oxidante.

Con respecto a la distribución de facies de esta unidad (fig. 4D), se observan dos zonas de relieve positivo, que separan la cuenca central de dos subcuencas laterales. El primer umbral se extiende al sureste de Vallanca y es el mismo que ya afectó la sedimentación de las unidades infra-yacentes, pero algo desplazado hacia el nordeste, de modo que se solapan las áreas positivas de los dos episodios fluviales. El segundo está situado al este de la línea de fractura submeridiana que divide la cuenca. Su borde oriental se hunde nuevamente hacia el sureste, mientras que el occidental debió ser más abrupto, debido probablemente, a la actividad de la fractura. Estos umbrales individualizan tres cuencas, dispuestas de modo similar a las que existían durante el depósito de la unidad fluvial anterior, conservándose un modelo similar de circulación de los ríos si bien con las diferencias señaladas antes. En la figura se han señalado las zonas en las que la Unidad Salmón se confunde con la Unidad Roja Inferior, por desaparición de la unidad lacustre blanca intercalada.

Esta unidad no es favorable para la prospección de carbón.

#### Unidad Blanca Superior

Está constituida por una alternancia de calizas y margocalizas en bancos métricos y decimétricos. Las calizas incluyen bancos travertínicos, aunque abundan los niveles micríticos con gasterópodos de agua dulce. En las margocalizas son frecuentes las laminaciones, acompañadas a veces de hiladas milimétricas de materia carbonosa. Localmente se encuentran calizas porosas (tobas calcáreas). Presenta un carácter lacustre atestiguado por la litología y los fósiles.

Se encuentran reposando sobre todas las unidades inferiores, excepto la basal, o sobre el paleorelieve y está ampliamente extendida en toda la cuenca. Su ámbito de depósito rebasa el área de estudio y se encuentran retazos sobre los ma-

teriales del zócalo circundantes. Su potencia es muy variable, desde unos pocos metros hasta 130 m. cerca de Casas Altas.

En la figura 4E se señalan las zonas en que presentan mayor desarrollo las diferentes facies, si bien ha de indicarse que la unidad se caracteriza por la alternancia de litologías, de modo que los dominios representados reflejan el predominio de una de ellas sobre las demás. Así, en la subcuenca oriental (Más del Olmo), predominan las facies laminadas sobre las travertínicas, lo que indica la mayor profundidad de la cuenca (dentro siempre de las condiciones de encharcamiento que se han indicado anteriormente), asimismo se limitan a ella las tobas calizas.

Al oeste del eje Casas Altas-Casas Bajas se localiza un área con desarrollo de calizas micríticas que indican aguas someras sin vegetación, probablemente más alejadas de la orilla. De todos modos las facies micríticas se localizan hacia el muro de la formación, mientras que a techo aparece un potente paquete travertínico.

Al sureste de Vallanca aparece un umbral parcialmente sumergido, que es el responsable del acuífamiento de la Unidad Blanca Superior, cuya potencia disminuye desde 130 m. (Casas Altas) hasta 12 m. (Negrón).

La fractura submeridiana constituye la divisoria entre las facies indicadas.

Se han observado localmente hiladas muy finas de materia carbonosa, pero no indicios de mayor entidad. Teniendo en cuenta el ambiente sedimentario deducido para esta unidad, no se le considera lignitífera.

#### RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA

La cuenca de Ademuz es una depresión intramontañosa finialpídica rellena de sedimentos de edad Mioceno y Plioceno, que se formó a favor de fracturas, entre las que destacan las de dirección submeridiana (aproximadamente norte-sur), que probablemente son el resultado del rejuvenecimiento de fallas hercínicas. El relleno se llevó a cabo en medios lacustres y fluviales, que se sucedían en el tiempo en función de las relaciones entre la subsidencia y la profundidad del nivel freático.

El depósito de las unidades terciarias comenzó antes del Helveciense en un medio lacustre de reducida extensión (Unidad Blanca Basal, fig. 4A), cuyo fondo se inclinaba suavemente hacia el este, donde terminaba contra un relieve abrupto, ligado a la zona de fractura, el cual representaba un umbral. En la zona más profunda, vecina al umbral, se depositaban margas limosas mientras que en el resto, muy poco profundo, dominaron los travertinos. En Negrón se formó una cubeta marginal que se relleno por conglomerados.

Más tarde se produjo un descenso generalizado del nivel freático y se instaló en la región un sistema fluvial trenzado con llanura de inundación bien desarrollada, en la que existían zonas edafizadas y encharcadas (Unidad Roja Inferior, figura 4B). La dirección general del sistema era noroeste-sureste y desaguaba por el sur. Los conglomerados de Negrón representan un cauce afluente. La fractura submeridiana jugó en esta época hundiendo la subcuenca oriental, en cuyo borde este se forma también un sistema fluvial muy similar.

Un ascenso del nivel freático, relacionado probablemente con una disminución de la subsidencia, condujo de nuevo al desarrollo de un ambiente palustre/lacustre en el que se depositó la Unidad Blanca Inferior, que está caracterizada por las alternancias de travertinos y arcillas más o menos carbonosas que reflejan las constantes oscilaciones del nivel freático, desde una lámina de agua muy pequeña a las charcas de aguas tranquilas y reductoras favorables a la acumulación y preservación del carbón. Durante este episodio el juego de la fractura submeridiana fue responsable de las diferencias batimétricas existentes entre las dos partes de la cuenca: en la occidental predomina el régimen palustre, con aguas muy someras y zonas encharcadas, mientras que en la oriental predomina el lacustre (límico), con facies laminadas y varvas estacionales (fig. 4C). Al lago somero llegaban todavía desde el noroeste los aportes detríticos correspondientes a los restos del sistema fluvial, pero en las zonas distales con respecto a él o en las abrigadas por las islas y otros relieves positivos, se dieron las condiciones de aguas encharcadas, tranquilas y reductoras, donde se acumuló el carbón.

Un nuevo episodio fluvial deposita la Unidad Salmón. Se diferencia del anterior (rojo) por su menor extensión y energía del sistema, lo cual

se debe a que la superficie era menos inclinada, pues se habían relleno de sedimentos las irregularidades anteriores. La fractura jugó de distinta forma y elevó la parte oriental de la cuenca de modo que la zona de relieve positivo y sin depósito avanzó hacia el nordeste (fig. 4D).

La Unidad Blanca Superior se depositó en un medio lacustre de gran extensión lateral, que significó un ascenso generalizado del nivel freático durante el Turolense. También se desarrollaron aquí las alternancias de facies travertínicas y arcillosas citadas anteriormente, aunque las últimas están peor representadas que en la Unidad Blanca Inferior. La parte oriental de la cuenca mostró un comportamiento algo más subsidente, con mayor abundancia de sedimentos de charcas que la occidental (fig. 4E).

De acuerdo con esto, sólo la Unidad Blanca Inferior presenta cierto interés para la prospección de lignitos, pues se dan las condiciones adecuadas, es decir, existencia de charcas someras de aguas estancadas, situadas en zonas marginales o al resguardo de islas, y por tanto relativamente aisladas del aporte terrígeno fluvial que llegaba del noroeste. El excesivo aporte terrígeno es perjudicial, pues «diluye» la materia carbonosa vegetal, pero la excesiva escasez de terrígenos, unida a una elevada concentración de carbonatos, es así mismo perjudicial, pues se desarrollan travertinos que inhiben la formación de carbón, ya que la materia vegetal queda recubierta por carbonato y se forma una trama muy porosa que facilita la oxidación.

Las zonas de acumulación del carbón o zonas telmáticas (LUTTIG, 1972, 1981) se localizan en una posición intermedia entre las de aporte terrígeno y las netamente lacustres (fig. 5). Según esto, se pueden delimitar dos zonas potencialmente favorables en el área de Ademuz (fig. 6). Una de ellas se sitúa hacia el nordeste, incluyendo la antigua mina de Vallurgo, y se extiende hacia Más del Olmo. La otra se localiza al sureste de Ademuz y consiste en un cuerpo lenticular que engloba los indicios de Casas Altas y de los Barrancos del Negrón y de la Balsa.

#### CONCLUSIONES

Se han diferenciado cinco unidades litoestratigráficas informales en los materiales de relleno

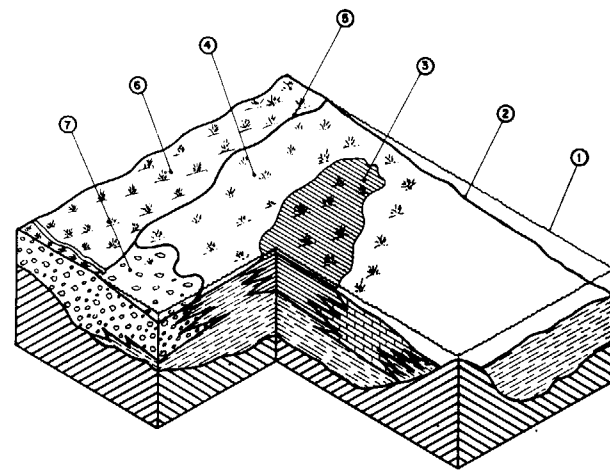


Figura 5.—Bloque diagrama ilustrando las relaciones espaciales de los subambientes citados en el texto, sus relaciones mutuas y los controles deposicionales del carbón.

- (1) Nivel medio del agua del lago.
- (2) Lacustre, arcillas y margas laminadas.
- (3) Palustre, zona telmática con facies lignitíferas.
- (4) Borde de cuenca con carbonatos travertínicos.
- (5) Borde fluctuante de la cuenca.
- (6) Área emergida meteorizada y carstificada.
- (7) Materiales fluviales de borde de cuenca.

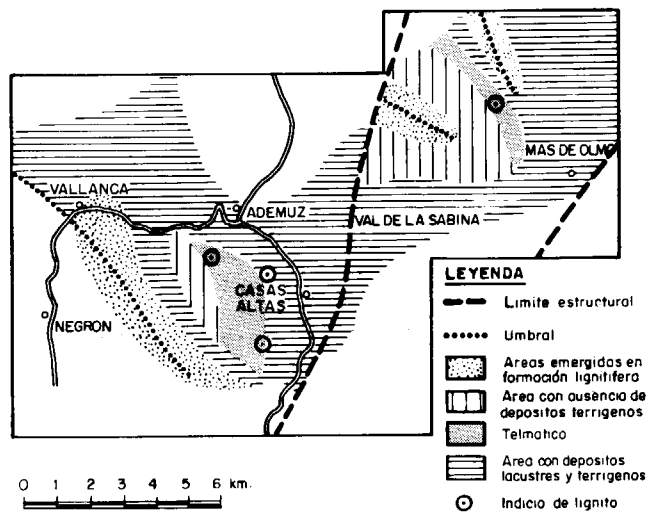


Figura 6.—Zonas potencialmente favorables o telmáticas para la prospección de lignitos en la región de Ademuz en relación con los indicios.

de edad Mioceno-Plioceno de la Cuenca de Ademuz que, de muro a techo, son las siguientes:

#### Unidad Blanca Basal

Constituida por calizas y margocalizas lacustres.

#### Unidad Roja Inferior

Formada por sedimentos detríticos fluviales de color rojizo.

#### Unidad Blanca Inferior

Integrada por arcillas, margas y margocalizas palustres y lacustres con algunos niveles de lignito.

#### Unidad Salmón

Sedimentos detríticos fluviales de colores rosados.

#### Unidad Blanco Superior

Margocalizas, calizas travertínicas y micríticas lacustres que forman el nivel de colmatación de la cuenca.

En cuanto a la prospección de carbón, se puede afirmar que sólo la Unidad Blanca Inferior presenta un cierto interés. En las otras dos formaciones lacustres los indicios de carbón son insignificantes, lo cual concuerda con el menor desarrollo alcanzado por los ambientes de tipo charca, que son los favorables para su acumulación y preservación, y que se situaban en las zonas marginales o al abrigo de las islas y relieves positivos, fuera de la influencia directa de los aportes terrígenos. Se desarrollan así unas zonas de acumulación o «telmáticas» en el sentido de LÜTTIG (1972, 1981) en una posición intermedia entre las zonas de aporte terrígeno masivo y las propiamente lacustres.

En la zona de Ademuz se han localizado dos de estas zonas telmáticas, cuyo potencial lignitífero es reducido, pues son de pequeña extensión y contienen niveles de lignito escasos y poco potentes (máximo 60 cm.), sin que sean previsibles

aumentos espectaculares de potencia o número de niveles.

Por último hay que señalar la bondad y precisión del método de investigación utilizado, que ha permitido reconocer por criterios estratigráficos y sedimentológicos dos zonas de indicios mineros. Por ello se recomienda la aplicación de este método a la investigación de cuencas lacustres, en las que se disponga de afloramientos suficientes para el levantamiento de columnas sedimentológicas que permitan el posterior análisis e interpretación de la cuenca.

#### BIBLIOGRAFIA

- ABRIL, J., et al.: *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 24-26 (Ademuz), MAGNA, escala 1:50.000*. IGME, 51 pp. (1978).
- ABRIL, J.: *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 27-24 (Camarena de la Sierra), MAGNA, escala 1:50.000*. IGME, 51 pp. (1978).
- ADROVER, R.; MEIN, P., y MOISSENET, E.: *Nuevos datos*

*sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel*. Estudios geol., 34, 205-214 (1978).

GAUTIER, F.; MOISSENET, E., y VIALLARD, P.: *Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du fossé néogène de Teruel (Chânes Ibériques, Espagne)*. Bull. Mus. Nat. d'Histoire Naturelle, 77, 179-200 (1972).

IGME: *Exploración geológico-minera de lignitos en la Reserva «Cuenca-Teruel»* (1981).

IGME: *Prospección geológico-minera de lignitos en las Reservas de la zona Cuenca-Teruel, «Muela de San Juan», «Javaloyas», «Ademuz» y «Escamilla»* (1982).

IGME: *Investigación de pizarras bituminosas*. Cuenca de Libros (1981).

LONG, D. G. F.: *Dextral active slip faults in the Canadian Cordillera and depositional environments of related freshwater intermontane coal basins*. En A. D. Miall (ed.), «Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins». Geol. Ass. of Canada Spec. Pap., 23, 153-186 (1981).

LÜTTIG, G.: *Typen von braunkohlenlagestatten*. Geol. Jb., 89, 407-417 (1971).

LÜTTIG, G.: *Visión general del Neógeno y el Cuaternario mediterráneos en relación con la prospección de lignitos*. Bol. Geol. Min., 92, 41-52 (1981).

Recibido: Marzo de 1983



AGUAS SUBTERRANEAS

# Hidroggeoquímica de la zona occidental de la Hoja Geológica núm. 348 de Fuentearmegil (Soria)

Por C. ALVAREZ (\*), F. DE PEDRO (\*\*), M. MOLINA (\*), M. R. SOL (\*), N. VELAZQUEZ (\*) y R. GALLEG0 (\*)

RESUMEN

Con los datos obtenidos en el análisis químico de siete iones de las muestras recogidas en dos épocas diferentes del año, se representan sus frecuencias acumuladas; se analizan las relaciones entre parejas lógicas de iones, así como las correspondientes correlaciones en diagrama salino, para demostrar la concordancia entre el contenido iónico y los materiales geológicos por donde discurren las aguas, hasta su salida a la superficie.

SUMMARY

With the datum get its in the chemical analysis of seven ions of the signboard take in two periods different of the year, its represent there acumulate frecuencys; its analyse the relations between logics pair of ions, so as correlations corresponding in saltmine diagram, for demonstrate ist concordate between the restraineds ionic and the geologic materials, for were go about the waters, till its go ut the superface.

INTRODUCCION

El tema del presente trabajo queda resumido como el estudio geoquímico de las 136 muestras de agua recogidas de 68 fuentes, manantiales y cubillos, en otoño y en primavera de años sucesivos, tomadas en la parte occidental de la Hoja número 348, Fuentearmegil (Soria), del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000 (1).

En el momento de la recogida y posteriormente, siguiendo una serie de métodos analíticos clásicos, se han analizado los valores correspondientes de aniones y cationes de cada muestra, que tratados estadísticamente y considerando a su vez las observaciones de campo, se obtiene una correlación entre las características del terreno geológico y la composición de las aguas seleccionadas.

Las determinaciones se han efectuado en la Sección de Espectroanálisis e Hidroquímica del De-

(\*) Departamento de Química Analítica del CSIC. Facultad de Ciencias Químicas. Universidad Complutense de Madrid.

(\*\*) Junta de Energía Nuclear de Madrid.

partamento de Química Analítica del Consejo Superior de Investigaciones Científicas de Madrid.

1. PARTE EXPERIMENTAL

1.1. DESCRIPCION DE LA ZONA

En esta zona nos encontramos con las últimas alineaciones de las estribaciones más meridionales de la Cordillera Ibérica. Aparecen numerosos contrafuertes que se extienden hasta las arenas terciarias y cuaternarias del valle del Duero, dando lugar a una escabrosa comarca surcada por hondos barrancos. Su red hidrográfica pertenece a la cuenca fluvial del Duero. Cerca de Hontoria, en término burgalés, se forma el río Lobos, que penetra en la misma por entre las desviaciones de la sierra de Cotalago.

Geológicamente se observa que la zona de estudio presenta una topografía accidental y estratigráfica que varía desde el Eocretácico (Cretácico Inferior) al Cuaternario (2) (fig. 1).

El Eocretácico está formado por una serie de sedimentos de carácter trítico; se encuentra des-

pues el Neocretácico, cuyas calizas características se alzan sobre las margas del Cenomanense; se reúnen en un conjunto el Oligoceno y el Paleógeno, constituidos por conglomerados, arcillas,

margas y areniscas; le sigue el Mioceno, que se sitúa en la mitad sur de la Hoja, y por último, aparecen depósitos cuaternarios, situados en las orillas de los ríos Cejos y Madre de Rejas.

1.2. DATOS CLIMATOLOGICOS

El clima viene determinado por la situación de la región en la Península, alejada de influencias marítimas y afectadas por el Sistema Ibérico. Posee clima continental típico de altiplanicie, con temperatura media anual que apenas excede los 10° C. A su vez aparecen fuertes oscilaciones térmicas de media anual y media diaria. Se dan inviernos crudos (hasta -10° C), primaveras cortas y veranos de ardor moderado.

En la figura 2 se recogen los datos pluviométricos y termométricos de El Burgo de Osma (3).

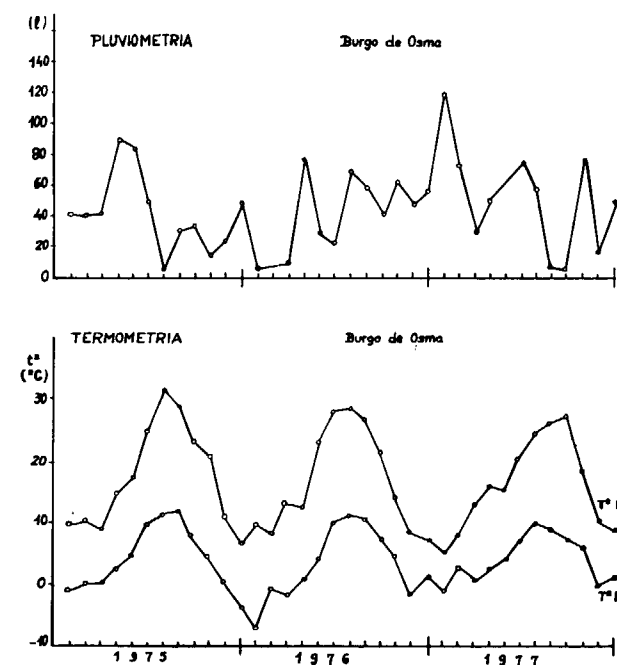


Figura 2

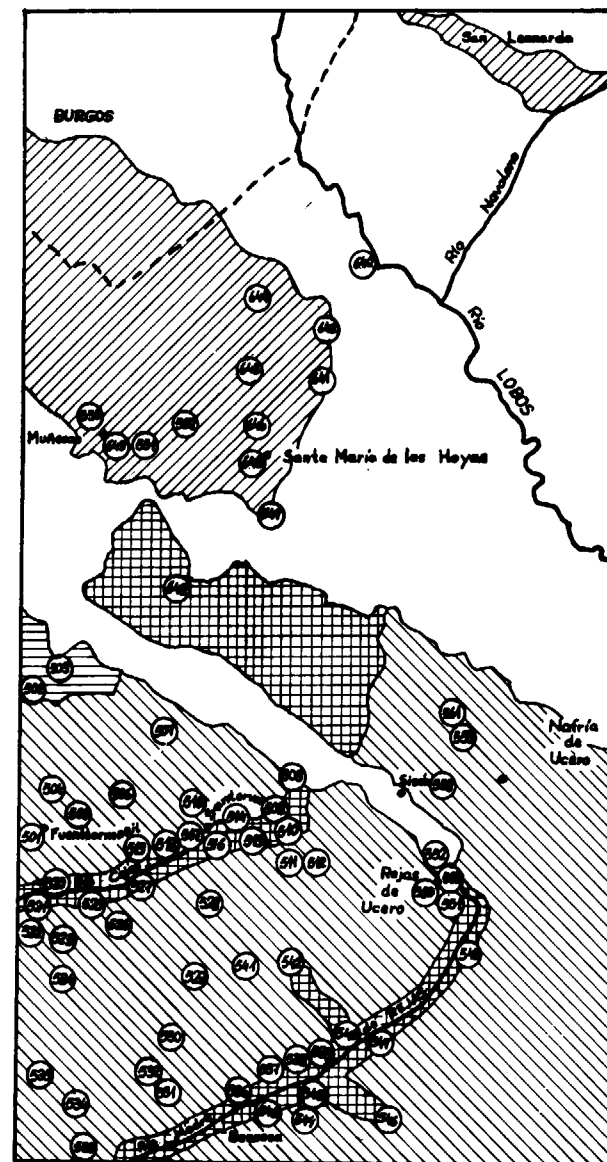


Figura 1

1.3. RECOGIDA DE MUESTRAS

En el período otoño-invierno se han recogido 67 muestras, mientras que en el período primavera-verano sólo 64, pero se ha tomado una no escogida en el período anterior: 640. La falta de estas

tres muestras: 542, 508 y 510, se debe a la disminución del nivel freático, con lo que se secan los manantiales correspondientes. En el momento de la recogida se midieron los valores de la temperatura del agua, pH y conductividad.

La tabla I indica la situación de las muestras geográficamente.

#### 1.4. ANALISIS QUIMICOS

Se han utilizado los métodos clásicos para la determinación del contenido en los iones más representativos. Los alcalinos (sodio y potasio) se analizan mediante la técnica de Fotometría de Llama. La determinación de la dureza y el calcio se hace por complexometría; la diferencia entre la complexona consumida para la dureza y la utilizada para el calcio, nos da el contenido de magnesio en la muestra. Para la determinación de los cloruros se utiliza el método de Mohr. Para el sulfuro se ha utilizado el método colorimétrico, empleando una longitud de onda de 430 m $\mu$ . Y por último, el bicarbonato se valoró por alcalimetría empleando como indicador Shiro-Tashiro, que da viraje del verde al violeta.

En la tabla II se expresan los resultados obtenidos para los distintos cationes y aniones analizados de las muestras. Los datos aparecen en miligramos/l. Los de la primera remesa en otoño: I; de la segunda recogida en primavera: II.

## 2. INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

Para el estudio geoquímico de los iones se hace uso de los resultados analíticos en mg/l. siguiendo un tratamiento estadístico lognormal, lo que nos facilita la representación, evitando que se obtengan campanas de Gauss cuya interpretación es más compleja. Se acumulan los datos en intervalos crecientes de cada ión por separado, en las dos recogidas: I y II, y se representa el porcentaje de las frecuencias acumuladas frente al intervalo tomado en mg/l.

### 2.1. ESTUDIO GEOQUIMICO DE CATIONES

En la figura 3 se representan las distribuciones lognormales de frecuencias acumuladas de cada uno de los cationes.

#### 2.1.1. Sodio

Al analizar las frecuencias acumuladas del sodio frente a la escala de probabilidades se observa en la primera recogida un valor más probable de  $\mu=4$  mg/l, que viene a ser similar a la remesa II  $\mu=3,85$  mg/l.

#### 2.1.2. Potasio

En el caso del potasio se observa que para la

**TABLA I**

Número de muestra	Situación de las muestras	Término municipal	Número de muestra	Situación de las muestras	Término municipal
501	Fuente de Fuentearmegil	Fuentearmegil	509	Cubillo, 1.300 m. al NE de Santervás	Fuentearmegil
502	Fuente de Fuentecaliente	Fuentearmegil	510	Manantial 1.200 m. al E de Santervás	Fuentearmegil
503	Manantial de la Ermita de los Remedios	Fuentearmegil	511	Cubillo, 1.400 m. al SE de Santervás	Fuentearmegil
504	Fuente en el Cubillo del Cojo, 800 m. al N de Fuentearmegil	Fuentearmegil	512	Manantial 1.700 m. al SE de Santervás	Fuentearmegil
505	Cubillo, 600 m. al NE de Fuentearmegil	Fuentearmegil	513	Manantial 600 m. al E de Santervás	Fuentearmegil
506	Manantial 1.400 m. al NE de Fuentearmegil	Fuentearmegil	514	Manantial 300 m. al E de Santervás	Fuentearmegil
507	Manantial 1.700 m. al NE de Fuentearmegil	Fuentearmegil	515	Fuente 200 m. al NO de Santervás	Fuentearmegil
508	Manantial 100 m. al NE de Santervás	Fuentearmegil	516	Fuente 50 m. al E de Santervás	Fuentearmegil

Número de muestra	Situación de las muestras	Término municipal	Número de muestra	Situación de las muestras	Término municipal
517	Fuente de Santervás	Fuentearmegil	544	Manantial 1.100 m. al SO de Valdealbín	Berzosa
518	Manantial 500 m. al O de Santervás	Fuentearmegil	545	Manantial 1.200 m. al SO de Valdealbín	Berzosa
519	Cubillo 1.000 m. al O de Santervás	Fuentearmegil	546	Fuente 1.300 m. al SE de Valdealbín	Burgo de Osma
520	Fuente 700 m. al S de Fuentearmegil	Fuentearmegil	547	Manantial 700 m. al NE de Valdealbín	Valdealbín
521	Manantial 1.000 m. al S de Fuentearmegil	Fuentearmegil	548	Manantial 1.000 m. al S de Rejas de Ucero	Valdealbín
522	Manantial 1.500 m. al S de Fuentearmegil	Fuentearmegil	550	Fuente de Rejas de Ucero	Valdealbín
523	Manantial 1.500 m. al SE de Fuentearmegil	Fuentearmegil	551	Fuente en Rejas de Ucero al S de la Iglesia	Valdealbín
524	Manantial en Valdecorrals, 500 m. al E del camino de Berzosa	Fuentearmegil	552	Fuente 500 m. al N de Rejas de Ucero en el Arroyo Posada	Valdealbín
525	Manantial en Valdecorrals, 500 m. al E del camino a Berzosa	Fuentearmegil	553	Manantial 200 m. al N de Rejas de Ucero en el Arroyo Posada	Valdealbín
526	Manantial 1.700 m. al SE de Fuentearmegil	Fuentearmegil	558	Manantial 1.000 m. al O de Nafría	Nafría
527	Manantial en Vega de Cejos, 400 m. al S del río	Fuentearmegil	559	Manantial 600 m. al NO de Nafría	Nafría
528	Cubillo 1.300 m. al S. de Santervás	Fuentearmegil	561	Manantial-charca 1.100 m. al NO de Nafría	Nafría
529	Manantial 2.300 m. al S de Santervás	Berzosa	640	Manantial en el río Lobos 1.300 m. al O de la carretera Santa María a S. Leonardo	Santa María
530	Manantial 3,5 km. al S de Santervás	Berzosa	641	Manantial en el km. 8,4 de la carretera de Santa María a San Leonardo	Santa María
531	Manantial 2.700 m. al O de Valdealbín	Berzosa	642	Manantial en La Lastrilla, 600 m. al N del km. 8,4 carretera de Santa María a San Leonardo	Santa María
532	Manantial 2.700 m. al O de Valdealbín y 1.000 m. al N del Camino a Villálvaro	Berzosa	643	Manantial en el Cruyazo, 1.000 m. al N de Santa María, entre dos caminos.	Santa María
533	Manantial 4,2 km. al SO de Valdealbín	Berzosa	644	Fuente en el Barranco del Cordón a 2 km. al N de Santa María	Santa María
534	Manantial 4,2 km. al E de Valdealbín	Berzosa	645	Fuente en Santa María, al SE	Santa María
535	Manantial 3,5 km. al S de Fuentearmegil	Berzosa	646	Fuente en Santa María, al N	Santa María
536	Manantial 1.500 m. al O de Valdealbín	Berzosa	647	Manantial 100 m. al S de Santa María en el camino de Nafría	Santa María
537	Manantial 800 m. al E de Valdealbín	Berzosa	648	Manantial 2,5 km al SO de Santa María	Santa María
538	Manantial 600 m. al E de Valdealbín	Berzosa	649	Fuente en Muñecas	Santa María
539	Cubillo 300 m. al E de Valdealbín	Valdealbín	650	Fuente 200 m. al NO de Muñecas, en el camino a Orillares	Santa María
540	Fuente de Valdealbín	Valdealbín	651	Manantial 500 m. al E de Muñecas	Santa María
541	Manantial 2 km. al NO de Valdealbín	Valdealbín	652	Fuente del lavadero de Santa María	Santa María
542	Manantial 1.600 m. al NO de Valdealbín	Valdealbín			
543	Manantial 500 m. al SO de Valdealbín	Valdealbín			

TABLA II

Nº MUESTRA	Na <sup>+</sup>		K <sup>+</sup>		Ca <sup>2+</sup>		Mg <sup>2+</sup>		Cl <sup>-</sup>		SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		CO <sub>3</sub> H <sup>-</sup>		
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	
501	23,5	14,5	23,5	20,0	93,23	99,42	4,96	2,92	48,85	40,63	51,5	84,0	124,70	137,30	
502	2,8	2,9	2,1	2,2	86,68	64,14	5,95	3,89	7,38	7,42	9,0	12,5	271,08	190,69	
503	2,1	2,1	1,6	2,1	44,16	57,73	2,97	1,95	6,82	6,13	10,0	12,5	132,83	165,26	
504	5,7	5,8	4,5	4,1	44,16	44,90	2,97	0,97	9,77	7,52	7,5	12,5	136,12	127,13	
505	1,6	2,6	2,7	2,2	34,35	27,26	1,98	1,95	6,82	6,88	19,0	30,0	51,50	38,14	
506	7,7	8,0	2,3	2,8	47,43	40,09	2,97	2,92	5,68	6,13	9,0	10,0	138,25	124,58	
507	1,3	2,0	5,3	4,8	17,72	17,64	2,97	1,95	5,11	6,66	6,0	6,0	51,50	55,94	
508	5,5	-	0,7	-	45,78	-	1,98	-	3,64	-	5,0	-	143,67	-	
509	4,5	7,9	2,3	15,4	40,89	52,92	2,97	1,95	7,95	11,61	4,0	10,0	130,12	172,89	
510	9,1	-	0,9	-	52,39	-	2,97	-	8,41	-	9,0	-	173,49	-	
511	5,9	5,8	1,5	1,5	62,15	64,14	1,98	1,95	7,38	5,91	8,0	8,0	132,83	193,23	
512	7,5	6,1	1,1	1,7	58,88	70,55	0,99	1,95	11,13	8,71	5,0	18,5	173,49	208,49	
513	4,1	3,7	3,0	1,1	73,60	54,52	1,98	8,76	8,52	6,66	11,5	12,5	211,44	152,55	
514	3,3	4,8	1,8	3,0	65,42	54,52	2,97	1,95	7,95	14,94	14,0	5,0	192,47	160,18	
515	3,9	3,5	1,3	0,7	40,89	36,88	2,97	0,97	8,82	5,48	8,0	5,0	113,85	109,33	
516	5,8	2,1	0,9	1,7	45,78	65,74	4,96	2,92	7,95	6,88	11,0	9,0	135,54	193,23	
517	2,4	2,1	1,1	1,5	49,06	73,76	3,97	0,01	7,50	6,77	5,0	7,0	151,81	236,45	
518	2,4	4,0	1,1	1,4	52,39	40,09	2,97	2,92	6,36	5,48	12,0	8,0	143,67	119,90	
519	6,0	6,0	0,5	1,4	29,44	60,93	1,98	1,95	7,95	6,13	3,0	8,0	100,31	190,69	
520	2,1	2,0	1,1	1,7	42,52	41,69	0,99	1,95	7,38	6,66	8,0	10,0	113,85	101,70	
521	1,5	2,0	0,9	1,4	34,34	46,50	2,97	0,97	4,88	2,58	8,0	6,0	116,57	134,72	
522	5,0	4,7	-	1,8	34,34	60,93	5,95	0,01	9,09	7,20	12,0	15,0	103,01	162,72	
523	3,2	3,0	0,2	1,8	47,43	67,35	5,95	2,92	5,68	4,73	11,0	12,0	124,70	183,06	
524	8,1	5,8	0,1	1,7	60,51	54,52	4,96	3,89	7,04	7,31	12,5	17,5	173,50	157,64	
525	3,2	3,7	0,8	4,2	57,24	49,71	2,97	3,89	7,38	12,04	16,5	10,0	143,67	124,58	
526	3,5	5,8	4,0	1,5	35,98	57,73	2,97	0,01	11,93	5,48	9,0	21,5	86,75	167,81	
527	6,1	4,7	1,3	1,4	42,52	41,69	5,95	1,95	5,91	4,30	13,5	11,0	151,80	111,87	
528	3,7	3,7	2,8	3,0	55,60	41,69	1,98	1,95	5,45	4,94	8,0	10,0	165,36	114,41	
529	7,6	5,9	0,3	2,0	49,06	57,73	4,96	1,95	9,43	7,42	10,0	11,0	143,67	177,98	
530	2,7	2,9	-	2,0	55,60	59,33	0,01	4,86	6,13	5,48	19,0	16,5	130,12	162,72	
531	3,6	2,9	6,1	1,4	70,33	46,50	2,97	1,95	13,63	6,66	17,5	11,0	197,90	134,73	
532	5,5	4,2	0,6	1,1	60,51	57,73	8,93	0,97	7,95	5,37	24,0	20,0	149,10	167,81	
533	9,0	6,3	4,5	1,3	47,43	57,73	4,96	5,84	18,74	7,74	11,0	13,5	149,10	167,81	
534	9,0	8,2	1,5	2,0	42,52	51,31	5,95	3,89	12,16	6,56	15,5	9,0	143,67	170,35	
535	3,6	10,0	0,5	3,8	42,52	49,71	5,95	7,78	8,52	17,74	17,0	10,0	127,41	150,01	
536	7,0	4,0	6,5	1,8	75,23	84,99	3,97	0,97	22,72	7,31	26,5	28,0	206,02	193,23	
537	3,6	7,0	1,3	2,6	40,89	60,93	5,95	4,86	7,62	9,03	12,5	12,5	138,25	170,35	
538	5,5	3,7	0,7	0,9	42,52	43,29	5,95	4,86	9,66	4,84	13,5	5,0	149,10	142,38	
539	5,5	5,7	0,7	1,8	45,80	44,90	3,97	23,35	11,36	10,21	11,0	5,0	157,23	142,38	
540	4,0	4,2	1,1	1,5	55,61	67,35	5,95	4,86	17,04	14,19	16,5	7,0	162,65	188,15	
541	4,8	5,3	0,5	4,0	60,51	72,16	2,97	6,81	7,27	9,78	16,5	47,5	173,50	162,72	
542	5,3	-	0,1	-	58,88	-	7,93	-	6,25	-	14,0	-	189,78	-	
543	5,2	4,2	1,5	0,8	40,89	48,11	6,94	2,92	10,00	7,52	14,0	9,0	146,39	137,30	
544	5,1	4,4	0,9	1,5	50,70	44,90	3,97	4,86	14,09	10,53	14,5	8,0	143,67	134,75	
545	4,5	4,4	0,9	2,8	49,07	44,90	4,96	10,70	13,18	10,64	15,0	12,0	138,25	132,21	
546	4,1	3,9	2,1	1,9	58,88	46,50	3,97	2,92	19,20	17,84	10,5	1,0	162,65	124,58	
547	4,1	3,8	2,1	1,4	91,60	40,09	3,97	4,86	6,13	6,67	11,5	10,0	284,64	127,13	
548	6,1	6,0	1,1	1,3	40,89	41,69	3,97	2,92	6,36	5,59	10,5	6,0	135,54	142,38	
550	6,3	6,2	1,3	1,9	45,80	57,73	1,98	0,97	18,06	16,77	12,0	7,0	127,41	160,18	
551	8,4	9,8	11,7	12,6	40,89	52,92	6,94	5,84	24,76	25,11	15,0	8,0	121,99	137,30	
552	2,6	2,4	2,1	2,8	35,99	40,09	4,96	4,86	7,95	6,23	14,0	5,0	113,85	132,21	
553	7,0	9,0	1,1	0,8	45,80	41,69	2,97	5,84	11,13	9,14	18,5	1,0	127,41	132,21	
558	6,3	6,2	0,3	6,0	37,62	59,33	2,97	0,97	11,36	12,58	13,0	-	121,99	185,60	
559	2,3	2,4	1,7	2,2	39,25	6,41	0,01	10,70	5,45	6,13	14,0	1,0	124,70	35,60	
561	0,7	3,2	2,9	9,0	6,54	19,24	0,01	3,89	5,23	10,64	13,0	14,0	10,84	53,39	
640	-	0,8	-	2,0	-	57,73	-	2,89	-	6,23	-	11,0	-	139,84	-
641	1,5	1,0	1,0	1,5	40,89	57,73	4,96	1,95	5,34	4,41	27,0	41,0	124,70	177,98	
642	1,4	1,5	1,5	3,0	50,88	62,54	7,93	6,83	5,68	6,02	35,5	44,0	173,50	177,98	
643	3,7	1,2	18,3	2,7	8,17	6,41	0,99	0,97	17,04	4,94	19,0	17,0	-	12,71	-
644	2,0	1,6	2,1	2,7	50,88	72,16	8,93	6,81	6,36	5,48	62,0	94,0	168,07	170,35	
645	1,8	1,5	2,1	2,5	85,05	49,71	1,98	5,84	6,25	6,34	14,0	14,0	254,82	142,38	
646	3,2	4,2	1,1	1,8	76,87	65,74	3,97	4,86	9,32	6,66	21,0	29,5	222,29	180,50	
647	3,3	2,5	3,9	3,4	73,60	60,93	9,92	7,78	9,20	7,31	75,0	110,0	189,76	127,13	
648	3,3	6,0	15,1	29,0	50,88	36,88	7,93	3,89	13,18	17,52	14,0	20,5	200,60	134,75	
649	1,4	1,4	1,5	3,0	4,90	8,02	0,99	0,01	7,84	7,85	18,0	20,0	16,26	25,43	
650	2,6	2,3	2,4	3,4	6,50	8,02	0,99	0,97	8,07	6,88	16,5	14,0	27,19	25,43	
651	2,8	2,6	3,5	3,6	13,08	19,24	3,97	2,92	10,22	8,38	29,0	7,0	62,35	68,65	
652	1,8	1,8	1,6	4,8	3,27	8,02	0,99	1,95	6,48	8,06	19,0	13,5	10,84	25,43	

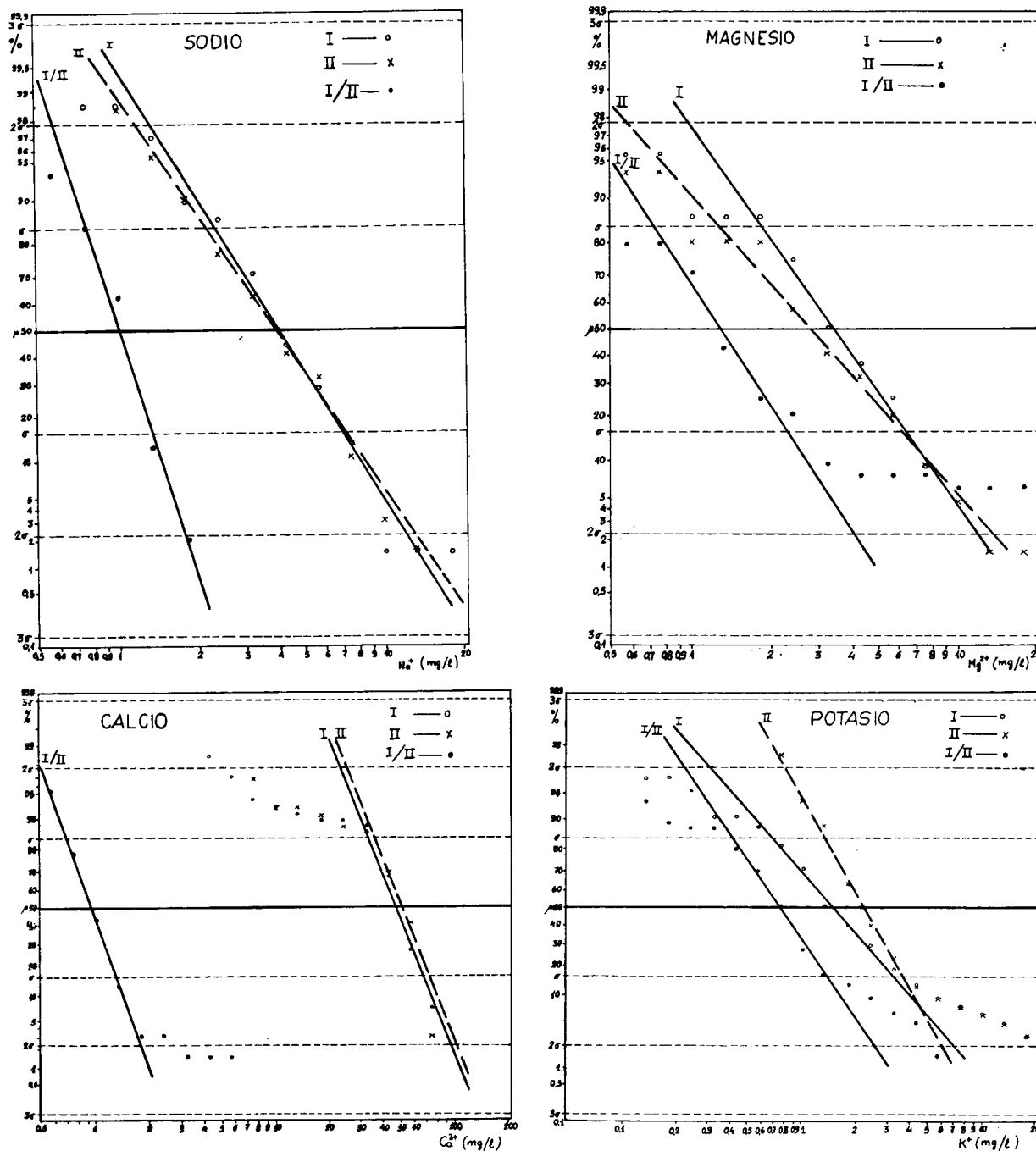


Figura 3

primera remesa aparece una dispersión acusada, con un valor más probable  $\mu=1,45$  mg/l., mientras que la segunda presenta un  $\mu=2,20$  mg/l.

2.1.3. Calcio

Para el calcio, el valor más probable para la

remesa I es  $\mu=46$  mg/., menor que el de la II,  $\mu=50$  mg/l. Presentan ambas una dispersión similar y una pendiente igual.

2.1.4. Magnesio

En cuanto al magnesio, se observa que el valor

más probable para la primera remesa es  $\mu=3,4$  miligramo/l., que difiere considerablemente de la serie II  $\mu=2,8$  mg/l.

2.2. ESTUDIO QEOQUIMICO DE ANIONES

En la figura 4 se representan las distribuciones lognormales de frecuencias acumuladas de los aniones.

2.2.1. Cloruro

Según la figura para los cloruros, vemos cómo el valor más probable que presentan las muestras de la remesa I discrepa de la II,  $\mu_I=8$  mg/l. y  $\mu_{II}=7,5$  mg/l., mientras que las pendientes de las rectas que fijan estos valores son cercanas, aunque no iguales.

2.2.2. Sulfato

En la gráfica correspondiente a los sulfatos, se

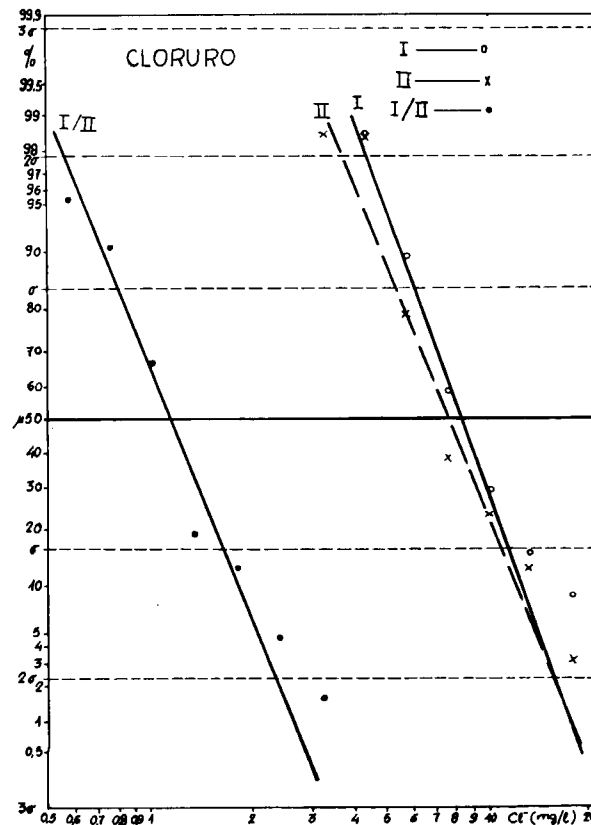
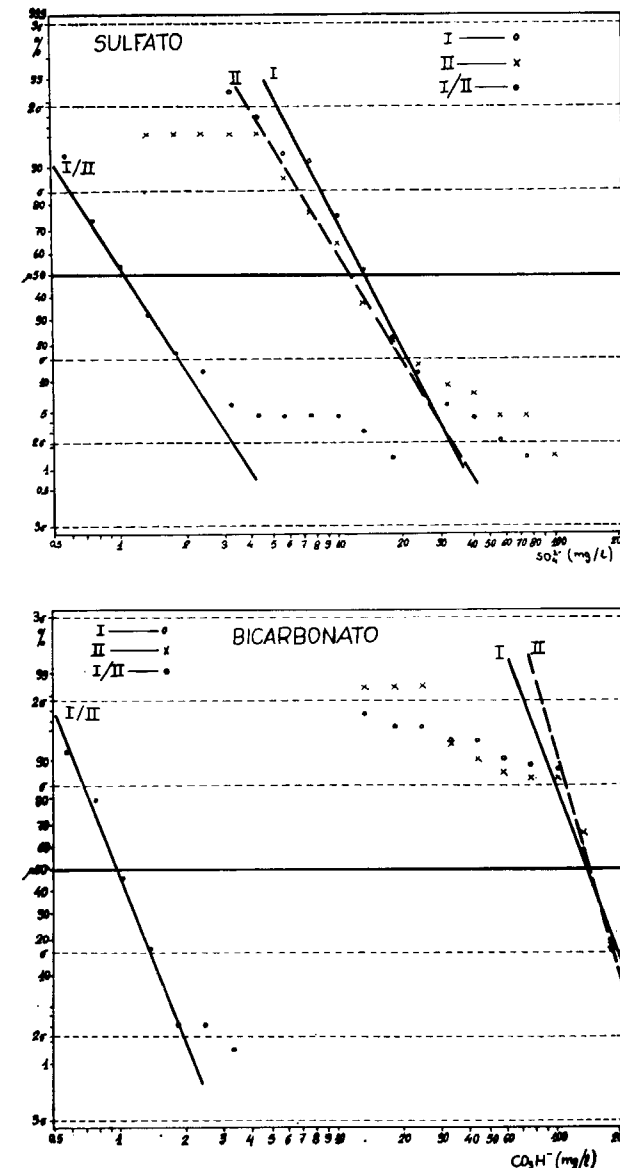


Figura 4

observa una gran dispersión en los resultados de una y otra época:  $\mu_I=13,4$  mg/l. y  $\mu_{II}=11,5$  mg/l.

2.2.3. Bicarbonato

Para los bicarbonatos apreciamos una gran dispersión de los datos para las muestras que presentan una concentración menor de 75 mg/l. Esto supone una adecuada correlación entre las muestras, que se ve afirmado por los valores más probables  $\mu_I=135$  mg/l. y  $\mu_{II}=140$  mg/l.



2.3. CORRELACIONES ENTRE CATIONES Y ANIONES

Dado que la región es abundante en materiales calcáreos, parece conveniente establecer la proporción entre los siguientes iones:

2.3.1. Bicarbonato y calcio

Habiéndose realizado una gráfica donde se marca el área predominante de bicarbonato y calcio, figura 5, se aprecia una cierta separación de la línea 1:1 de las muestras de agua tomadas en primavera respecto a las tomadas en otoño.

2.3.2. Sulfato y calcio

Según la figura 6 se observa una apreciable separación de la línea 1:1 de las muestras recogidas en primavera respecto de las de otoño, porque predomina el terreno calcáreo sobre el yesífero.

2.4. CORRELACION EN DIAGRAMA SALINO

Al relacionar los aniones con los cationes en el diagrama salino, se observa un predominio de las muestras de agua con elevado porcentaje en calcio y bicarbonato.

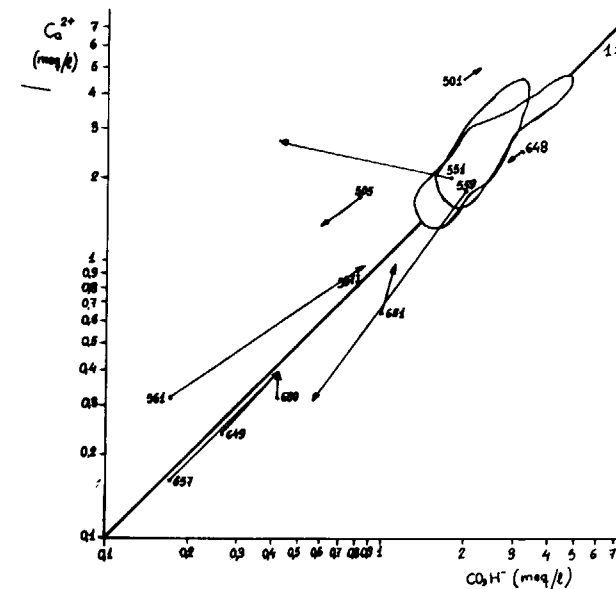


Figura 5

Así, tanto en la primera como en la segunda recogida la mayor parte de las muestras poseen baja proporción en alcalinos y alto porcentaje en calcio, esto denota que las muestras de agua, en su mayoría, pasan por terrenos calizos. En cuanto a la relación de bicarbonatos frente a sulfatos, es predominante una elevada proporción en bicarbonatos respecto a la de sulfatos, que no sobrepasa el 20 por 100, en la primera recogida, y en la segunda es predominante una elevada proporción del primero frente al segundo. Al estudiar, mediante la figura 7 del diagrama salino general,

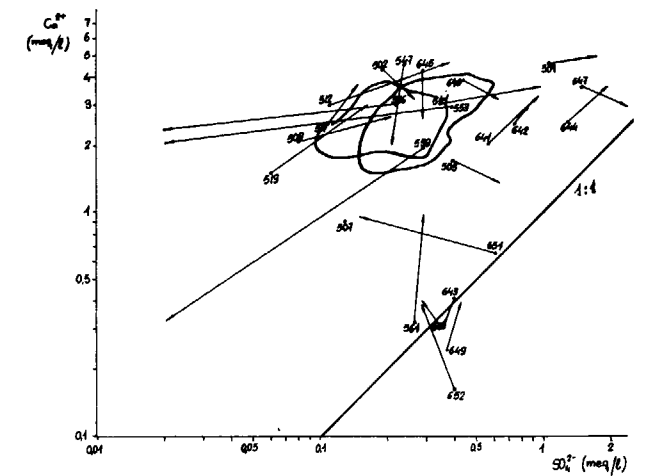


Figura 6

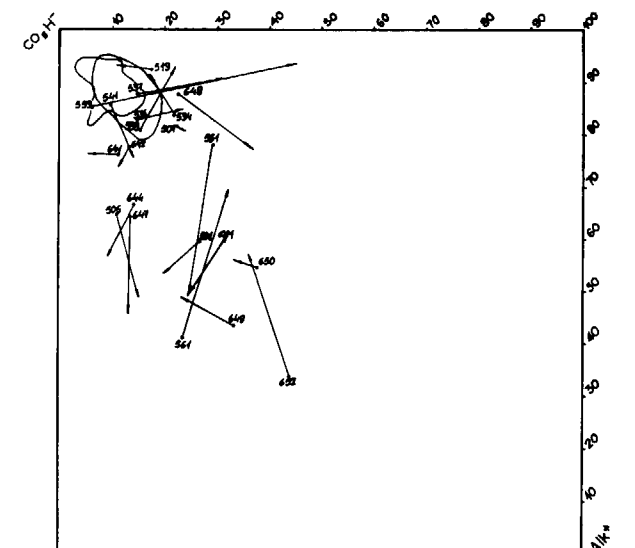


Figura 7.— Diagrama salino.

las desviaciones que presentan las muestras de agua de una a otra remesa, se observa una zona de calizas donde los cambios en porcentaje no son apreciables, y si lo son, quedan dentro de dicha zona.

### 3. DISCUSION DE RESULTADOS

— La concentración de bicarbonato, en general, es mayor en las muestras de agua recogidas en primavera, como consecuencia de la mayor solubilidad del anhídrido carbónico con el frío.

— Se observa una clara proporcionalidad 1:1 en las correlaciones calcio-bicarbonato. Sin embargo, la relación calcio-sulfato se aleja de la proporcionalidad 1:1, debido al elevado contenido en calcio respecto a los sulfatos. Esto nos da idea del predominio del bicarbonato cálcico en las muestras de agua analizadas.

— El contenido salino de las aguas se observa que es mayor la recogida de primavera que en otoño, al contrario de lo que cabe esperar, ya que la salinidad de las aguas aumenta con la sequía

del verano. Esto se explica considerando las abundantes precipitaciones pluviométricas de los meses que precedieron a la recogida de otoño.

— Si observamos el contenido en calcio de las muestras 649, 650, 652, 643, 507 y 561, situadas entre 1.030 y 1.100 m. de altitud, se ve que es bastante menor que el resto de las muestras de agua. Como, por otra parte, la muestras de agua 644, 642, 641 y 647, cuyas cotas están comprendidas entre 1.070 y 1.100 m., tienen un alto contenido en sulfatos, se deduce que los terrenos más elevados son ricos en este ión y no en bicarbonato cálcico.

### BIBLIOGRAFIA

- (1) INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL: *Hoja núm. 348 del Mapa Topográfico Nacional, E. 1:50.000. Fuentesarriegil (Soria).*
- (2) INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA: *Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja núm. 31 (1971).*
- (3) INSTITUTO METEOROLÓGICO NACIONAL: *Servicio de datos mensuales de la Cuenca del Duero (1975, 1976 y 1977).*

Recibido: Enero de 1983

## Programa Compar para la interpretación de sondeos eléctricos

Por M. ZARROCA BONET (\*)

### RESUMEN

El presente trabajo trata de un programa para la interpretación de sondeos eléctricos. El método que desarrolla podría considerarse similar al convencional de comparación a curvas patrón, si bien en el caso del programa no se dispone de un catálogo limitado de curvas patrón, sino que el mismo genera cualquier curva deseada, por lo que sus posibilidades son muy superiores al método clásico de interpretación. El programa está escrito en lenguaje Fortran conversacional, y para ser manejado en sesión interactiva, de manera que una vez entrados los datos de la curva de campo, el operador irá generando curvas teóricas hasta encontrar la que coincida con la de campo. La comparación entre ambas curvas se realiza gráfica y/o numéricamente.

### RESUME

Ce travail présente le programme Compar pour l'interprétation des sondages électriques. La méthode employée il peut être considérée semblable à la méthode conventionnel du comparaison des courbes de campagne et courbes patron, mais le présent programme ne dispose pas d'une catalogue limitée des courbes patron, il calcule pour lui même quelqu'une courbe désirée, c'est-à-dire, il dispose d'une nombre infini des courbes patron.

Le programme est écrite dans langage Fortran conversational et pour être employée dans séance interactive. Une fois entrées les données du courbe de campagne, l'opérateur la comparera avec les différents courbes patron calculées pour le programme jusqu'à trouver une qu'il soit tout même. La comparaison des courbes de campagne et théoriques il peut être réalisée de façon graphique ou numérique.

### 1. INTRODUCCION

Durante mucho tiempo la interpretación de los sondeos eléctricos se ha venido realizando por el método de superposición a curvas patrón previamente calculadas (colecciones C. G. G., Orellana-Mooney, E. A. E. G., por citar algunas) para la resolución de un número limitado de capas y ampliado con algunas técnicas (punto auxiliar, por ejemplo) para curvas con mayor complejidad de capas, disminuyendo en este caso la precisión de la interpretación.

En el momento presente pudiera decirse que la citada etapa está a punto de superarse, dando paso a la interpretación automática mediante ordenador o calculadora digital. No obstante, dicha forma de interpretar no está totalmente resuelta y, en todo caso, el usuario interpretador juega un importante y decisivo papel en la obtención de resultados.

Cabalgando entre ambos métodos de interpretación está el programa Compar que se presenta, ya que la interpretación se realiza por comparación de la curva de campo con curvas teóricas; si bien estas últimas generadas por el programa y bajo el control y criterio del usuario.

(\*) Doctor en Ciencias Geológicas. Universidad Autónoma de Barcelona. Bellaterra. Departamento de Geodinámica Externa. Facultad de Ciencias.

2. INTERPRETACION DE SONDEOS ELECTRICOS CON EL PROGRAMA COMPAR

El método de interpretación de sondeos eléctricos a través del programa Compar podría resumirse como sigue:

En primer lugar, el usuario debe realizar una interpretación previa del sondeo eléctrico considerado, bien por el método de superposición comentado o por cualquier otro, inclusive bastaría realizarla empíricamente por inspección ocular, ya que se trata solamente de obtener un primer tanteo acerca del corte geoelectrico correspondiente.

Superada esta etapa es cuando entra en juego el programa que se comenta. Los datos de campo, esto es, distancias interelectrónicas y resistividades aparentes, se entran en el programa e igualmente los parámetros: resistividades y espesores de las capas del corte geoelectrico supuesto determinado en la fase anterior. El programa Compar durante su ejecución calculará la curva de resistividad aparente correspondiente a dicho corte geoelectrico y presentará los resultados conjuntamente de la curva de campo y la generada. La representación de estos resultados será gráfica o numérica a conveniencia del usuario y su objetivo es que puedan ser comparados por el interpretador. Este, de acuerdo con las discrepancias existentes entre ambas curvas, modificará los datos del corte geoelectrico supuesto y nuevamente se generará la curva teórica correspondiente a un nuevo supuesto. El reajuste de los datos del corte geoelectrico se realizará cuantas veces se precise hasta conseguir que la curva de campo y la teórica sean idénticas. El corte geoelectrico que corresponda a este último caso, obviamente, será la solución del problema.

3. DESCRIPCION Y UTILIZACION PRACTICA DEL PROGRAMA COMPAR

De acuerdo con el método de interpretación comentado y a fin de dar una mayor flexibilidad y agilidad de ejecución, el programa Compar está planteado en forma conversacional y previsto para ser utilizado en sesión interactiva. El lenguaje utilizado es Fortran 77.

Durante su ejecución, el programa va cuestionando diferentes preguntas y opciones que serán

contestadas por el usuario. Dichas cuestiones, así como la marcha general del programa, se presentan en la figura núm. 1 bajo la forma de diagrama de flujo.

Las cuestiones que plantea el programa durante su ejecución son las siguientes:

A. Entrada de datos de campo.

En primer lugar solicita:

¿Número de puntos curva de campo?

La respuesta por parte del usuario será entrar el número de puntos solicitado.

Seguidamente se demandan los datos de la curva de campo:

DIAGRAMA DE FLUJO PROGRAMA COMPAR

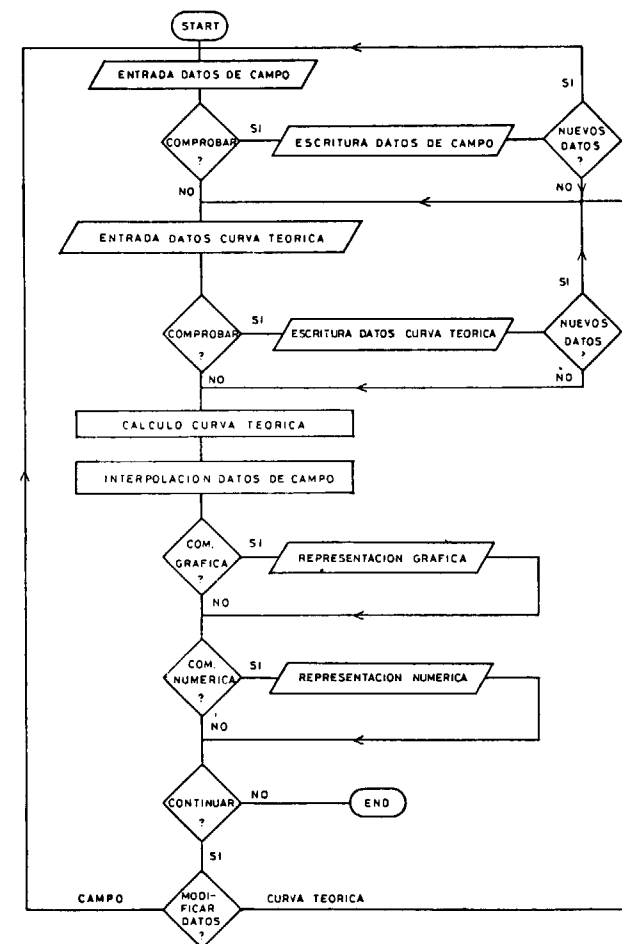


Figura 1

Dame AB/2 y resistividades curva de campo.

El usuario deberá entrar los datos solicitados y en número especificado en la pregunta anterior. Tanto los datos aquí solicitados como en todas las demás cuestiones que plantea el programa los números son sin formato, a fin de permitir una mayor agilidad a su entrada.

B. Opción a comprobar los datos de campo entrados.

El programa solicita:

¿Comprobación datos de campo? SI = 1, NO = 0

Si se desea la citada comprobación, debe entrarse el número 1; en caso contrario el número a entrar será el 0. En caso de haber solicitado la comprobación, aparecerán seguidamente en pantalla los citados datos de campo y a continuación la opción a entrar nuevos datos en sustitución de los anteriores.

C. Opción a la entrada de nuevos datos de campo.

El programa plantea:

¿Nuevos datos de campo? SI = 0, NO = 1

Si se desean entrar nuevos datos de campos debe entrarse el número 0 y el programa retornará a la cuestión 1. En caso contrario se entrará el número 1 y el programa pasará a la cuestión siguiente.

D. Entrada de datos del corte geoelectrico supuesto.

El programa solicita:

¿Número de capas corte geoelectrico?

La respuesta, obviamente, será entrar el número de capas del corte geoelectrico supuesto. Seguidamente el programa pide:

¿Dame resistividades y espesores?

y se entrarán las parejas de datos solicitados. De la última capa únicamente debe entrarse la resistividad.

E. Opción a comprobar los datos del corte geoelectrico entrado.

En este punto se plantea una opción similar a la B, pero referida al corte geoelectrico:

¿Comprobación corte geoelectrico? SI=1, NO=0

y se entrará el número 0 ó 1 en función de si desea realizar la comprobación.

F. Opción a entrar nuevos datos del corte geoelectrico.

Si en la opción anterior se ha solicitado la comprobación de los datos del corte geoelectrico, a continuación aparecerán en pantalla dichos datos y seguidamente se plantea la opción:

¿Nuevos datos corte geoelectrico? SI=0, NO=1

En caso de responder afirmativamente, el programa retornará a la cuestión D; en caso contrario, el programa sigue adelante.

El paso siguiente del programa es calcular la resistividad aparente correspondiente al corte geoelectrico entrado. El algoritmo utilizado para este cálculo es el propuesto por Poús (1980). Seguidamente se realiza la interpolación de los datos de campo a la misma secuencia de abscisas que la curva teórica, esto es, 10 puntos por ciclo logarítmico de razón 10<sup>0.1</sup>. La interpolación es lineal, por lo que los resultados están expuestos al error consiguiente. Una mayor exactitud podría lograrse mediante otros tipos de aproximación polinómica o, simplemente, utilizando en los datos de campo la secuencia de abscisas comentada, con lo que se ahorraría la interpolación. No obstante, si los datos de campo tienen suficiente densidad de puntos por ciclo logarítmico el error será muy pequeño.

Llegado a este punto, el programa tiene ya elaborados los datos de campo y los de la curva teórica generada. Es ahora cuando el programa plantea la forma de presentación de dichos resultados.

G. Opción: Representación gráfica o numérica de los resultados.

El programa pregunta:

¿Representación gráfica?=0  
¿Representación numérica?=1

En caso de que se desee la representación gráfica debe entrarse el número 0. Si se prefiere la representación numérica debe entrarse el número 1. No obstante, ambos tipos de representación son secuenciales, de manera que si se opta por la representación gráfica el problema plantea a continuación:

H. Opción representación numérica.

El programa demanda:

¿Representación numérica? SI=1, NO=0,

que ofrece nuevamente la posibilidad de representación numérica.

Este planteamiento secuencial se ha estimado interesante con vistas a que en los primeros ajustes de la curva teórica a la de campo previsiblemente habrá notables diferencias entre ellas y serán más fácilmente visibles en la representación gráfica que en la numérica. Esta última se reservaría para cuando ya exista una gran concordancia entre los gráficos y se deba entrar en el detalle numérico.

La representación gráfica se realiza a escala bilogarítmica y aparecen diferentes símbolos para la curva de campo y la teórica. Debe tenerse en cuenta que las escalas son aproximadas, ya que la representación se realiza en base a la impresión de caracteres. Conviene también indicar que la representación no se atiene al convencionalismo de que la resistividad aparente corresponda a ordenadas y la separación interelectrónica a abcisas, si no justamente a lo contrario. Ello se justifica porque la separación interelectrónica se realiza con intervalos de separación constantes (a escala logarítmica) y en el programa se aprovecha esta circunstancia para que las distancias interelectrónicas correspondan a las diferentes líneas de escritura y se evita así el tratamiento de matrices de dos dimensiones. La representación de las abcisas (resistividad aparente) se realiza a escala logarítmica de módulo similar al de ordenadas, aunque no idéntico, habida cuenta la no coincidencia en el carro de escritura la no coincidencia entre intervalos de separación de líneas y caracteres. Dicha representación, por otra parte, es discontinua como corresponde a la escritura de caracteres. Por ello los valores de resistividad aparente, y dado que son números reales, son truncados a su valor entero y se les añade una unidad. Ello repercute en un error adicional en la representación gráfica y también en que los valores de la resistividad cuyo logaritmo sea menor que 1 automáticamente todos ellos toman el valor 1. De todas formas, esta acumulación de errores no es excesivamente importante, dado que se trata de una representación gráfica a efectos de comparación y las dos gráficas a comparar presentarán los mismos tipos de errores. Finalmente, debe tenerse en

cuenta que cuando las dos gráficas sean ya parecidas, las diferencias deberán establecerse a través de su comparación numérica y, en este caso, no existen los errores comentados.

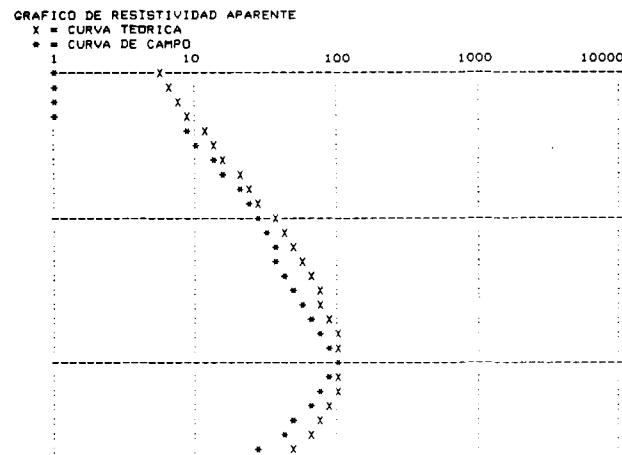
La representación numérica se realiza en forma de tabla, de manera que cada línea corresponde a una separación interelectrónica determinada y en ella aparecen los valores de la resistividad aparente de la curva de campo y de la teórica generada en el programa.

Una vez presentados los resultados gráfica o numéricamente, el programa plantea:

I. Opción continuar la ejecución del programa.

El programa pide:

¿Deseas continuar en el programa? SI=1, NO=0, debiéndose entrar el número 0 ó el 1 de acuerdo con el deseo o no de continuar. En caso de



REPRESENTACION NUMERICA ?	AB/2	CAMPO.	TEORICA
1	1.00	1.00	5.32
2	1.26	1.00	5.76
3	1.58	1.00	7.90
4	2.00	1.00	9.31
5	2.51	9.18	11.65
6	3.16	10.88	14.29
7	3.98	14.32	17.53
8	5.01	17.05	21.40
9	6.31	21.85	25.97
10	7.94	24.22	31.30
11	10.00	29.60	37.42
12	12.59	32.71	44.21
13	15.85	37.66	51.92
14	19.95	41.75	60.12
15	25.12	43.71	68.71
16	31.62	49.94	77.42
17	39.81	58.11	85.93
18	50.12	65.54	95.86
19	63.10	80.94	100.79
20	79.43	91.19	106.24
21	100.00	103.30	109.64
22	125.89	92.86	110.26
23	158.49	81.04	107.13
24	199.53	66.62	99.26
25	251.19	50.16	86.14
26	316.23	42.47	68.58
27	398.11	31.39	49.19



```

*****
***** PROGRAMA COMPAR *****
*****
***** INTERPRETACION DE SONDEOS ELECTRICOS *****
***** COMPARA GRAFICA Y/O NUMERICAMENTE LA RESISTIVIDAD DE UN CORTE *****
***** GEOELECTRICO DETERMINADO POR EL USUARIO CON LOS DATOS DE CAMPO *****
***** DE UN SONDEO ELECTRICO *****

DISPOSITIVO SCHLUMBERGER
INTERVALO DE ABCISAS (AB/2) 10 PUNTOS POR CICLO LOGARITMICO DE
RAJON 10**0.1
INTERPOLACION LINEAL DE LOS DATOS DE CAMPO AL INTERVALO DE
ABCISAS CITADO
DISPOSICION DE CAPAS HORIZONTAL

*****
***** XA=AB/2 CURVA DE CAMPO *****
***** YA= RESISTIVIDAD AP. CURVA DE CAMPO *****
***** ES= ESPESOR CURVA TEORICA *****
***** RR= RESISTIVIDAD REAL CURVA TEORICA *****
***** RA= RESISTIVIDAD APARENTE CURVA TEORICA *****
***** RC= RESISTIVIDAD APARENTE CURVA DE CAMPO INTERPOL. *****

DECLARACIONES NUMERICAS Y DE VECTORES:
CHARACTER=1 BLA,PUN,AST,X,RAY,LIN(63)
DOUBLE PRECISION A,AD,B,C,D,E,I(41),F(180),G(180)
DIMENSION XA(40),YA(40),ES(19),RR(20),RA(40),RC(41)
DATA E/O.00006174,-0.00012484,0.00012726,-0.00012975,
10.00013231,-0.00013494,0.00013765,-0.00014043,0.0001433,-0.0001462
15,0.0001492,-0.00015244,0.00015567,-0.00015901,0.00016246,0.00016
1602,0.00016571,-0.00016928,0.00017284,-0.00017654,0.00018037,-0.00
1019015,0.00018469,-0.00018941,0.00019429,-0.00019936,0.00020463,-0
1.00021009,0.00021577,-0.00022166,0.00022779,-0.00023416,0.00024079
1,-0.00024768,0.00025487,-0.00026235,0.00027016,-0.00027830,0.00028
168,-0.00029658,0.00030519,-0.00031467,0.00032484,-0.00033459,0.000
135666,-0.00034638,0.00035869,-0.00037263,0.00038724,-0.00040256,0
10004364,-0.00043259,0.00046484,-0.00049871,0.00053596,0.00057687,
10.00058497,-0.00058536,0.00059314,-0.00061845,0.0006454,-0.0006741
14,0.00070484,-0.00073767,0.00077284,-0.00081037,0.00085111,-0.0008
19475,0.00094183,-0.00099267,0.00104775,-0.00110741,0.00117248,-0.0
10124303,0.00132085,-0.00140461,0.00149959,-0.00159826,0.00171917,-
10.00182946,0.00199955,-0.00209469,0.00239052,-0.00234543,0.0030491
16,-0.00234124,0.0045399,-0.00106743,0.00899282,0.00350373,0.024425
12,0.0254697,0.0726575,0.1302335,0.23610307,0.41150741,0.642318
109,0.72803988,0.35118538,-1.00406442,-2.42172543,0.2005246,4.44506
1381,-4.89348908,2.9489398,-1.37791072,0.61285163,-0.29342931,0.15
1817356,-0.09504597,0.06226174,-0.04353505,0.03198475,-0.02441493,0
1.0192084,-0.01548305,0.01273595,-0.01065148,0.00903512,-0.0077375,
10.00673079,-0.00589375,0.00520264,-0.00462558,0.00413891,0.003724
178,0.00326951,-0.00306231,0.00279943,-0.00236168,0.00235394,-0.002
117394,0.00201216,-0.00180773,0.00173826,-0.00162176,0.00151657,-0.00
10014226,0.00133463,-0.00125568,0.00080903,
1.BLA/'/'PUN/'/'X/'/'X/'/'RAY/'/'AST/'/'
C
C ENTRADA DE DATOS CURVA DE CAMPO
C N DE PUNTOS DE CURVA DE CAMPO
301 WRITE(6,*)'NUMERO PUNTOS CURVA DE CAMPO'
READ(5,*)N
C
C LECTURA DE AB/2 Y RESISTIVIDADES CURVA DE CAMPO
WRITE(6,*)'DAME AB/2 Y RESISTIVIDADES DE CAMPO'
DO 1 I=1,NP
READ(5,*)XA(I),YA(I)
C
C COMPROBACION DATOS DE CAMPO
WRITE(6,*)'COMPROBACION DATOS DE CAMPO ? SI=1 NO=0'
READ(5,*)N1
IF (N1.EQ.0) GO TO 206
C
C ESCRITURA DATOS DE CAMPO
WRITE(6,201)
201 FORMAT(1H0,7X,'AB/2',5X,'RESISTIVIDAD',/)
DO 8 I=1,NP
WRITE(6,202)XA(I),YA(I)
202 FORMAT(5X,F8.2,4X,F9.2)
C
C ENTRADA NUEVOS DATOS DE CAMPO
WRITE(6,*)'NUEVOS DATOS DE CAMPO ? SI=0 NO=1'
READ(5,*)N2
IF (N2.EQ.0) GO TO 301
C
C ENTRADA DATOS CORTE GEOELECTRICO TEORICO
WRITE(6,*)'DATOS CORTE GEOELECTRICO'
WRITE(6,*)'NUMERO DE CAPAS ?'
READ(5,*)NC
C
C LECTURA ESPESORES Y RESISTIVIDADES CURVA TEORICA
WRITE(6,*)'DAME RESISTIVIDADES Y ESPESORES'
DO 2 I=1,NE
READ(5,*)RR(I),ES(I)
READ(5,*)RR(NC)
C
C COMPROBACION DATOS CORTE GEOELECTRICO
WRITE(6,*)'COMPROBACION DATOS CORTE GEOELECTRICO ? SI=1 NO=0'
READ(5,*)N3
IF (N3.EQ.0) GO TO 207
C
C ESCRITURA DATOS CORTE GEOELECTRICO TEORICO
WRITE(6,203)
203 FORMAT(5X,'RESISTIVIDAD',5X,'ESPESOR',/)
DO 9 I=1,NE
WRITE(6,204)RR(I),ES(I)
204 FORMAT(4X,F9.2,7X,F7.2)
WRITE(6,205)RR(I)
205 FORMAT(4X,F9.2)
C
C ENTRADA NUEVOS DATOS CORTE GEOELECTRICO
WRITE(6,*)'NUEVOS DATOS CORTE GEOELECTRICO ?'
WRITE(6,*)'SI=0 NO=1'
READ(5,*)N4
IF (N4.EQ.0) GO TO 206
C
C CALCULO CURVA TEORICA
AD=1.7209458
D=DEXP(AD)
F(41)=D
RAJ=10.**0.1
DO 3 J=1,40
I=41-J
F(I)=F(I+1)*RAJ
DO 4 I=42,180
F(I)=F(I-1)/RAJ
DO 5 I=1,180
C(I)=RR(NC)
DO 5 K=1,NE
J=NC-K
D=2*F(I)*ES(J)
IF (B.LT.100) THEN
A=D*EXP(-B)
ELSE
A=0
AC=0
END IF

```

continuar con la ejecución del programa, éste plantea a continuación:

J. Entrada de nuevos datos.

El programa pregunta:

Modificación de datos de campo=0  
Modificación de datos corte geoelectrico=1

De acuerdo con el número entrado, el programa retornará a la cuestión B o a la E, y a continuación se ejecutará nuevamente el programa con los datos entrados.

En las páginas anteriores se dan el listado completo del programa, así como un ejemplo de resultados en su versión gráfica y numérica.

El programa se ha desarrollado y comprobado en un ordenador DIGITAL del modelo Vax-11 del Centro de Cálculo de la Universidad Autónoma de Barcelona.

#### BIBLIOGRAFIA

CARNAHAN BRICE: *Cálculo numérico*. Ed. Rueda. Madrid, 1979.

POUS FÁBREGAS: *Un programa para el cálculo de la resistividad aparente en medios horizontales estratificados*. Tecniterrae, núm. 37, 1980.

DIGITAL: *Lenguaje Reference Manual Vax 11 Fortran IV Plus*.

Recibido: Abril de 1982

## Dilatación lineal térmica del granito

Por F. GASCON (\*) y M. BALBAS (\*)

#### R E S U M E N

En este trabajo se estudian los coeficientes de dilatación lineal de doce variedades distintas de granito en función de la temperatura. Para ello se analizan las condiciones de repetibilidad e histéresis, se determina la velocidad óptima de calentamiento y las incertidumbres de medida.

Finalmente, se realiza una propuesta de normalización para los ensayos de dilatación del granito.

#### A B S T R A C T

In this paper, the linear thermal expansion coefficients of twelve varieties of granite are studied in function of the temperature. For this purpose, the repeatability and hysteresis conditions are analyzed, the optimum rate of heating and the measurement's uncertainty are determined.

Finally a proposal for the standardization of expansion tests of granite is performed.

#### INTRODUCCION

La creciente importancia económica de las rocas industriales y, dentro de ellas, la utilización cada vez más extendida del granito en las industrias de la construcción (1), exige que se analicen aspectos hasta ahora poco estudiados y que tienen gran importancia por sus implicaciones técnicas. Tal es el caso de la dilatación lineal térmica, sobre la cual no existe normativa específica. Las escasas normas existentes, tal como las UNE (2), se refieren a materiales muy distintos al granito y totalmente inadecuadas para su estudio.

Las dificultades esenciales que presenta el análisis de la dilatación lineal del granito residen en su carácter de material heterogéneo, agregado de cristales de diferentes comportamientos térmicos, lo que le confiere unas características que se alejan claramente del comportamiento de los materiales homogéneos. Por otro lado, su alto contenido en cuarzo dificulta la realización experimental clásica de las medidas, para las cuales es necesario comparar la dilatación diferencial entre las probetas en estudio y su soporte construido en cuarzo. Ello obliga a establecer un control muy

cuidadoso sobre los dispositivos experimentales y un estudio minucioso de las incertidumbres de medida.

Por ello, tampoco es de aplicación la norma ASTM (3), en cuanto a longitudes de probeta y localización de termopar, si bien sí son adecuadas otras de sus especificaciones.

Este trabajo es parte del fruto de un proyecto de investigación promovido por el Instituto Geológico y Minero de España. Para su realización se dispuso de las doce variedades de granito siguientes: Gris Perla Grueso, Rosa Vel Grueso p., Gris Morrazo Medio p., Gris Toledo Medio, Gris Quintana Fino, Azul Barcarrota Grueso, Negro Ochoavo Fino, Albero Medio, Gris Gondomar Fino, Gris Mondariz Medio p., Rosa Porriño Medio, Gris Perla Grueso p. (Alterado).

Estas variedades fueron numeradas, a efectos de la investigación, correlativamente del 1 al 12 en el orden indicado más arriba.

#### DILATACION LINEAL TERMICA

Al someter un cuerpo a un proceso de calentamiento experimenta un aumento de su longitud.

(\*) Departamento de Física. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Madrid.



Si se denomina  $L_0$  a la longitud inicial del cuerpo y  $L$  a la longitud al haber incrementado la temperatura en  $\Delta T$ , desde  $T_0$  a  $T$ , se define el coeficiente de dilatación lineal mediante la relación:

$$\alpha = \frac{L - L_0}{L_0 \Delta T} = \frac{\Delta L}{L_0 \Delta T}$$

De la expresión anterior se obtiene que sus dimensiones físicas son  $(T)^{-1}$  y, por tanto, se medirá en  $^{\circ}\text{C}^{-1}$ . El coeficiente  $\alpha$  no es constante, sino que depende de la temperatura. Por ello, generalmente, al valor definido anteriormente se le da el nombre de coeficiente medio o técnico entre las temperaturas  $T_0$  y  $T$ .

Si el calentamiento hubiera producido un incremento infinitamente pequeño,  $dT$ , de la temperatura del cuerpo, se tendría un incremento de longitud  $dL$  y por tanto:

$$\alpha = \frac{1}{L_0} \cdot \frac{dL}{dT}$$

Este valor de  $\alpha$  recibe la denominación de coeficiente instantáneo o físico para la temperatura  $T$ .

En el presente trabajo se han tomado pequeños incrementos de temperatura de  $10^{\circ}\text{C}$ , asignando a efectos de notación como subíndice el de la temperatura inicial del intervalo. Así, por ejemplo,  $\alpha_{40}$  representa el valor del coeficiente físico en el intervalo de 40 a  $50^{\circ}\text{C}$ .

#### DISPOSITIVO EXPERIMENTAL

Las probetas de granito se han normalizado al tamaño  $100 \times 20 \times 10$  mm.

Las medidas se han realizado en un dilatómetro horizontal «Linseis», tipo L-75/2, núm. 1011-72, en el que la probeta se aloja en una cuna de cuarzo y se somete a una ligera presión por medio de una varilla también de cuarzo, que acciona un transformador diferencial, cuya salida es amplificada por un dispositivo de la serie L75.

La temperatura de la probeta se obtiene mediante un termopar cromel (90 por 100 Ni, 10 por 100 Cr)-alumel (94 por 100 Ni, 3 por 100 Mn, 2 por 100 Al, 1 por 100 Si), del que se ha efectuado un calibrado con una precisión mayor de una décima de grado mediante las tablas de constantes físi-

cas CRC (4). La soldadura de referencia del termopar se mantiene a  $0^{\circ}\text{C}$ , situada en hielo fundente, mientras la otra soldadura se aloja en la probeta en un orificio de 3 mm de diámetro realizado sobre la cara de  $100 \times 20$  mm y a un tercio de la longitud de la probeta. El orificio de alojamiento se rellena, una vez situada en su interior la soldadura de medida, con pirofilita.

La muestra va rodeada por un horno eléctrico capaz de alcanzar hasta  $1.000^{\circ}\text{C}$  y dotado de nueve distintas velocidades de calentamiento: 0,1, 0,2, 0,5, 1, 5, 10, 20 y  $50$  grados por minuto. El horno se autorregula mediante un segundo termopar.

Los potenciales de salida son llevados a un registrador gráfico y a un microprocesador, que, mediante un adecuado sistema de conversión analógico-digital, permiten registrar, controlar y calcular los resultados del proceso.

#### CORRECCION POR EL VIDRIO DE CUARZO

Como la probeta está situada, en el proceso de calentamiento, dentro de un tubo de vidrio de cuarzo y presionada por una varilla central del mismo material, los resultados enmascararían la propia dilatación del tubo, dando lugar a resultados menores que los reales.

Sean  $\alpha$  el coeficiente real del granito,  $\alpha_M$  el coeficiente medido y  $\alpha_C$  el del vidrio de cuarzo;  $\Delta L$ ,  $\Delta L_M$  e  $\Delta L_C$  los respectivos incrementos de longitud. De esta forma el coeficiente de dilatación lineal del granito puede escribirse como:

$$\alpha = \frac{\Delta L}{L_0 \Delta T} = \frac{\Delta L_M + \Delta L_C}{L_0 \Delta T} = \alpha_M + \alpha_C$$

Para la corrección se han tomado los siguientes valores, obtenidos de la curva experimental de Linseis:

$$\begin{aligned} \alpha_{C20} &= 0,46 \times 10^{-6}; & \alpha_{C60} &= 0,57 \times 10^{-6}; \\ \alpha_{C30} &= 0,49 \times 10^{-6}; & \alpha_{C70} &= 0,59 \times 10^{-6}; \\ \alpha_{C40} &= 0,51 \times 10^{-6}; & \alpha_{C80} &= 0,62 \times 10^{-6}; \\ \alpha_{C50} &= 0,54 \times 10^{-6}; & & \end{aligned}$$

#### DETERMINACION DE LAS INCERTIDUMBRES DE MEDIDA

Para determinar la incertidumbre sistemática se ha medido una galga patrón de 1 mm de lon-

gitud, conocida con un error menor de  $1 \mu\text{m}$ . La serie de seis medidas obtenidas para su longitud dieron un valor medio de  $0,970$  mm.

Con un valor esperado del orden de  $\alpha = 5 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  para el granito, una longitud de muestra de  $0,1$  m y con un calentamiento de  $10^{\circ}\text{C}$  se obtiene con una interpolación lineal un error de medida del incremento de longitud:

$$d(\Delta L) = \frac{0,030 \times 5 \times 10^{-6}}{1} = 0,15 \times 10^{-3} \text{ mm.}$$

La incertidumbre sistemática de las medidas de  $\alpha$  será:

$$\begin{aligned} d\alpha &= \frac{1}{L \Delta T} d(\Delta L) + \frac{\alpha}{L} dL + \frac{\alpha}{T} d(T) \approx \\ &\approx 0,15 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1} \end{aligned}$$

La incertidumbre aleatoria de la media aritmética se ha calculado con un grado de confianza del 95 por 100. Si  $t$  es el factor de Student y  $n$  el número de medidas, la incertidumbre aleatoria es:

$$I_a = t \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n(n-1)}}$$

La suma de las incertidumbres, sistemática y aleatoria, nos da la total.

#### PRUEBAS DE REPETIBILIDAD E HISTERESIS

En primer lugar se han realizado unas series de medidas sobre una misma probeta de la variedad núm. 1, con un doble objetivo: determinar, por un lado, si existe o no repetibilidad del proceso, de forma que los resultados obtenidos no dependan de variables aleatorias incontroladas y puedan ser obtenidos por cualquier operador y en cualquier momento, y, por otro lado, el averiguar si los sucesivos procesos alternativos de calentamiento y enfriamiento tienen influencia sobre los valores medidos, es decir, si la historia térmica del material deja huella permanente en su comportamiento.

Se han realizado para ello dos series de cinco medidas sobre la probeta, entre  $20$  y  $90^{\circ}\text{C}$ ; la primera serie a una velocidad de calentamiento de  $0,5^{\circ}\text{C}/\text{min}$  y la segunda a una velocidad de  $1^{\circ}\text{C}/\text{min}$ .

Se trazó para ambas series como objetivo el comprobar si se alcanzaban incertidumbres aleatorias relativas inferiores al 10 por 100. Simultáneamente se comprobó también que los coeficientes de dilatación lineal se repetían tanto al elevar la temperatura con un proceso de dilatación propiamente dicho como al disminuir la temperatura, con procesos de dilatación negativa o contracción.

Los resultados que se han obtenido son los siguientes:

	VELOCIDAD 0,5 °C/min.		VELOCIDAD 1 °C/min.	
	Valor medio de $10^6 \times \alpha_M$ (°C <sup>-1</sup> )	Incerti- dumbre aleat. relat.	Valor medio de $10^6 \times \alpha_M$ (°C <sup>-1</sup> )	Incerti- dumbre aleat. relat.
T				
20° ... ..	6,1638	0,0720	6,3235	0,0434
30° ... ..	6,1610	0,0035	6,6166	0,0275
40° ... ..	6,4898	0,0459	6,9286	0,0428
50° ... ..	7,0582	0,0018	7,2710	0,0708
60° ... ..	7,8558	0,0338	7,9220	0,0574
70° ... ..	8,1408	0,0320	8,4715	0,0539
80° ... ..	8,5762	0,0462	9,1202	0,0672

Como puede observarse en las series anteriores, las incertidumbres aleatorias relativas oscilan entre los valores de 0,18 por 100, para el caso más favorable, y 7,2 por 100, para el más desfavorable. Por tanto, se garantiza la repetibilidad de los resultados y, al mismo tiempo, por estos valores y por la no ordenación histórica, sino aleatoria, de los valores de los coeficientes, la no influencia de efectos históricos en el comportamiento del granito.

#### VELOCIDAD DE CALENTAMIENTO OPTIMA

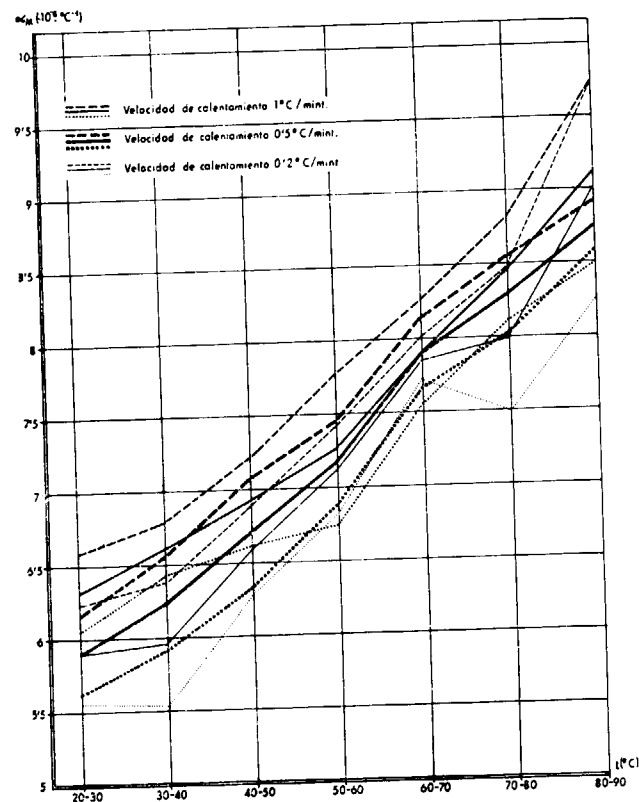
Es evidente que la menor velocidad de calentamiento alcanzable experimentalmente debe permitir la mejor homogenización y regulación de temperaturas, dando los mejores resultados.

Se ha estimado como óptima la velocidad mayor cuyos valores medios de  $\alpha$  estén todos dentro de la banda  $\alpha \pm I_a$  de la menor velocidad posible.

Para determinar la velocidad óptima se han

realizado series sucesivas de cinco medidas de los coeficientes de dilatación lineal desde 20 a 90°C, con una misma muestra de la variedad 1, siendo realizada cada serie con una velocidad constante de calentamiento.

En el gráfico que se adjunta se han representado los resultados obtenidos para las series correspondientes a la velocidad de 0,5°C/min, que ha resultado la óptima, y las series correspondientes a las velocidades inmediatamente superior (1°C/min) e inmediatamente inferior (0,2°C/minuto), tanto para los valores de  $10^6 \times \alpha_M$  como de sus correspondientes incertidumbres aleatorias.



**RESULTADOS**

Cada una de las muestras de las distintas variedades de granito se han sometido a dilatación, según el proceso descrito, entre las temperaturas de 20 y 90°C, con lo cual se han obtenido los siete valores de los coeficientes físicos desde  $\alpha_{20}$  a  $\alpha_{80}$ .

Posteriormente se han calculado los valores me-

dios de los coeficientes para cada temperatura en cada una de las variedades de granito y las incertidumbres aleatorias, que sumadas a la incertidumbre sistemática obtenida anteriormente, nos dan las incertidumbres totales. Téngase en cuenta que los coeficientes t de Student aumentan grandemente cuando disminuye el número de probetas útiles; por ello, en las variedades en que sólo se disponía de dos probetas, este coeficiente toma el valor 12,7 frente a 2,8 para cinco probetas. Quiere esto decir que necesariamente quedan las incertidumbres aleatorias muy aumentadas en aquellos casos, sin que sea imputable al método de medida, sino al simple hecho de no disponer de un número adecuado de probetas.

Los resultados definitivos se recogen en las tablas siguientes, en las que se incluyen las temperaturas, los valores medios de los coeficientes físicos y las incertidumbres totales.

Se adjunta a cada tabla la recta de regresión correspondiente a cada variedad. Cada recta está especificada por el punto  $\alpha_{20}$  y la pendiente a medida en  $^{\circ}\text{C}^{-2}$ .

Figura, asimismo, en las tablas el número n de probetas en las que se ha efectuado la medida.

**VARIEDAD 1: GRIS PERLA GRUESO**

T (°C)	$\alpha \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$	$I_t \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$
20	7,0	0,84
30	7,2	0,77
40	7,8	0,92
50	8,1	1,01
60	8,6	0,36
70	8,9	1,00
80	9,3	0,36

$\alpha_{20} = 7,0 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$   
 $a = 0,04 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-2}$       n=4

**VARIEDAD 2: ROSA VEL GRUESO P.**

T (°C)	$\alpha \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$	$I_t \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$
20	6,7	2,1
30	6,5	2,0
40	6,9	1,7
50	7,3	2,2
60	7,8	1,9
70	8,2	2,4
80	8,4	2,8

$\alpha_{20} = 6,4 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$   
 $a = 0,03 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-2}$       n=5

**VARIEDAD 3: GRIS MORRAZO MEDIO P.**

T (°C)	$\alpha \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$	$I_t \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$
20	6,9	0,56
30	7,2	0,80
40	7,3	0,60
50	8,0	0,68
60	9,0	0,59
70	9,6	0,73
80	10,8	0,71

$\alpha_{20} = 6,4 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$   
 $a = 0,04 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-2}$       n=5

**VARIEDAD 4: GRIS TOLEDO MEDIO**

T (°C)	$\alpha \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$	$I_t \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$
20	8,8	2,3
30	8,4	4,5
40	8,8	4,9
50	9,1	5,8
60	9,9	4,5
70	10,0	8,8
80	11,2	5,8

$\alpha_{20} = 8,2 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$   
 $a = 0,05 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-2}$       n=2

**VARIEDAD 5: GRIS QUINTANA FINO**

T (°C)	$\alpha \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$	$I_t \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$
20	7,4	0,81
30	7,2	0,53
40	7,4	0,87
50	7,9	0,75
60	8,8	0,96
70	9,7	0,84
80	10,4	0,84

$\alpha_{20} = 6,7 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$   
 $a = 0,06 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-2}$       n=5

**VARIEDAD 6: AZUL BARCARROTA GRUESO**

T (°C)	$\alpha \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$	$I_t \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$
20	7,1	1,9
30	7,3	1,9
40	6,8	1,9
50	7,5	1,8
60	7,9	2,1
70	8,4	1,9
80	9,3	2,1

$\alpha_{20} = 6,7 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$   
 $a = 0,04 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-2}$       n=5

**VARIEDAD 7: NEGRO OCHAVO FINO**

T (°C)	$\alpha \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$	$I_t \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$
20	7,2	0,4
30	6,9	0,8
40	6,5	0,7
50	6,9	0,4
60	7,6	0,5
70	7,8	0,7
80	8,4	0,7

$\alpha_{20} = 6,6 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$   
 $a = 0,03 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-2}$       n=5

**VARIEDAD 8: ALBERO MEDIO**

T (°C)	$\alpha \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$	$I_t \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$
20	7,3	0,49
30	7,0	0,7
40	7,0	0,48
50	6,8	1,3
60	7,5	0,5
70	8,0	0,7
80	8,9	0,7

$\alpha_{20} = 6,7 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$   
 $a = 0,03 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-2}$       n=4

**VARIEDAD 9: GRIS GONDOMAR FINO**

T (°C)	$\alpha \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$	$I_t \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$
20	8,2	0,83
30	8,1	0,72
40	7,4	0,64
50	7,9	0,54
60	8,2	1,04
70	8,3	0,63
80	8,4	0,86

$\alpha_{20} = 7,9 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$   
 $a = 0,01 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-2}$       n=5

**VARIEDAD 10: GRIS MONDARIZ MEDIO**

T (°C)	$\alpha \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$	$I_t \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$
20	7,0	2,2
30	6,5	0,57
40	7,2	0,21
50	7,9	1,8
60	8,1	6,4
70	8,6	12,03
80	8,7	15,8

$\alpha_{20} = 6,6 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$   
 $a = 0,04 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-2}$       n=2

## VARIEDAD 11: ROSA PORRINO MEDIO

T (°C)	$\alpha \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$	$I_t \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$
20	7,2	0,8
30	7,3	0,9
40	7,8	1,1
50	8,7	1,1
60	9,9	1,2
70	10,9	1,3
80	11,7	1,7

$$\alpha_{20} = 6,9 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$$

$$a = 0,08 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-2}$$

n=5

## VARIEDAD 12: GRIS PERLA GRUESO P. (Alt.)

T (°C)	$\alpha \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$	$I_t \times 10^6 (^{\circ}\text{C}^{-1})$
20	7,4	1,02
30	7,4	1,04
40	7,8	1,22
50	8,5	1,06
60	9,5	1,08
70	10,2	1,14
80	10,8	0,96

$$\alpha_{20} = 7,9 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$$

$$a = 0,06 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-2}$$

n=5

## DILATACION A TEMPERATURAS MENORES

Como último paso de la investigación se han realizado pruebas a temperaturas menores de 20 °C.

Alcanzada una temperatura inicial, próxima a los -10 °C, se han obtenido coeficientes físicos de dilatación a -5°, a 0° y a 5°.

Los experimentos se han realizado con dos de las variedades disponibles, las 1 y 7. En la variedad 1, de la cual se tenía gran cantidad de medidas por ser la variedad sobre la que se realizaron las primeras etapas singulares de la investigación, los valores de  $\alpha$  dados por la recta de regresión a temperaturas menores de 20 °C caen dentro de las bandas experimentales obtenidas, confirmando, por tanto, la validez de dicha recta hasta esas temperaturas; sin embargo, en la variedad 7, escogida precisamente por ser la que mostraba una variación claramente no lineal de los coeficientes, se comprueba que los valores de los  $\alpha$  para temperaturas menores de 20 °C no caen dentro de las correspondientes bandas.

Esto aconseja, dado que no hay normativa sobre temperaturas extremas esperadas, que las medidas de  $\alpha$  se normalicen en el futuro partiendo de la medida del coeficiente correspondiente a 0 °C al menos.

## PROPUESTA DE NORMALIZACION DE LA MEDIDA

La experiencia acumulada en la medida de dilatación de granitos permite aconsejar los siguientes puntos:

- La muestra debe ser un paralelepípedo rectangular de caras rectificadas, de tamaño suficientemente grande para que sea representativa de las inhomogeneidades del material y suficientemente pequeña para que la homogeneidad térmica sea la adecuada. Unas dimensiones adecuadas pueden ser: 1,5 × 2 × 20 cm.
- La muestra debe tener un taladro de 0,75 cm de profundidad y diámetro de 0,3 cm para la colocación del termómetro, que se puede fijar, por ejemplo, con una arcilla humedecida; el taladro debe hacerse a 1/4 de un extremo y centrado en la cara de mayor área.
- Al estar la temperatura ambiente típica comprendida entre 0 °C y 50 °C, resulta que el valor medio del coeficiente de dilatación en ese intervalo es adecuado.
- La velocidad de calentamiento conveniente será igual o menor que 0,5 °C/min.
- La precisión del aparato medidor de longitud inicial debe ser 0,01 cm y la correspondiente al aparato de medida de variaciones de longitud debe ser 0,15  $\mu\text{m}$ .
- La precisión del termómetro será, como mínimo, de 0,1 °C.
- El procedimiento operatorio deberá ser el siguiente: Se comprueba la perpendicularidad de las caras y su rectificado y se mide la longitud de la muestra  $L_M$ . Se coloca la muestra en el contenedor de medida de dilatación a una temperatura T inferior a -10 °C. Se ajusta el palpador de medida de dilatación. Se coloca el horno de calen-

tamiento alrededor de la muestra, ajustándolo a la velocidad conveniente, y se pone en funcionamiento cuando  $T = -10,0$  °C.

Cuando se alcanza  $T = 0,0$  °C, se mide la indicación de dilatación  $L_0$  y se repite en los valores sucesivos, 10,0, 20,0, 30,0, 40,0, 50,0.

Se calculan los coeficientes de dilatación aparentes:

$$\alpha_{M0} = \frac{L_{10} - L_0}{10,0 \times L_M}; \quad \alpha_{M10} = \frac{L_{20} - L_{10}}{10,0 \times L_M};$$

$$\alpha_{M20} = \frac{L_{30} - L_{20}}{10,0 \times L_M}; \quad \alpha_{M30} = \frac{L_{40} - L_{30}}{10,0 \times L_M};$$

$$\alpha_{M40} = \frac{L_{50} - L_{40}}{10,0 \times L_M}$$

Se corrigen los valores por la dilatación del contenedor y resultan:

$$\alpha_0; \quad \alpha_{10}; \quad \alpha_{20}; \quad \alpha_{30}; \quad \alpha_{40}$$

Se repiten las medidas y cálculos con otras cinco muestras.

Se calcula la recta de regresión de las 30 me-

das, y de ella se deduce el coeficiente de dilatación medio por la ordenada de la recta en la abscisa 20 °C, y la variación del coeficiente de dilatación con la temperatura por la pendiente de dicha recta.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al I.G.M.E. y, en especial, a J. MENDUIÑA la colaboración prestada en la realización de este trabajo; igualmente a A.I.T.E.M.I.N., a A.N.G.E. y a los colaboradores del Departamento de Física, L. GARCÍA, J. MARTÍN y M. A. DÍAZ.

## BIBLIOGRAFIA

- I.G.M.E.: *Minerales y Rocas Industriales en España*, Publ. M.I.E., Madrid (1982).
- U.N.E. 53-126-79.
- A.S.T.M., E 228-71 (1979).
- C.R.C.: *Handbook of Chemistry and Physics*. C.R.C. Press, Boca Ratón (Florida, 1980).

Recibido: Enero 1983.

## ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

## Estudio petrológico de las facies Saxoniense y Buntsandstein de la zona de El Pobo de Dueñas (Cordillera Ibérica)

Por E. SENTCHORDI (\*) y R. MARFIL (\*\*)

## RESUMEN

Las areniscas rojas de facies Saxoniense y Buntsandstein estudiadas son cuarzoarenitas y sublitoarenitas, que hacia el tramo medio del Buntsandstein se hacen progresivamente más ricas en feldespatos, llegando al techo de la serie a ser arcósicas.

Utilizando los distintos tipos de granos de cuarzo, así como la variación de minerales pesados, se ha podido deducir la naturaleza de sus áreas fuentes en esta zona de la Cordillera Ibérica. En el caso del Saxoniense encontramos una procedencia metamórfica de bajo y medio grado con una influencia ígnea subordinada. Asimismo hemos encontrado que las áreas fuentes de los sedimentos del Buntsandstein son de naturaleza metamórfica de bajo, medio y alto grado (incluidos los neises). La influencia néisica crece progresivamente hacia el techo de las series, donde es casi exclusiva.

Entre los procesos diagenéticos más importantes que han afectado a las areniscas estudiadas destacan la cementación silíceo y caolínica que suelen afectar a los tramos de areniscas de grano grueso de la base y a algunos niveles del techo. En menor proporción aparece cementación ferruginosa, dominante en el Saxoniense, y feldespática que afecta sobre todo al tramo superior del Buntsandstein. Otros fenómenos diagenéticos encontrados han sido: La alteración de los feldespatos y fragmentos de roca volcánica a illita y caolinita, constituyendo una fuente importante de matriz diagenética (epimatriz), y la deformación y rotura de los fragmentos de roca metamórfica, dando lugar a una fuerte compactación mecánica y consiguiente pseudomatriz. Asimismo, existen moderados fenómenos de disolución por presión (contactos cóncavo-convexos dominantes).

De la intensidad de los fenómenos diagenéticos, hemos deducido que nos encontramos en la etapa de mesodiagénesis madura «B» de SCHMIDT y McDONALD (1979), corroborándose estos datos con los parámetros cristaloquímicos de las illitas de los niveles de lutitas intercaladas y con las medidas de la reflectividad de la vitrinita en areniscas de áreas muy próximas a la estudiada. Asociados a lentejones de areniscas, intercaladas con los conglomerados basales, aparecen mineralizaciones de uranio en forma de óxidos (torbernita), que cementan y reemplazan fundamentalmente a la matriz de estas areniscas.

## ABSTRACT

This research is part of a project concerned with the provenance and diagenesis of Triassic and Permian sandstones of the Iberian Range.

The red sandstones of Saxonian and Buntsandstein facies are quartzarenites and sublitharenites which in the middle of Buntsandstein progressively increase in feldespar and finally they are arkoses.

By using the different types of quartz grains and the composition of heavy minerals, we have found the provenance of these sandstones.

In the Saxonian sandstones the provenance is fundamentally from low and middle rank, metamorphic rocks with subordinated igneous influence. In the Buntsandstein sandstones the mineral association shows that the provenance is more complex in this area of the Iberian Range: low, middle and high rank metamorphic rocks (with gneisses included). The gneisses influence increases progressively to the top.

The most characteristic diagenetic aspects are: silica and kaolinite as cement, being most abundant in the bottom and the top of the Buntsandstein facies. Secondly we have found ferric-oxide as cement in the Saxonian and K-feldspar in the top of Buntsandstein. Other frequent diagenetic processes are the alteration of K-feldspar and volcanic rock fragments to illite and kaolinite (epimatriz) and breakage of metamorphic rocks with strongly mechanical compaction (pseudomatriz).

The pression-solution phenomena are moderated (concave-convex contact).

The principal observation concerning the burial diagenesis show that we are in the Mesodiagenesis mature «B» of SCHMIDT and McDONALD (1979) which is corroborated by the crystallinity of illites in the intercalated lutites and by the vitrinite Ro in some sandstones near to the study area. Associated with channels of sandstones intercalated in the basal conglomerates, we have found Uranium — bearing sandstones. The Uranium minerals, principally oxides, are as pore filling and replacing the grains and the matrix of these sandstones.

(\*) Empresa Nacional del Uranio, S. A. Avda. de Valladolid, 81. Madrid-8.

(\*\*) Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. Madrid-3.

## 1. INTRODUCCION

La composición de las areniscas está estrechamente relacionada con el carácter de las áreas fuentes, con los procesos sedimentarios en la cuenca de sedimentación y, como últimamente se ha demostrado, con la naturaleza e intensidad de los procesos diagenéticos sufridos por los sedimentos. Asimismo, para DICKINSON and SUCZEK (1979) la clave de las relaciones entre procedencia y cuenca de sedimentación está gobernada por la tectónica de placas, la cual, en última instancia, controla la distribución de los diferentes tipos de areniscas.

En esta línea de investigación, y continuando con trabajos realizados anteriormente por MARFIL et al. (1977); GARCÍA PALACIOS et al. (1977); ARRIBAS (1980); ARRIBAS et al. (1980); MARFIL y BUENDÍA (1981), nos proponemos interpretar la procedencia del conjunto de areniscas Saxonien-ses y del Buntsandstein del área de El Pobo de Dueñas (Guadalajara). Para ello se han elegido:

- La confección de diagramas triangulares (Q, F, FRL).
- El estudio de la tipología de los cuarzoes según el método de BASU et al. (1975).
- El estudio, ya clásico, de los minerales pesados.

Los datos obtenidos son comparados entre sí, así como con los trabajos anteriormente citados y que han sido realizados sobre las mismas areniscas en otras áreas de la Cordillera Ibérica.

En una segunda parte se estudian los principales procesos diagenéticos que han afectado a estos sedimentos. Entre ellos: cementación, reemplazamientos, fenómenos de disolución por presión, formación de matriz diagenética, etc., y como complemento, y con la finalidad de obtener datos cuantificables sobre el grado diagenético alcanzado, hemos estudiado los minerales de la arcilla de los niveles lutíticos intercalados en estas areniscas, determinando una serie de parámetros cristaloquímicos tales como la cristalinidad de la illita y el contenido en Al, Fe y Mg de las mismas.

## 2. SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

La zona objeto de estudio se encuentra situada en la provincia de Guadalajara, en la región nor-oriental de Molina de Aragón, enmarcada dentro de la Hoja núm. 515 (El Pobo de Dueñas) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 (figura 1).

Geológicamente abarca parte de la zona central de la Cordillera Ibérica. A gran escala queda limitada septentrionalmente por los núcleos paleozoicos de Aragoncillo y de las Sierras de El Pobo y Menera.

## 3. METODOLOGIA

El trabajo de campo consistió en el levantamiento de una columna general del Buntsandstein y dos cortes del Saxoniense y el estudio detallado de tres calicatas ubicadas en los conglomerados del Buntsandstein, acompañado todo ello del muestreo correspondiente.

Entre las técnicas de laboratorio podemos citar: realización de secciones delgadas en todas

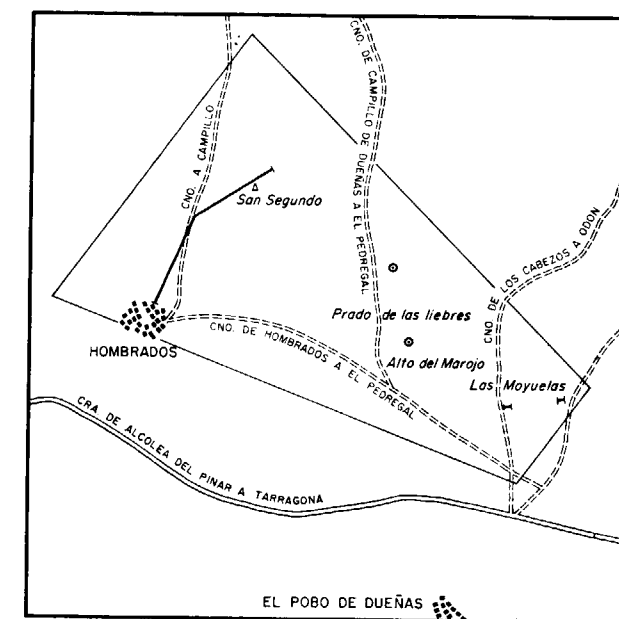


Figura 1.—Esquema de situación de la zona estudiada sobre el Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 de la Hoja núm. 515.

aquellas muestras cuya consolidación lo permitiera, análisis modal (contaje sobre 200 granos) para la determinación cuantitativa de la mineralogía, habiendo servido para su posterior clasificación y proyección, según el diagrama de DOTT (1964).

Con el objeto de interpretar la procedencia de estas areniscas se ha realizado el estudio de minerales pesados mediante separación por líquidos densos y su posterior montaje en lámina delgada. Asimismo se ha estudiado la tipología de los cuarzos utilizando el método de BASU et al. (1975).

Para el análisis de la composición de las muestras arcillosas hemos realizado difractogramas de rayos X, tanto de la muestra total como del agregado orientado de la fracción menor de 2  $\mu$ , previamente separada por decantación.

Por último, hemos realizado análisis mediante microsonda electrónica de los feldespatos y su crecimiento secundario para tener un conocimiento más exacto de su composición y génesis.

#### 4. ANTECEDENTES

Han sido muy pocos los trabajos geológicos realizados en esta zona, siendo éstos de índole geológico regional. Únicamente existen algunos estudios petrológicos y sedimentológicos en zonas próximas.

VILLENA (1971) propone para la región de Molina de Aragón una subdivisión del Buntsandstein en cinco horizontes, llevando a cabo su estudio sedimentológico. Describe unos materiales detríticos rojos compuestos por argilitas, areniscas y cuarcitas, que descansan sobre el Carbonífero, indicando la posibilidad de que pertenezcan al Pérmico Rotliegendes y sean equivalentes a las «Capas de Montesorro».

RAMOS (1979), en su tesis doctoral, realiza el estudio estratigráfico y paleogeográfico del Pérmico y Triásico en una amplia zona situada al oeste de Molina de Aragón, estableciendo seis unidades litoestratigráficas para el Buntsandstein y dividiendo en dos subunidades a las facies detríticas rojas pérmicas (Saxoniense). Estas facies, desde un punto de vista sedimentológico, las interpreta como abanicos aluviales de clima árido-semiárido. En cuanto al Buntsandstein, las unidades infe-

riores («Conglomerados de la Hoz del Gallo», «Areniscas de Rillo de Gallo» y «Nivel de Prados») representan una evolución desde facies próximas de un abanico aluvial, formado por corrientes «braided», hasta depósitos de corriente de alta sinusoidad, pasando por facies medias y distales. La unidad «Areniscas del río Arandilla» y la parte más inferior de la de «Limos y areniscas de Rillo» representan depósitos de corriente de baja sinusoidad que evolucionarían en la parte media a depósitos de corrientes de alta sinusoidad. La parte superior de la misma representa variaciones sedimentológicas características interpretándola como supramareal. La unidad «Limos y areniscas abigarrados de Torete» presenta unas características que indican de forma más clara condiciones mareales.

CAPOTE et al (1981) estudian una amplia zona en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, reconstruyendo su historia geológica. Señalan que el Buntsandstein constituye una litofacies detrítico-terrágena característica en la que distinguen cuatro tramos bien diferenciados. En resumen, el Buntsandstein lo interpretan como un conjunto de abanicos estuarinos. En cuanto a las facies Saxonienses, las interpretan como abanicos aluviales en clima árido-semiárido.

#### 5. ESTUDIO ESTRATIGRAFICO

El Pérmico en facies Saxoniense lo hemos estudiado a partir del levantamiento de dos columnas estratigráficas, ambas se encuentran situadas en el paraje denominado Las Moyuelas (figs. 1 y 2).

Corte 1. Su potencia es de 4 m. y sus coordenadas son:

Lat. 40° 47' 48" y Long. 2° 2' 52".

En discordancia con pizarras silúricas muy ferruginizadas, aparece una brecha arcillo-ferruginosa polimíctica con cantos de pizarras de colores amarillentos (limonitizados). El tamaño medio de los cantos de pizarra es de 0,5 cm. Dispersos hay cantos de cuarzo y cuarcita de tamaño medio de 4 a 8 cm. Hacia el techo el conglomerado se hace oligomíctico con cantos de cuarzo y metacuarcita en una matriz arenosa. El cemento sigue siendo ferruginoso y alterna con niveles de arenisca.

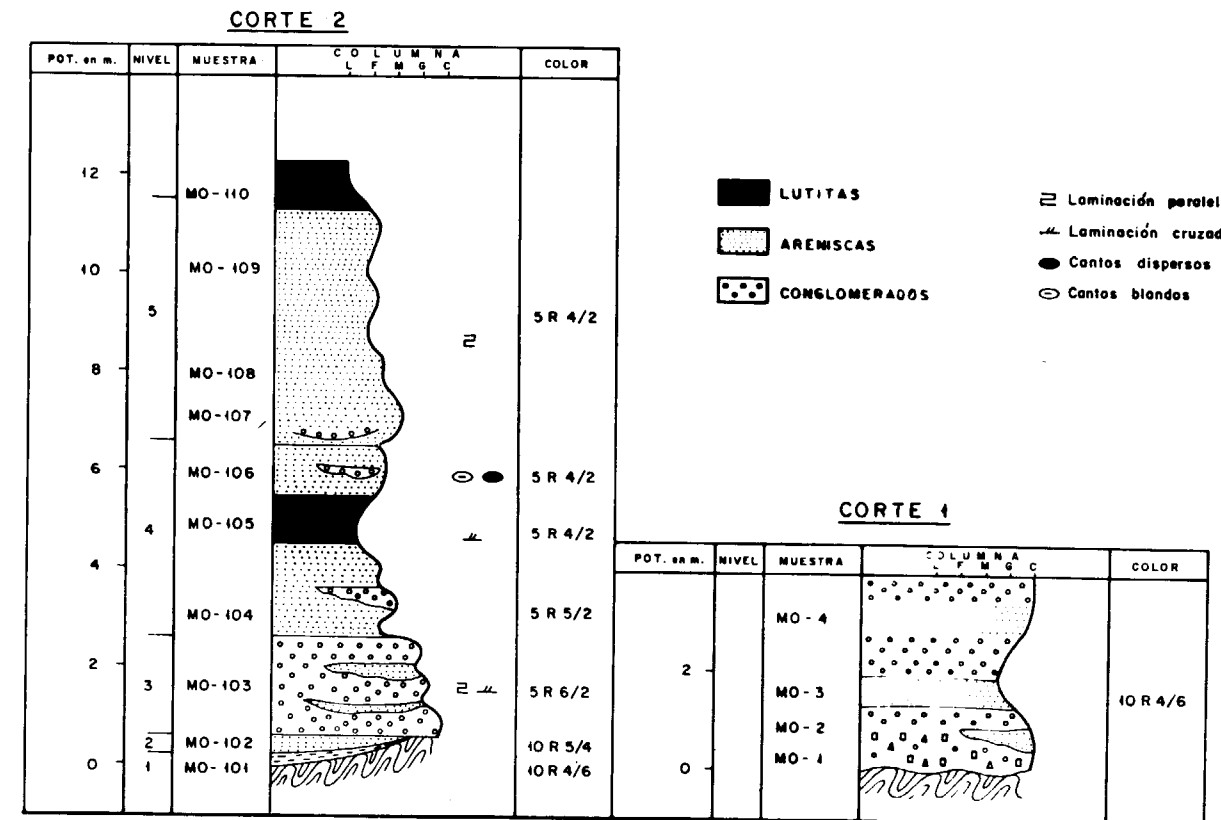


Figura 2.—Cortes del Saxoniense.

Corte 2. Su potencia total es de 12 m., siendo sus coordenadas:

Lat. 49° 47' 44" y Long. 2° 2' 38".

Discordante con las pizarras silúricas aparece una alternancia de lutitas y areniscas de tonos vinosos con algún pequeño nivel de conglomerados (fig. 3). De muro a techo distinguimos:

- 0 a 0,20 m. de lutitas rojas oscuras (10R4/6).
- 0 a 0,40 m. de areniscas muy micáceas, de grano fino, color 10R5/4.
- 1,80 a 2 m. de conglomerados de cantos de cuarzo y metacuarcita y escasos de lutitas, color 5R6/2. En general presentan escasa matriz arenosa, aunque existen pequeños niveles más arenosos. Es muy heterométrico y en la base el tamaño de los cantos es de 4 a 8 centímetros, siendo el centil de 12 cm., mientras que hacia el techo el tamaño medio es de 2 a 4 cm. y el centil de 13 cm. Los cantos son subredondeados, algunos tienen huellas de disolución por presión y pátina ferruginosa. In-

tercalados hay niveles de areniscas muy micáceas con laminación cruzada y paralela.

- 4 m. de areniscas de grano fino, color 5R5/2, con lentejones de conglomerados con poca matriz y cantos con huellas de disolución por presión. Las areniscas son micáceas y tienen laminación cruzada.

En este tramo se intercala un nivel de 1 m. de lutitas y areniscas de grano muy fino, color 5R4/2, finamente laminadas. Sobre las lutitas las areniscas presentan cantos blandos de arcilla y su grano es de medio a fino.

- 4 a 5 m. visibles de areniscas de grano fino, color 5R4/2. Se observa granoselección decreciente. En la base hay un depósito de «lag». Al techo pasan a lutitas arenosas.

La potencia del Saxoniense en esta zona, medida en sondeos realizados en el Alto del Marajo (fig. 1), muy próximo a los cortes descritos por nosotros, es de 21 m. Esta facies en sondeos es muy similar a la descrita en campo, la única

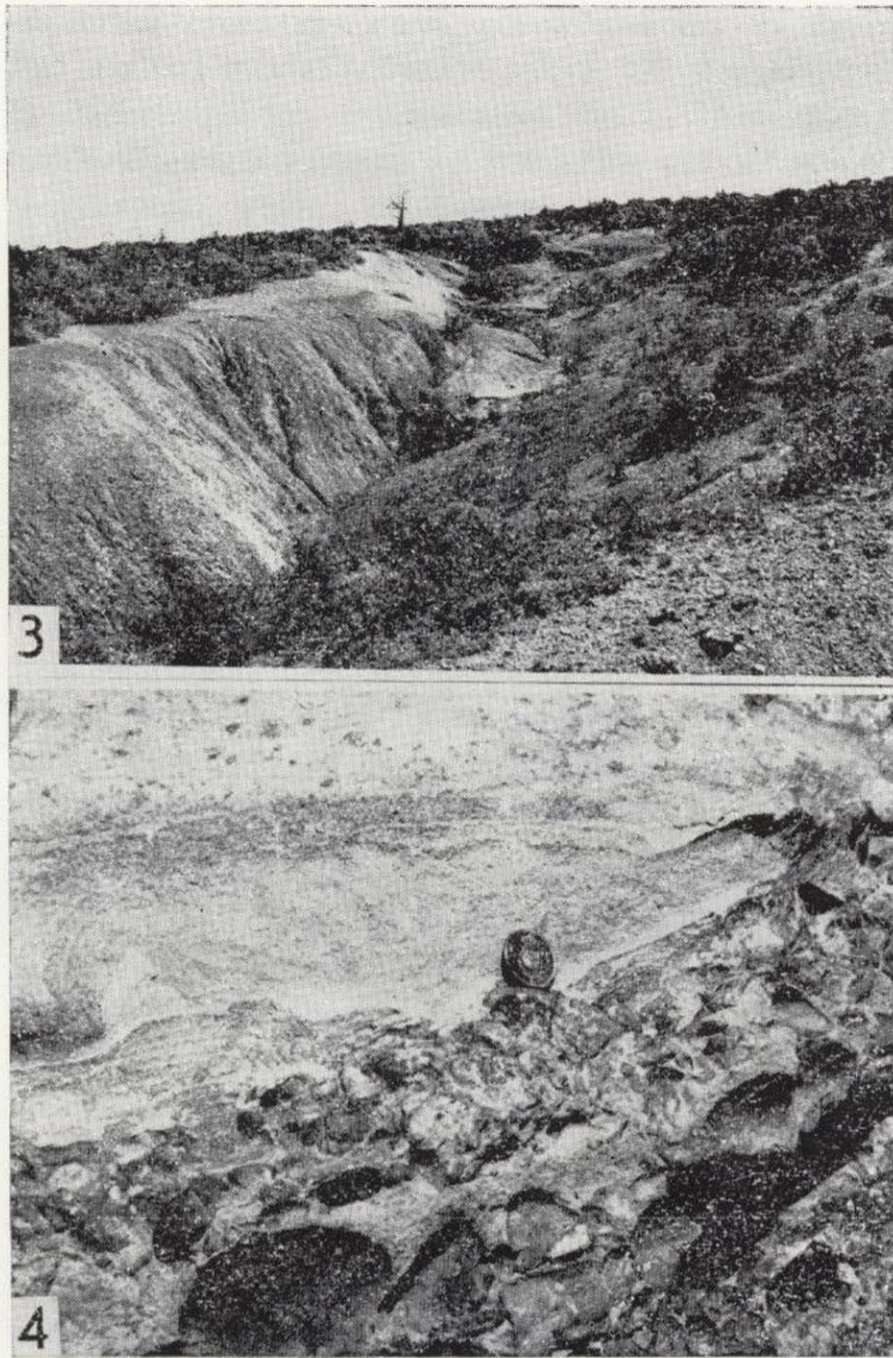


Figura 3.—Contacto entre las pizarras silúricas y las lutitas y areniscas rojas del Pérmico (facies Saxoniense).

Figura 4.—Lentejón de areniscas, huellas de cantos mineralizados y restos de materia orgánica en una de las calicatas.

nueva observación es la presencia al techo y en el tránsito hacia el Buntsandstein de un conglomerado de cantos blandos arcillosos y ferruginosos de 3 m. de potencia.

El estudio del Buntsandstein se ha realizado sobre la columna de campo del Cerro de San Segundo, complementándolo con el desmuestre realizado en tres calicatas situadas en el paraje denominado Alto del Marajo.

Se han efectuado además observaciones parciales y se han cogido muestras en los alrededores de Castellar de la Muela, donde los afloramientos, sobre todo al techo de la serie, son mejores que en el Cerro de San Segundo.

Las tres calicatas muestreadas están ubicadas en los conglomerados de base del Buntsandstein, presentando numerosos cuerpos lenticulares de areniscas intercaladas. Dichas calicatas se abrieron debido a su posible interés uranífero y en ellas aparecen minerales secundarios de uranio (figura 4).

La columna general del Buntsandstein fue levantada mediante cortes parciales. Se extiende desde el Cerro de San Segundo al NO del Pobo de Dueñas, hasta la localidad de Hombrados (figura 5). Sus coordenadas son:

Muro: Long. 2° 1' 11" Lat. 40° 49' 25"

Techo: Long. 2° 0' 7" Lat. 40° 48' 8"

El corte tiene una potencia total de 615 m. Hemos subdividido la serie en tres grandes tramos:

- 1) Tramo inferior, constituido por los primeros 170 m. integrados por conglomerados, presentando intercalados numerosos lentejones de areniscas.

Los conglomerados están organizados en bancos groseros con una cierta estratificación cruzada, observándose a veces alguna alineación en los cantos (fig. 6).

Las areniscas presentan tanto estratificación paralela como cruzada (fig. 7) y hay algo de laminación paralela. También se observan costras ferruginosas con nódulos de materiales férricos limonitizados.

Los conglomerados están constituidos fundamentalmente por cantos de metacuarcita, subredondeados-redondeados; su tamaño máximo varía de 15 a 20 cm., siendo el medio de 3-5 cm. Presentan numerosas huellas de disolución por presión. La matriz es areniscosa.

- 2) Tramo medio, comprendido entre los 170 y 520 m., constituido por una serie de areniscas generalmente rojas y sólo en ocasiones grises (fig. 8); el tamaño de granos varía de fino a grueso, dominando el tamaño medio. Presentan algún nivel de lutitas intercaladas de pequeña potencia; hacia el techo se observa la frecuente formación de anillos de Liesegang (fig. 9).
- 3) Tramo superior. Comienza a los 520 m. y está representado por una serie de areniscas grises

COLUMNA DEL CERRO DE SAN SEGUNDO

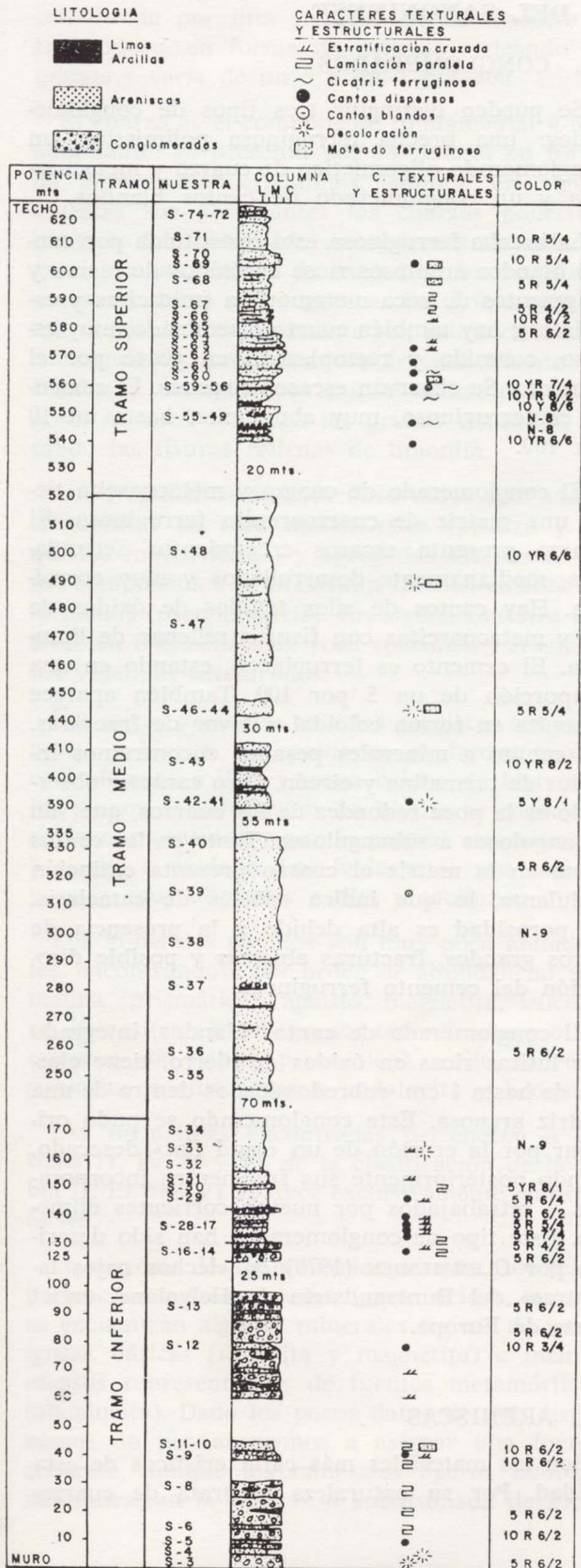


Figura 6.—Aspecto de los conglomerados basales con organización interna (estratificación cruzada de gran escala).

Figura 7.—Detalle de estratificación cruzada, ligeramente de surco, en las areniscas del tramo inferior.

Figura 8.—Estratificación cruzada de surco en las areniscas del tramo medio.

Figura 5.—Columna (general) del Buntsandstein en el cerro de San Segundo.

con intercalaciones de lutitas más o menos abundantes. El tamaño de grano varía de medio a grueso. Es frecuente que presenten cantos dispersos. También se observan cicatrices ferruginosas y estratificación cruzada de surco de gran escala con superficies de discontinuidad (fig. 10). Casi todos los tramos presentan cicatrices erosivas y los niveles se acuñan lateralmente.

El techo de la columna lo constituye una alternancia de areniscas con cemento calcáreo, margas y lutitas rojas y grises.

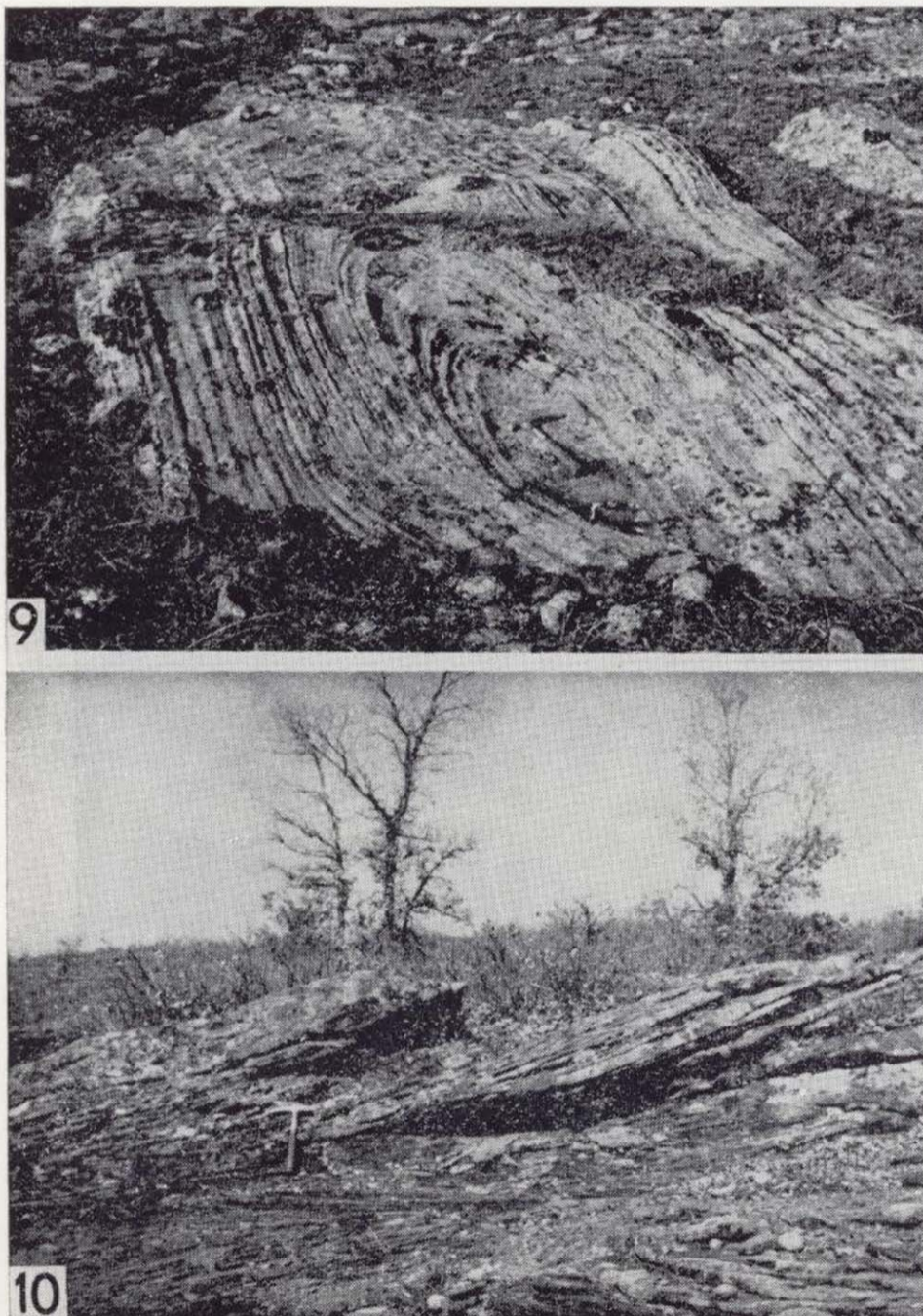


Figura 9.—Areniscas del tramo medio en las que se observa la formación de anillos de Liesegang.

Figura 10.—Estratificación cruzada de gran escala con superficies de discontinuidad en las areniscas del tramo superior.

## 6. ESTUDIO PETROLOGICO DEL SAXONIENSE

### 6.1. CONGLOMERADOS

Se pueden distinguir tres tipos de conglomerados: una brecha ferruginosa polimíctica, un conglomerado oligomíctico de cuarzo y metacuarcita y un conglomerado de cantos blandos.

La brecha ferruginosa está constituida por cantos blandos arcillosos ricos en óxidos de hierro y fragmentos de roca metamórfica (micacitas y esquistos); hay también cuarzo diseminado, muy escaso, corroído y reemplazado en parte por el cemento. Se observan escasos circones. El cemento es ferruginoso, muy abundante, hasta un 10 por 100.

El conglomerado de cuarzo y metacuarcita tiene una matriz de cuarzoarenita ferruginosa. El cuarzo presenta escasos crecimientos secundarios, medianamente desarrollados y muy corroídos. Hay cantos de sílex teñidos de óxidos de Fe y metacuarcitas con fisuras rellenas de limonita. El cemento es ferruginoso, estando en una proporción de un 5 por 100. También aparece limonita en forma coloidal a favor de fracturas. En cuanto a minerales pesados encontramos indicios de turmalina y circón. Otro carácter observado es la poca redondez de los cuarzoes, que van de angulosos a subangulosos. Tanto en los cantos como en la matriz el cuarzo presenta extinción ondulante, lo que indica señales de cataclasis. La porosidad es alta debido a la presencia de poros grandes, fracturas abiertas y posible disolución del cemento ferruginoso.

El conglomerado de cantos blandos, integrado por lutitas ricas en óxidos de hierro, tiene clastos de hasta 1 cm. subredondeados dentro de una matriz arenosa. Este conglomerado se pudo originar por la erosión de un «mud flat» desecado, siendo posteriormente sus fragmentos incorporados y retrabajados por nuevas corrientes efímeras. Este tipo de conglomerados han sido descritos por CLEMMENSEN (1979) en «lechos rojos lacustres» del Buntsandstein de Helgoland, en el norte de Europa.

### 6.2. ARENISCAS

Son los materiales más característicos de esta unidad. Por su naturaleza se trata de cuarzo-



con intercalaciones de lutitas más o menos abundantes. El tamaño de grano varía de medio a grueso. Es frecuente que presenten cantos dispersos. También se observan cicatrices ferruginosas y estratificación cruzada de surco de gran escala con superficies de discontinuidad (fig. 10). Casi todos los tramos presentan cicatrices erosivas y los niveles se acuñan lateralmente.

El techo de la columna lo constituye una alternancia de areniscas con cemento calcáreo, margas y lutitas rojas y grises.

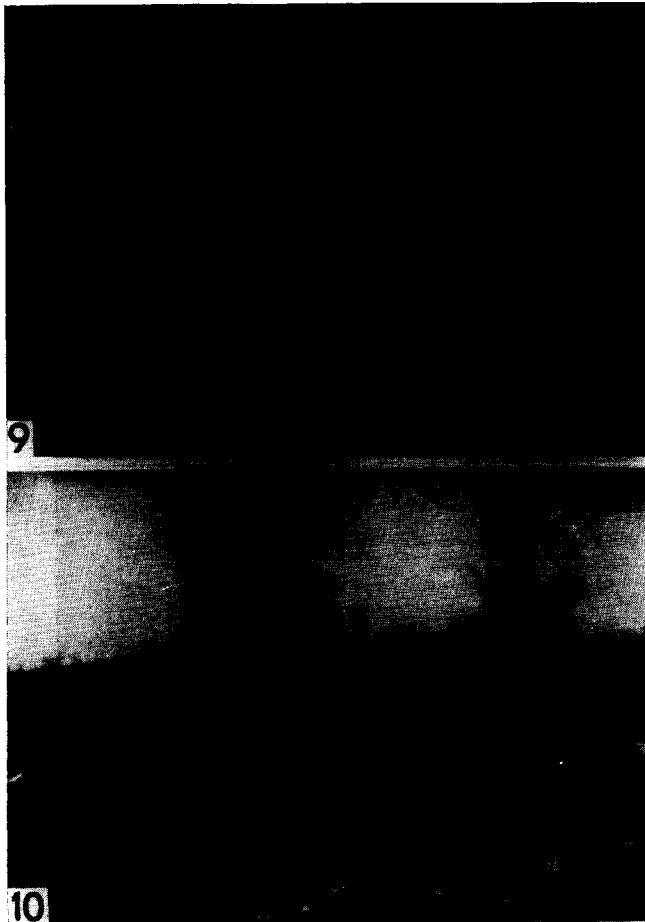


Figura 9.—Areniscas del tramo medio en las que se observa la formación de anillos de Liesegang.

Figura 10.—Estratificación cruzada de gran escala con superficies de discontinuidad en las areniscas del tramo superior.

## 6. ESTUDIO PETROLOGICO DEL SAXONIENSE

### 6.1. CONGLOMERADOS

Se pueden distinguir tres tipos de conglomerados: una brecha ferruginosa polimictica, un conglomerado oligomictico de cuarzo y metacuarcita y un conglomerado de cantos blandos.

La brecha ferruginosa está constituida por cantos blandos arcillosos ricos en óxidos de hierro y fragmentos de roca metamórfica (micacitas y esquistos); hay también cuarzo diseminado, muy escaso, corroído y reemplazado en parte por el cemento. Se observan escasos circones. El cemento es ferruginoso, muy abundante, hasta un 10 por 100.

El conglomerado de cuarzo y metacuarcita tiene una matriz de cuarzoarenita ferruginosa. El cuarzo presenta escasos crecimientos secundarios, medianamente desarrollados y muy corroídos. Hay cantos de sílex teñidos de óxidos de Fe y metacuarcitas con fisuras rellenas de limonita. El cemento es ferruginoso, estando en una proporción de un 5 por 100. También aparece limonita en forma coloidal a favor de fracturas. En cuanto a minerales pesados encontramos indicios de turmalina y circón. Otro carácter observado es la poca redondez de los cuarzoes, que van de angulosos a subangulosos. Tanto en los cantos como en la matriz el cuarzo presenta extinción ondulante, lo que indica señales de cataclasis. La porosidad es alta debido a la presencia de poros grandes, fracturas abiertas y posible disolución del cemento ferruginoso.

El conglomerado de cantos blandos, integrado por lutitas ricas en óxidos de hierro, tiene clastos de hasta 1 cm. subredondeados dentro de una matriz arenosa. Este conglomerado se pudo originar por la erosión de un «mud flat» desecado, siendo posteriormente sus fragmentos incorporados y retrabajados por nuevas corrientes efímeras. Este tipo de conglomerados han sido descritos por CLEMMENSEN (1979) en «lechos rojos lacustres» del Buntsandstein de Helgoland, en el norte de Europa.

### 6.2. ARENISCAS

Son los materiales más característicos de esta unidad. Por su naturaleza se trata de cuarzo-

arenitas ferruginosas. La matriz es escasa y está constituida por ilita y caolinita. El cemento es ferruginoso, en forma de película rodeando los granos y varía de un 5 a un 7 por 100.

El cuarzo es el componente fundamental y más abundante; se presenta por lo general en forma de granos monocristalinos, aunque en alguna muestra son abundantes los cuarzoes policristalinos. Se han observado crecimientos secundarios gracias a las pátinas de óxidos de hierro, que a veces recubren a los granos. Su proporción es muy variable. Texturalmente son subredondeados-subangulosos, presentándose frecuentemente corroídos y reemplazados por el cemento ferruginoso. A veces aparecen los granos fisurados, estando las fisuras rellenas de limonita.

Los fragmentos de roca observados son: chert, fragmentos de roca metamórfica (pizarra y esquistos moscovíticos) y agregados arcillosos. Estos componentes se presentan frecuentemente deformados (pseudomatriz). En alguna muestra hay también fragmentos de roca volcánica y fragmentos vegetales silicificados.

Las micas presentes en estas areniscas son moscovita y biotita. La moscovita es frecuente que esté alterada a ilita y tenga óxidos de hierro en los planos de exfoliación. La biotita se encuentra en menor cantidad y por lo general está alterada a clorita u oxidada. Los feldespatos son escasos y están muy alterados a ilita y caolinita.

Los minerales pesados son muy poco abundantes, encontrándose por orden de abundancia: turmalina (prismática), apatito, magnetita, leucóxeno, hematites, circón (granos redondeados y otros circones con hábito prismático), rutilo, ilmenita y biotita y, como trazas, andalucita y broquita.

Las turmalinas encontradas pertenecen a los tipos II, IV, V y VI de la clasificación de la tabla II. El tipo VI aparece exclusivamente en estas facies.

La mayoría de los minerales de esta asociación pertenecen a áreas fuentes ígneas ácidas, aunque se encuentran algunos minerales típicos de rocas ígneas básicas (ilmenita y magnetita) e incluso escasos representantes de fuentes metamórficas (andalucita). Dado los pocos datos de que disponemos no nos atrevemos a asignar una fuente concreta, aunque los minerales ligeros también nos muestran la existencia subordinada de FRM

(pizarras y esquistos) y de FRV, porfídicos que indicarían la existencia de varios tipos de áreas fuentes.

En cuanto a los caracteres texturales de estas areniscas podemos decir que el tamaño medio, medido sobre los granos de cuarzo, oscila entre 0,125 y 0,5 mm., siendo por lo general areniscas de grano medio, normalmente subangulosas y con selección moderada.

### 6.3. LUTITAS

Las lutitas de la facies Saxoniense están constituidas por minerales de arcilla, cuarzo y hematites subordinada. La composición de los minerales de arcilla es fundamentalmente ilitica, con coalinita escasamente representada.

Hemos calculado los parámetros cristaloquímicos de la ilita, deduciendo que son pobres en aluminio y tienen una cristalinidad más bien baja. En el apartado correspondiente a las lutitas del Buntsandstein se tratará con más detalle de los datos obtenidos y se hará una comparación entre ambos depósitos arcillosos.

## 7. ESTUDIO PETROLOGICO DEL BUNTSANDSTEIN

### 7.1. NIVELES DETRITICOS GRUESOS (CONGLOMERADOS Y ARENISCAS)

Hemos realizado el análisis modal sobre las secciones delgadas de las areniscas y conglomerados de cantos pequeños más aptos para este tipo de estudio.

El componente mayoritario es el cuarzo, con porcentajes que varían entre un 44 y un 91 por 100. El feldespato potásico está ausente en el tramo inferior, comenzando a aparecer a partir de los 170 m. en cantidades escasas o accesorias (1-3 %), para aumentar notablemente hacia los 390 m. (7-28 %).

Las micas aparecen con contenidos escasos, menores del 10 por 100. En general, el contenido en matriz es medianamente abundante, aunque menos del 15 por 100, observándose que el mayor porcentaje corresponde con la ausencia de feldespatos, y que cuando empiezan a aparecer éstos, disminuye sensiblemente la matriz. Esto

nos hace pensar que en realidad la verdadera matriz alogénica (láminas de arcilla, cantos blandos, etc.) es muy escasa y que la que domina es de tipo epimatriz (DICKINSON, 1970) de origen diagenético, debido a la alteración de feldespatos, sobre todo.

Se han proyectado todas las muestras en el diagrama Q-F-FRL tal como muestra la figura 11. En ella se han podido separar dos conjuntos bastante diferenciados: por una parte, los pertenecientes al campo de las sublitoarenitas y cuarzoarenitas, que son las muestras correspondientes a los primeros 170 m. del corte. El resto de las muestras son feldespáticas, situándose agrupadas en el campo de las subarcosas y de las arcosas.

### 7.1.1. Descripción de los componentes mineralógicos

El *cuarzo* es el componente fundamental en todo el corte. Se presenta como cuarzo monocristalino

(fig. 12) y como cuarzo policristalino. El cuarzo monocristalino tiende a dar formas más esféricas que el policristalino. Interiormente los granos de cuarzo presentan inclusiones variadas. Como un tipo especial de cuarzo policristalino se han encontrado granos de «chert» bastante redondeados (fig. 13).

El *feldespato potásico* es el segundo componente fundamental, siendo el único tipo de feldespato presente en la serie. Tiende a dar formas subeudrales y normalmente aparece bastante fracturado y alterado a minerales de arcilla.

La *mica* no es un mineral importante, siendo frecuentemente accesoria. Está constituida por moscovita y biotita, siendo la primera más abundante. También se encuentra clorita como producto de transformación de la biotita. Normalmente aparece de forma dispersa y muestra a menudo óxidos de hierro en los planos de exfoliación.

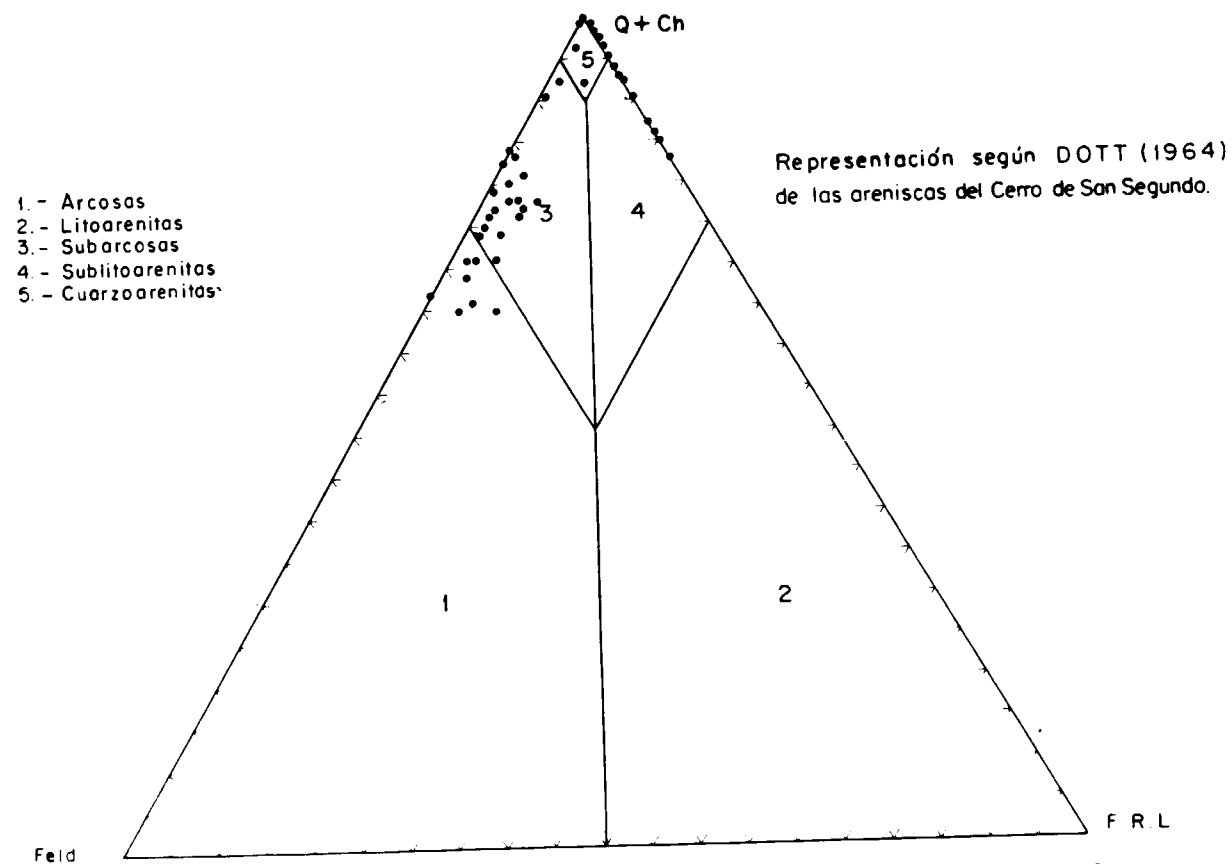


Figura 11.—Representación, según DOTT (1964), de las areniscas del Cerro de San Segundo.

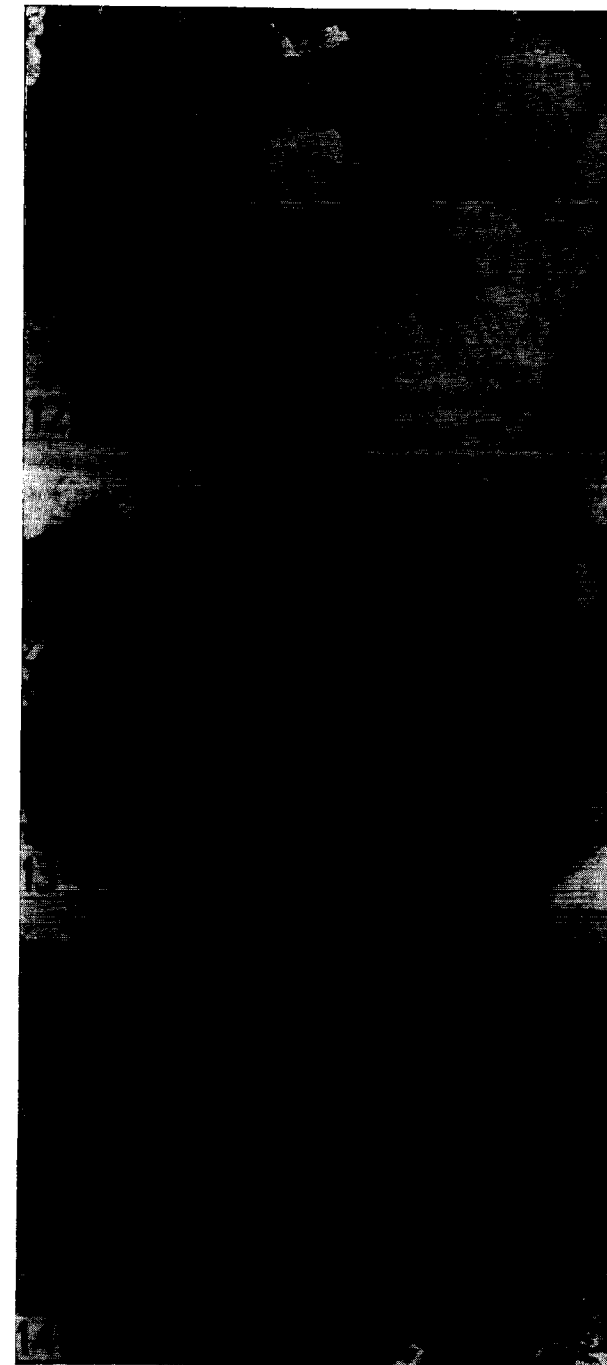


Figura 12.—Cuarzos monocristalinos. Se observan crecimientos secundarios enfatizados por películas de óxidos de Fe. NC.  $\times 50$ .

Figura 13.—Detalle de un grano de Chert. NC.  $\times 125$ .

Figura 14.—Grano de esquisto micáceo replegado y perfectamente adaptado a los granos de cuarzo monocristalinos en una subarcosa. NC.  $\times 50$ .

Dentro de los *fragmentos de roca* encuentran frecuentes los fragmentos de pizarras ílticas y esquistos moscovíticos, normalmente alterados y deformados, dando matriz diagenética, pseudo-matriz sobre todo (fig. 14). Esporádicamente se encuentran cantos blandos arcillosos y fragmentos de roca volcánica muy alterados con texturas irreconocibles (fig. 15).

El componente fundamental de la *matriz* es la ílita, aunque en todas las muestras se presenta caolinita y ocasionalmente, sobre todo hacia el techo de la serie, llega a dominar. Ambas se suelen presentar como epimatriz y la caolinita también como «pore filling» de grandes vermículos, sobre todo en el tramo superior de la columna (fig. 16).

### Cemento.

Aparecen dos tipos de cementos casi constantes a lo largo de la columna: el cemento ferruginoso y el cemento silíceo. Este se presenta en forma de crecimientos sintaxiales de los granos de cuarzo, pudiendo diferenciarse ambas zonas gracias a la película de óxidos de hierro interpuesta (fig. 12). Los recrecimientos, en ocasiones, están muy desarrollados, llegando a dar los cristales un mosaico con contactos rectos.

Los *óxidos de hierro* aparecen como películas rodeando a los granos de cuarzo, según fisuras, planos de exfoliación de micas, planos de macla de feldespatos. También afectan a fragmentos de roca y tiñen a la matriz.

En las calicatas se observan a simple vista *mineralizaciones de uranio*, que aparecen tanto tapizando los cantos de los conglomerados como diseminados en los lentejones de arenisca intercalados. El estudio de muestras mineralizadas de las calicatas nos lleva a la conclusión de que se trata de torbernita, mineral secundario de uranio, el cual hemos observado que aparece en distintas asociaciones. Se encuentra como cemento, rellenando poros y reemplazando a la matriz (fig. 17). También se encuentra asociado al chert, rellenando fisuras de cuarzo y a favor de los planos de exfoliación de las micas.

### 7.1.2. Caracteres texturales de las areniscas

El tamaño de grano de las areniscas varía de fino a grueso, pero domina en general el tamaño medio (0,25-0,50 mm.). La redondez se ha obser-

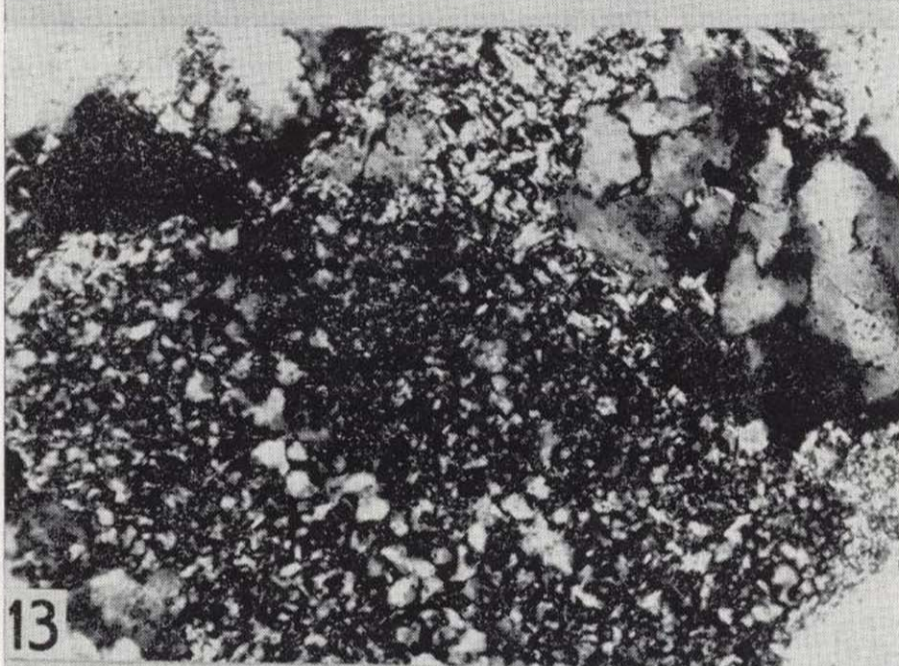
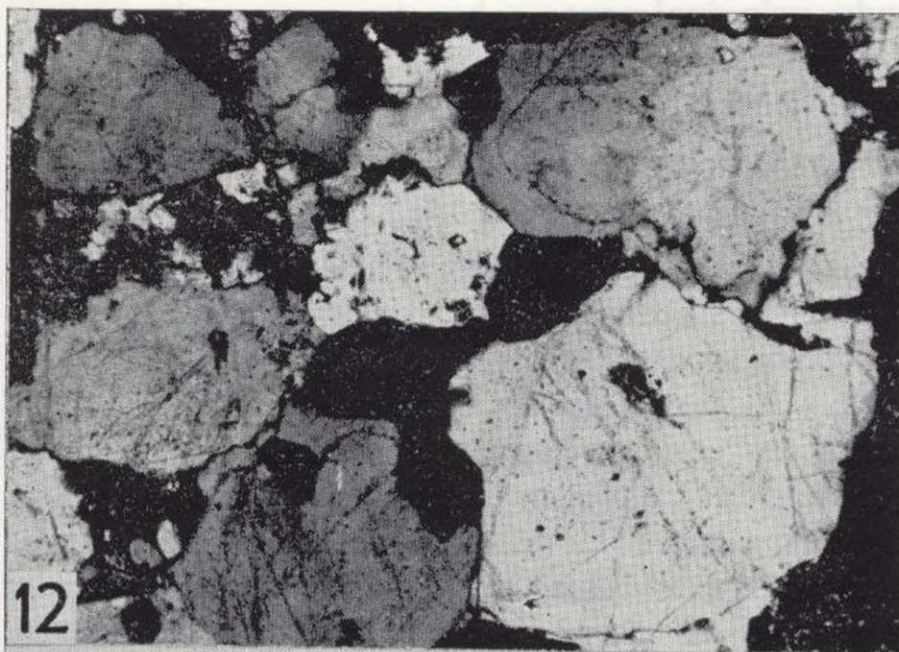


Figura 12.—Cuarzos monocristalinos. Se observan crecimientos secundarios enfatizados por películas de óxidos de Fe. NC.  $\times 50$ .

Figura 13.—Detalle de un grano de Chert. NC.  $\times 125$ .

Figura 14.—Grano de esquistó micáceo replegado y perfectamente adaptado a los granos de cuarzo monocristalinos en una subarcosa. NC.  $\times 50$ .

Dentro de los *fragmentos de roca* encontrados son frecuentes los fragmentos de pizarras ílticas y esquistos moscovíticos, normalmente alterados y deformados, dando matriz diagenética, pseudo-matriz sobre todo (fig. 14). Esporádicamente se encuentran cantos blandos arcillosos y fragmentos de roca volcánica muy alterados con texturas irreconocibles (fig. 15).

El componente fundamental de la *matriz* es la ilita, aunque en todas las muestras se presenta caolinita y ocasionalmente, sobre todo hacia el techo de la serie, llega a dominar. Ambas se suelen presentar como epimatriz y la caolinita también como «pore filling» de grandes vermículos, sobre todo en el tramo superior de la columna (fig. 16).

#### Cemento.

Aparecen dos tipos de cementos casi constantes a lo largo de la columna: el cemento ferruginoso y el cemento silíceo. Este se presenta en forma de crecimientos sintaxiales de los granos de cuarzo, pudiendo diferenciarse ambas zonas gracias a la película de óxidos de hierro interpuesta (fig. 12). Los recrecimientos, en ocasiones, están muy desarrollados, llegando a dar los cristales un mosaico con contactos rectos.

Los *óxidos de hierro* aparecen como películas rodeando a los granos de cuarzo, según fisuras, planos de exfoliación de micas, planos de macla de feldspatos. También afectan a fragmentos de roca y tiñen a la matriz.

En las calicatas se observan a simple vista *mineralizaciones de uranio*, que aparecen tanto tapizando los cantos de los conglomerados como diseminados en los lentejones de arenisca intercalados. El estudio de muestras mineralizadas de las calicatas nos lleva a la conclusión de que se trata de torbernita, mineral secundario de uranio, el cual hemos observado que aparece en distintas asociaciones. Se encuentra como cemento, relleno de poros y reemplazando a la matriz (fig. 17). También se encuentra asociado al chert, relleno de fisuras de cuarzo y a favor de los planos de exfoliación de las micas.

#### 7.1.2. Caracteres texturales de las areniscas

El tamaño de grano de las areniscas varía de fino a grueso, pero domina en general el tamaño medio (0,25-0,50 mm.). La redondez se ha obser-

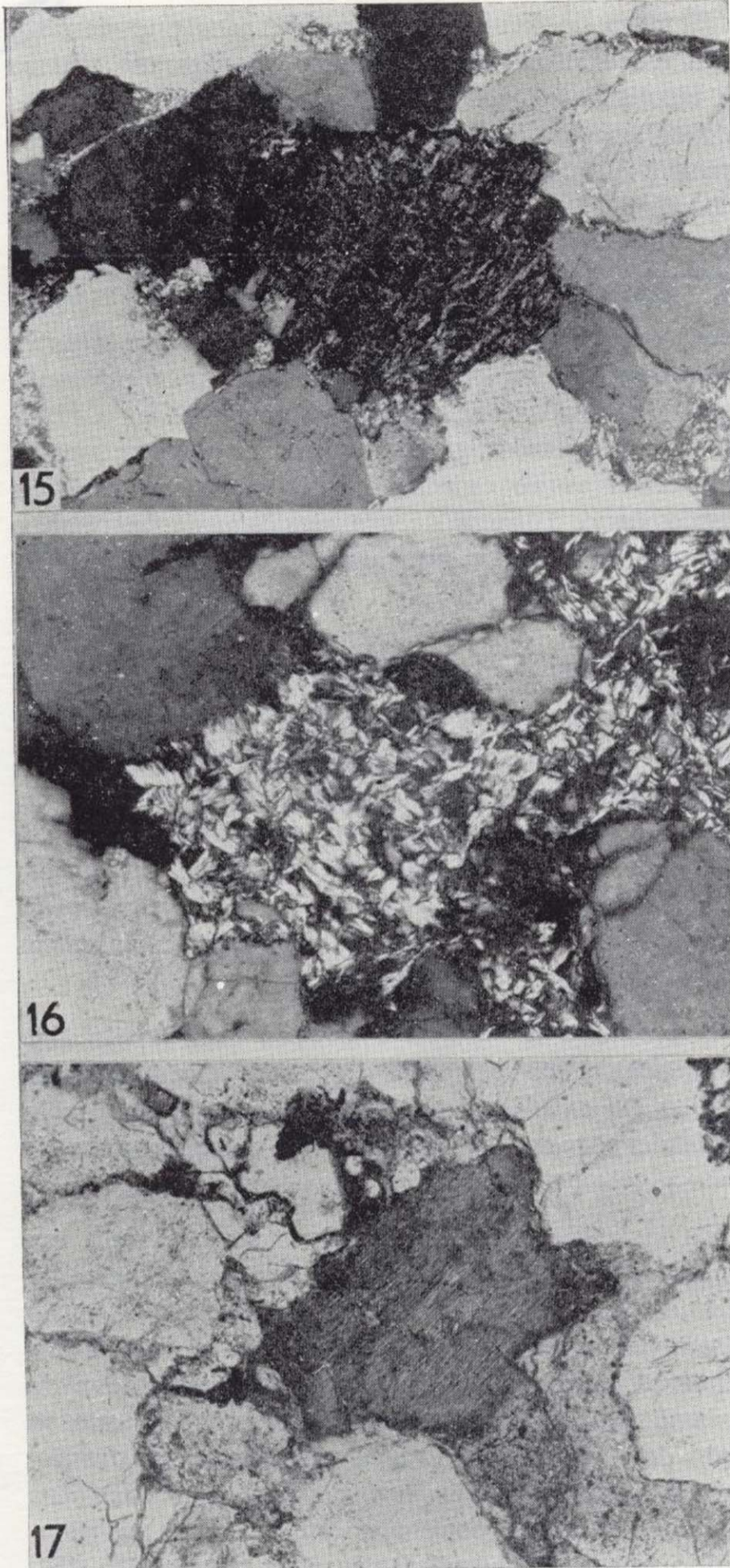


Figura 15.—Fragmento de roca volcánica muy alterada en reacción con la escasa matriz y con los cuarzos y su crecimiento syntaxial. NC.  $\times 50$ .

Figura 16.—«Pore filling» de caolinita en una sublitoarenita. Los «vermiculos» de caolinitas parecen correr al cuarzo. NC.  $\times 125$ .

Figura 17.—Detalle de cemento de torbernita relleno un poro. NP.  $\times 125$ .

vado principalmente sobre los granos de cuarzo, variando de subangulosos a subredondeados. Generalmente las muestras son bastante heterométricas, siendo la selección moderada-mala.

Se han estudiado los tipos de contactos que presentan los granos, representándolo en la figura 18. Destacan por su mayor proporción los contactos cóncavo-convexos, seguidos de los rectos. A lo largo de la serie se observa que los contactos cóncavo-convexos parece que están en relación inversa con los contactos rectos. Esto también ocurre en el caso de contactos suturados comparándolos con los cóncavo-convexos. Asimismo, se observa una ligera disminución de los contactos cóncavo-convexos y suturados hacia el techo de la serie, aumentando ligeramente los contactos rectos.

El alto porcentaje de contactos cóncavo-convexos nos indica la existencia de fenómenos de disolución por presión en un grado moderado, indicando los contactos rectos cementación silícea en continuidad óptica, en una etapa bastante temprana de la diagénesis.

### 7.1.3. Estudio de la procedencia

La procedencia del conjunto de materiales detríticos se intentó deducir a partir del estudio de los minerales pesados y de la tipología de los granos de cuarzo en las areniscas.

El estudio de los *minerales pesados* se realizó a partir del montaje de los granos de 12 muestras escogidas entre los tamaños más idóneos para su concentración (0,25-0,125 mm.).

El contenido de minerales pesados es muy bajo frente a la totalidad de los componentes, variando entre 0,05 y 0,3 por 100 del total de la muestra.

En la tabla I se recogen los porcentajes de los distintos componentes mineralógicos presentes. Se han podido recopilar las siguientes especies de minerales pesados transparentes: turmalina, apatito, circón, leucóxeno y biotita, y dentro de los opacos: magnetita, hematites, limonita e ilmenita. Hemos reconocido también, aunque en proporciones no cuantificables: torbernita y óxidos negros en hematites en muestras de las calicatas, y además, monacita, anatasa y estauroлита.

De las especies transparentes citadas, la más

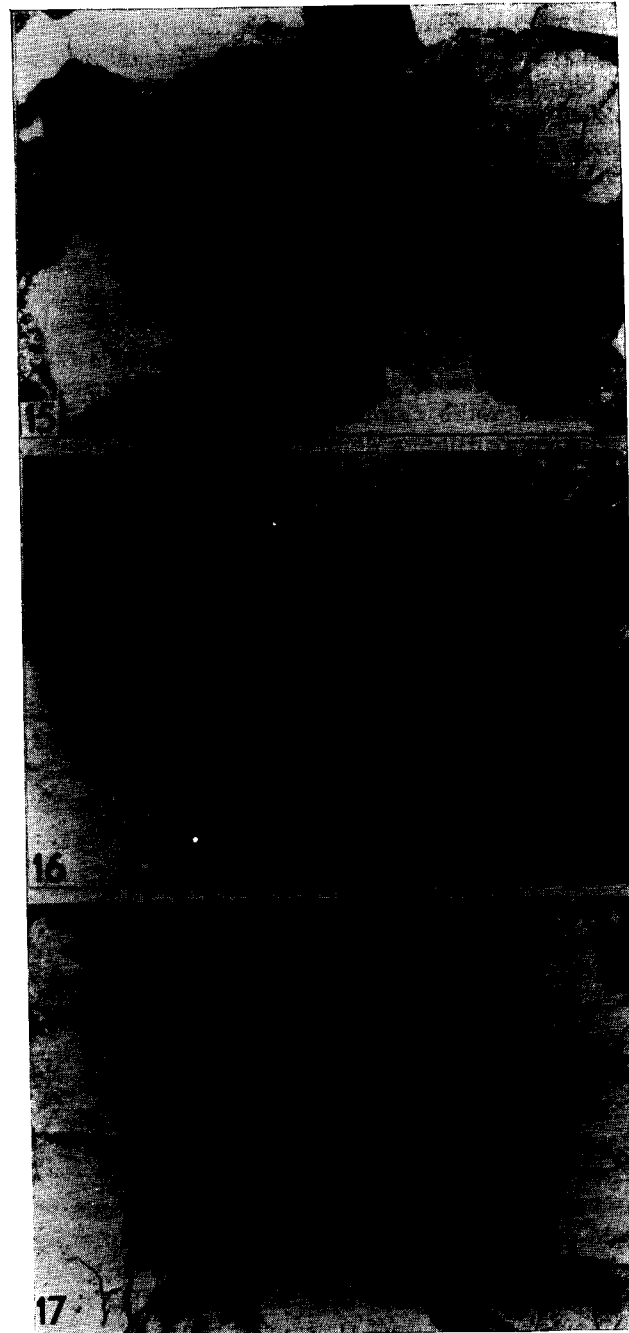


Figura 15.—Fragmento de roca volcánica muy alterada en reacción con la escasa matriz y con los cuarzos y su crecimiento sintaxial. NC. × 50.

Figura 16.—«Pore filling» de caolinita en una sublitoarenita. Los «vermiculos» de caolinitas parecen corroer al cuarzo. NC. × 125.

Figura 17.—Detalle de cemento de torbernita relleno un poro. NP. × 125.

vado principalmente sobre los granos de cuarzo, variando de subangulosos a subredondeados. Generalmente las muestras son bastante heterométricas, siendo la selección moderada-mala.

Se han estudiado los tipos de contactos que presentan los granos, representándolo en la figura 18. Destacan por su mayor proporción los contactos cóncavo-convexos, seguidos de los rectos. A lo largo de la serie se observa que los contactos cóncavo-convexos parece que están en relación inversa con los contactos rectos. Esto también ocurre en el caso de contactos suturados comparándolos con los cóncavo-convexos. Asimismo, se observa una ligera disminución de los contactos cóncavo-convexos y suturados hacia el techo de la serie, aumentando ligeramente los contactos rectos.

El alto porcentaje de contactos cóncavo-convexos nos indica la existencia de fenómenos de disolución por presión en un grado moderado, indicando los contactos rectos cementación silícea en continuidad óptica, en una etapa bastante temprana de la diagénesis.

7.1.3. Estudio de la procedencia

La procedencia del conjunto de materiales detríticos se intentó deducir a partir del estudio de los minerales pesados y de la tipología de los granos de cuarzo en las areniscas.

El estudio de los *minerales pesados* se realizó a partir del montaje de los granos de 12 muestras escogidas entre los tamaños más idóneos para su concentración (0,25-0,125 mm.).

El contenido de minerales pesados es muy bajo frente a la totalidad de los componentes, variando entre 0,05 y 0,3 por 100 del total de la muestra.

En la tabla I se recogen los porcentajes de los distintos componentes mineralógicos presentes. Se han podido recopilar las siguientes especies de minerales pesados transparentes: turmalina, apatito, circón, leucoxeno y biotita, y dentro de los opacos: magnetita, hematites, limonita e ilmenita. Hemos reconocido también, aunque en proporciones no cuantificables: torbernita y óxidos negros en hematites en muestras de las calicatas, y además, monacita, anátasa y estaurólita.

De las especies transparentes citadas, la más

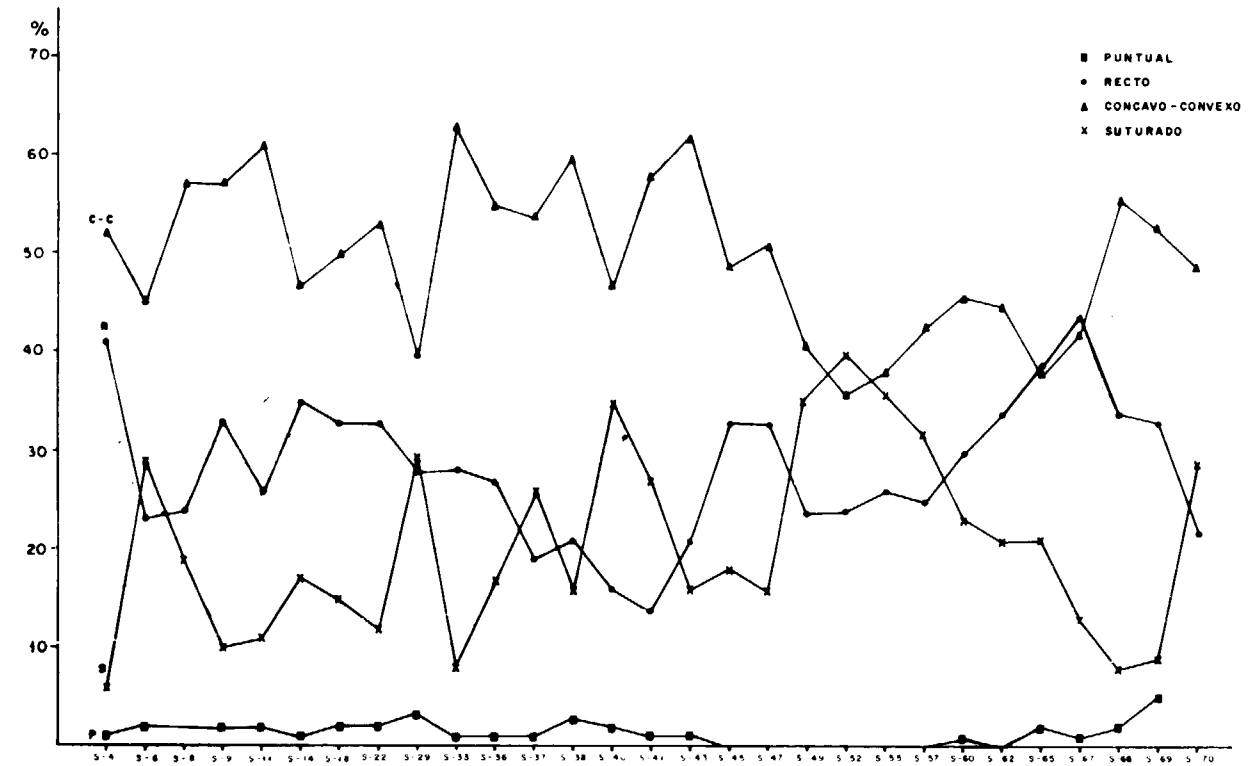


Figura 18.—Tipo de contactos dominantes entre granos. Columna del Cerro de San Segundo.

TABLA I  
Porcentajes y tipos de minerales pesados

MUESTRA	% MINERALES PESADOS	MAGNETITA	HEMATITES	LIMONITA	ILMENITA	LEUCOXENO	RUTILO	APATITO	TURMALINA	BIOTITA	CIRCON	OTROS MINERALES NO CUANTIFICADOS
MO-108	0,059	12	7		2	9	3	17	43	2	5	Andalucita Brookita
C-II-C	0,3186	4	20	30					40		6	Min. Uranio en hematites
C-II-D	0,2458		45	13					37		5	
C-III-5	0,0582	9	1			30	4	4	40		12	Torbernita
S-4	0,051	1	3	trazas		27	trazas	1	67	trazas	1	
S-12	0,0956	8	31	trazas		2	trazas		40	3	16	
S-17	0,1476	7	53	3		7		1	16	12	1	
S-33	0,0742	20	4		2	25	2	2	42	2	1	Monacita
S-44	0,1008	4	1			26		13	46	3	7	Anatasa Estaurólita
S-47	0,0676	21		trazas	1	19			55		4	
S-50	0,0582	2	trazas		trazas	44	trazas	1	51	trazas	2	Estaurólita
S-71	0,0886		2		18	9	trazas	2	64	trazas	5	

abundante es la turmalina, seguida por leucoxeno, circón y apatito.

La turmalina se presenta como prismas cortos y como granos redondeados. También presenta una gama variadísima de colores. Hemos distinguido varios tipos por sus clases y pleocroísmos. Tabla II según VAN LOON (1972).

- I. De gris sucio a negro.
- II. Marrones y amarillo a marrón.
- III. Marón-verde azulado.
- IV. Verdes.
- V. Azules.
- VI. De incoloros a tonos rosados o rojizos oscuros.
- VII. De rosa sucio a azul verdoso oscuro.
- VIII. De rojo claro a verde brillante.

**TABLA II**  
Colores de Turmalinas

MUESTRA	TIPOS							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
MO-108		xxxx		xxx	xx	x		
C-II-C		xxx	xxxx	xx				x
C-II-D		xxxx		xxx				
C-III-5		xxxx	xx	xxx	x			
S-4		xxxx		xxx	xx			x
S-12		xxxx		xxx	xx			x
S-17		xxxx	xxx					
S-33		xxxx	xxx					xx
S-44		xxxx	x	xxx	xx			
S-47		xxxx	xxx		xx			
S-50		xxxx		xxx				
S-71	x	xxxx		xx	xx			x

De todos estos tipos predominan fundamentalmente el II, que corresponde a la variedad con Mg, llamada Dravita. Le sigue en abundancia el tipo IV (verdes), pero no aparecen en todas las

muestras. Las turmalinas que presentan estos colores son muy frecuentes en las rocas ígneas. Las turmalinas azules son escasas y han sido interpretadas por PETTIJOHN (1975) como procedentes de rocas pegmatíticas.

Hay que señalar que el tipo VI sólo lo hemos encontrado en la muestra del Pérmico (Mo-108).

El circón aparece en todas las muestras estudiadas con porcentajes que varían de un 1 a un 16 por 100. Generalmente son incoloros, aunque algunos tienen un tono rosa. Se observan dos tipos bien definidos y en proporciones semejantes, unos perfectamente redondeados y otros con hábito prismático bipiramidal o monopiramidal, presentando un ligero redondeamiento de sus formas. PETTIJOHN (1975) interpreta la asociación turmalina y circón redondeados, junto con leucoxenos y rutilos, como pertenecientes a sedimentos retrabajados.

El apatito no aparece en todas las muestras estudiadas y sus porcentajes son muy dispares, variando de un 1 a un 17 por 100. Se presenta en formas granulares muy redondeadas.

El resto de minerales pesados transparentes aparecen de manera esporádica, teniendo valores que generalmente no sobrepasan el 4 por 100.

En cuanto a los minerales opacos, el más abundante es la hematites, que se encuentra en forma terrosa y/o metálica, siendo la primera la que domina. Es de destacar que disminuye su proporción notablemente hacia el techo de la serie.

La asociación de minerales pesados encontrados es poco explícita, en cuanto a posibles áreas fuentes, ya que aparecen minerales tanto de procedencia granítico-neísica como metamórfica. Ahora bien, el elevado índice ZTR (circón, turmalina, rutilo), así como la casi ausencia de minerales pesados poco estables, nos indicarían unas condiciones climáticas húmedas en el área fuente o bien una diagénesis temprana con fuerte alteración intraestratal. Este hecho quedaría también apoyado por la fuerte alteración que presentan los feldespatos en el tramo inferior de la columna.

La gran abundancia de minerales opacos de hierro en forma oxidada nos hace pensar que

pueden ser heredados en parte de las áreas fuentes silúricas tan ricas en estos componentes.

El estudio *tipológico de los granos* de cuarzo se ha llevado a cabo sobre 36 muestras. Hemos utilizado la metodología de BASU et al. (1975) realizando sobre las láminas delgadas un análisis modal de 100 granos, cuyos diámetros estaban comprendidos entre 0,25 y 0,50 mm., para llegar a cuantificar los distintos tipos de cuarzo tanto monocristalino como policristalino.

Se aprecia en casi todas las muestras un mayor predominio de cuarzo monocristalino no ondulado sobre el ondulado, así como, aunque en proporciones similares, un mayor porcentaje de cuarzoes policristalinos de dos o tres individuos sobre los granos policristalinos con más de tres individuos.

La proyección, según el diagrama propuesto por BASU et al., se ha realizado en la figura 19. En ella se observa cómo las muestras que hemos estudiado se distribuyen dentro de los campos de metamorfismo de alto y medio grado y de bajo grado. Estos datos están de acuerdo con la proporción de fragmentos de roca metamórfica encontrados en el estudio microscópico de las láminas delgadas.

La posición de las muestras en el gráfico podría ser interpretada como una contaminación de distintas áreas fuentes, como citan ARRIBAS et al. (1980), estando también de acuerdo con el estudio realizado de minerales pesados, ya que la asociación dominante de éstos no define áreas distributivas, pudiendo corresponder tanto a rocas metamórficas como plutónicas.

No estamos, pues, de acuerdo con las interpretaciones dadas para la procedencia de las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica por VIRGILI (1977 a y 1977 b), quien opina que son en su conjunto depósitos heredados del Pérmico, estando en gran parte reelaborados y presentando una extraordinaria madurez, lo que atribuye al papel de los factores paleoclimáticos. Como queda corroborado por todos los datos que aportamos, parece existir una mezcla de áreas fuentes, dominando en el primer tramo de conglomerados y areniscas las metamórficas de alto, medio y bajo grado, haciéndose cada vez más sensibles en los tramos medios y superior la influencia granítico-neísica, llegando a dominar claramente sobre las anteriores.

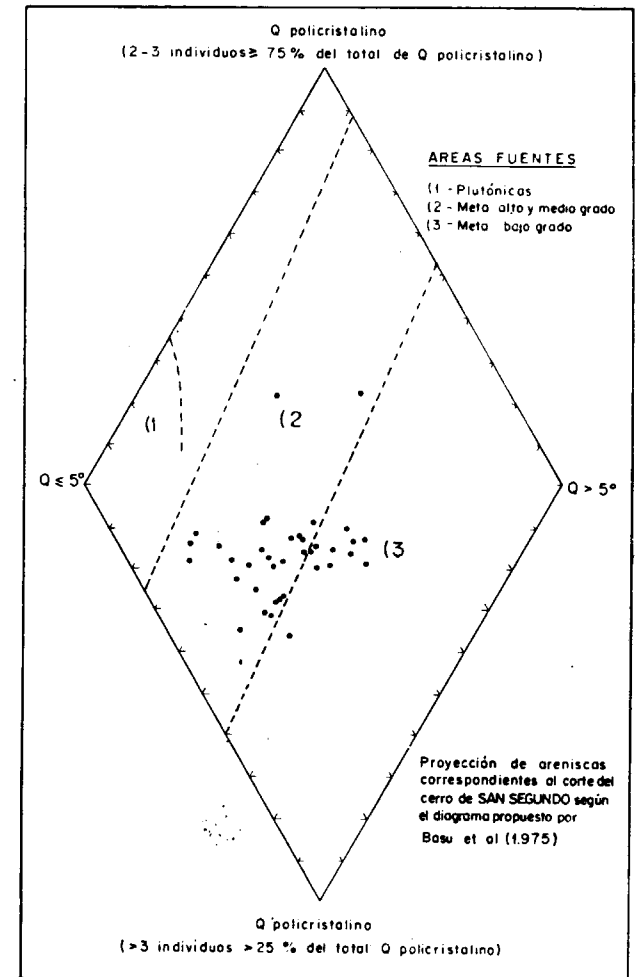


Figura 19.—Áreas fuentes deducidas para las areniscas del Buntsandstein a partir del diagrama propuesto por BASU et al. (1975).

## 7.2. ASPECTOS DIAGENETICOS

Se ha realizado el estudio de los procesos diagénéticos más importantes que han afectado a estas areniscas, cuyos datos semicuantitativos quedan esquematizados en las figuras 20 y 21.

Los tipos de matrices encontradas han sido: epimatriz, pseudomatriz y ortomatriz (según la clasificación de DICKINSON, 1970), las tres correspondientes a matrices autigénicas. La matriz alogénica es muy escasa y aparece en forma de cantos blandos casi siempre (fig. 22).

La epimatriz, producto principalmente de alteración de feldespatos y fragmentos de rocas me-

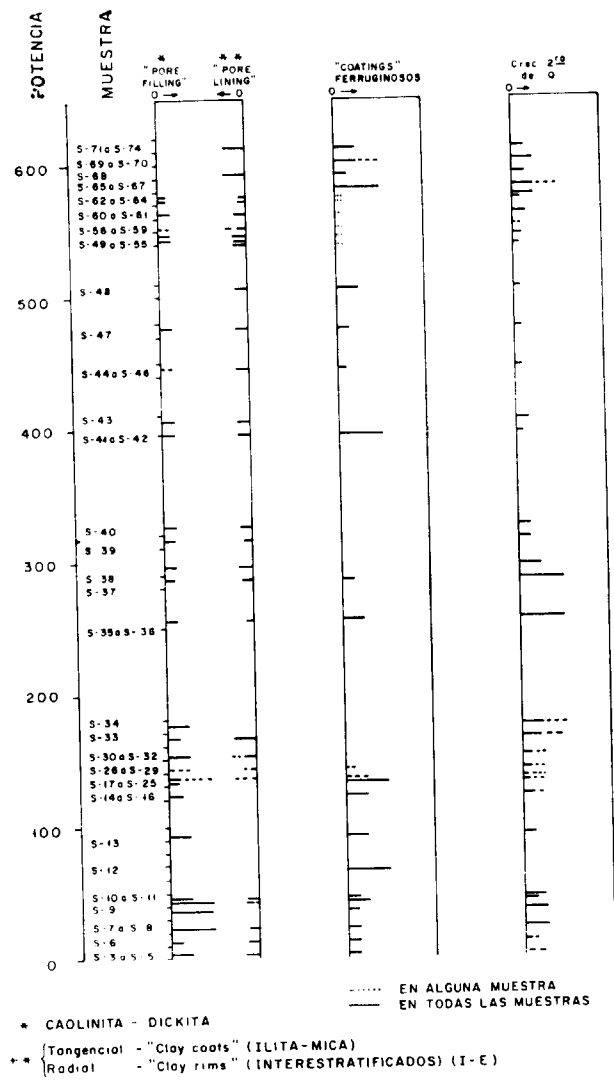


Figura 20.—Datos semicuantitativos de los aspectos diagénéticos más significativos de la columna del Cerro de San Segundo.

tamórficas y volcánicas (fig. 23), es claramente dominante en todo el corte. En los tramos inferiores y medios sus contenidos son bastante constantes, variando de medianamente abundantes a abundantes. En el tramo superior existen zonas donde disminuye notablemente e incluso llega a faltar.

La pseudomatriz sigue a la epimatriz en orden de importancia y la integran fragmentos de rocas lábiles deformados. Aparece a lo largo de todo el corte y es más abundante en el tramo inferior (fig. 24).

La ortomatriz en general es escasa, apreciándose un incremento en los últimos 60 m. Se asocia a una disminución de la epimatriz y está constituida generalmente por cantos blandos recristalizados y desintegrados.

Frecuentemente, aunque en cantidades accesorias, aparecen macrocristales vermiculares de caolinita-dickita («pore filling» según WILSON and PITTMAN, 1977) (fig. 16). En la figura 20 se observa que son más abundantes en el tramo inferior que en el medio y superior, llegando en este último a faltar. Parecen estar asociados con los niveles más porosos (conglomerados y areniscas basales) disminuyendo en los tramos superiores más impermeables. Asimismo, a lo largo de todo el corte aparecen «pore lining» tangenciales de ilita o de interestratificados I-E. Estos son más frecuentes en los niveles más arcillosos, que son los superiores.

La composición mineralógica de los cementos ya ha sido descrita. Unicamente diremos aquí que las películas o «coating» ferruginosos se observan a lo largo del corte en cantidades escasas a frecuentes, faltando como es lógico en los tramos grises.

Como ya dijimos con anterioridad, en un estudio sobre el origen del hierro y sus coloraciones en el Buntsandstein (MARFIL et al., 1971), la gran riqueza en hierro férrico existente proviene de la alteración de minerales ferromagnesianos (biotitas, ilmenitas, hematites, etc.) llevados a la cuenca en forma detrítica y del aporte de Fe<sup>++</sup> en solución. El proceso de oxidación se llevaría a cabo durante la alteración y el transporte, culminando en la sedimentación-diagénesis temprana, por lo que el color del sedimento debería ser inicialmente pardo (10YR-5YR) y los colores rojos (10R) que aparecen actualmente son de origen secundario o diagenético.

Para algunos autores que han estudiado las areniscas rojas del Pérmico y Trías de los Vogos (MILLOT, PERRIAUX et LUCAS, 1961; MILLOT, 1964 y 1967), la rubefacción se produciría antes del depósito de la arenisca y estaría controlada por climas cálidos con estaciones contrastadas. Para FÜCHTBAUER (1974), estas películas de arcilla con óxidos de Fe también serían controladas por el clima en el área fuente y sólo en áreas secas se formarían sobre los granos de cuarzo, no removiéndose éstas durante el transporte, al menos durante el transporte fluvial.

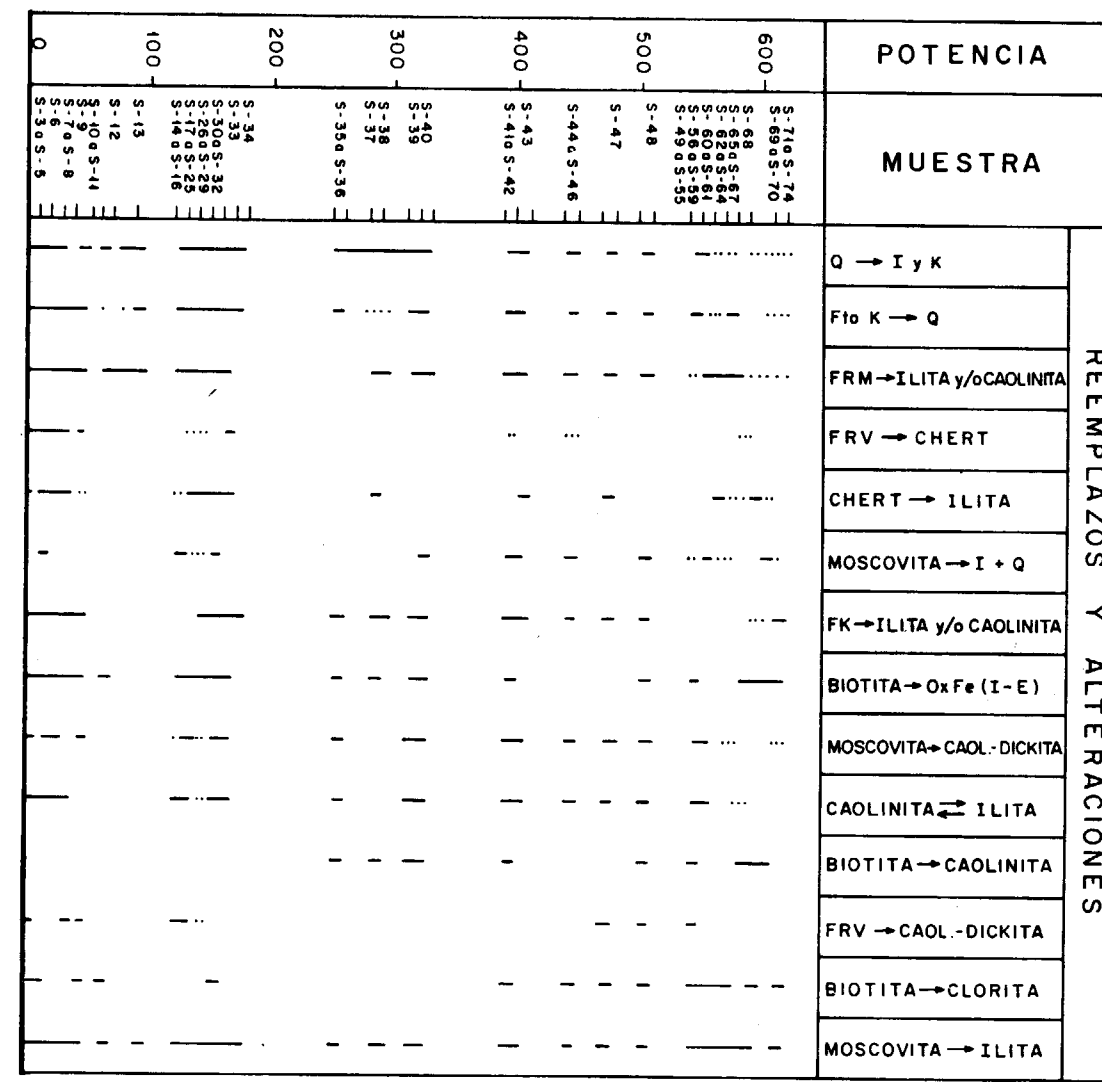
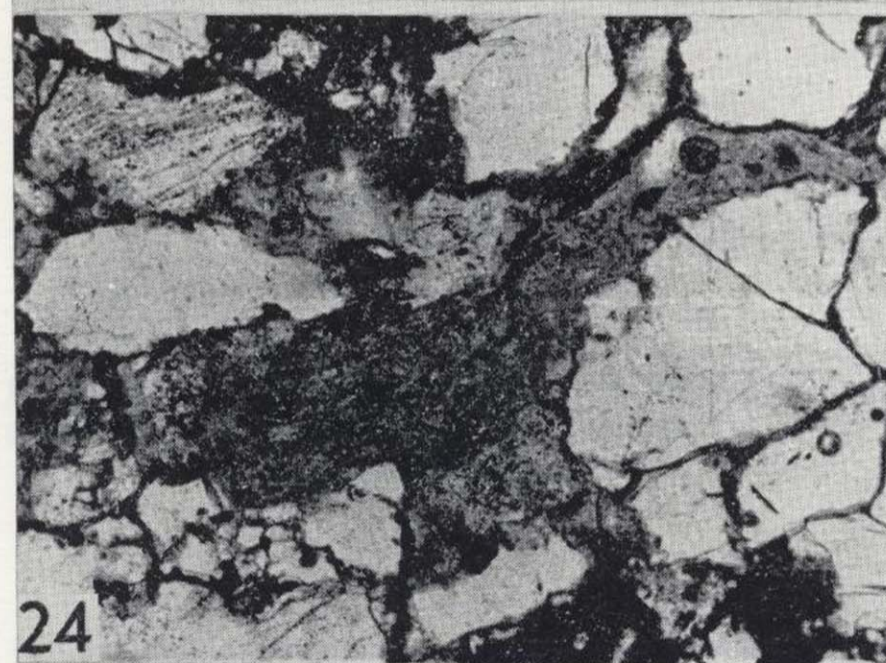
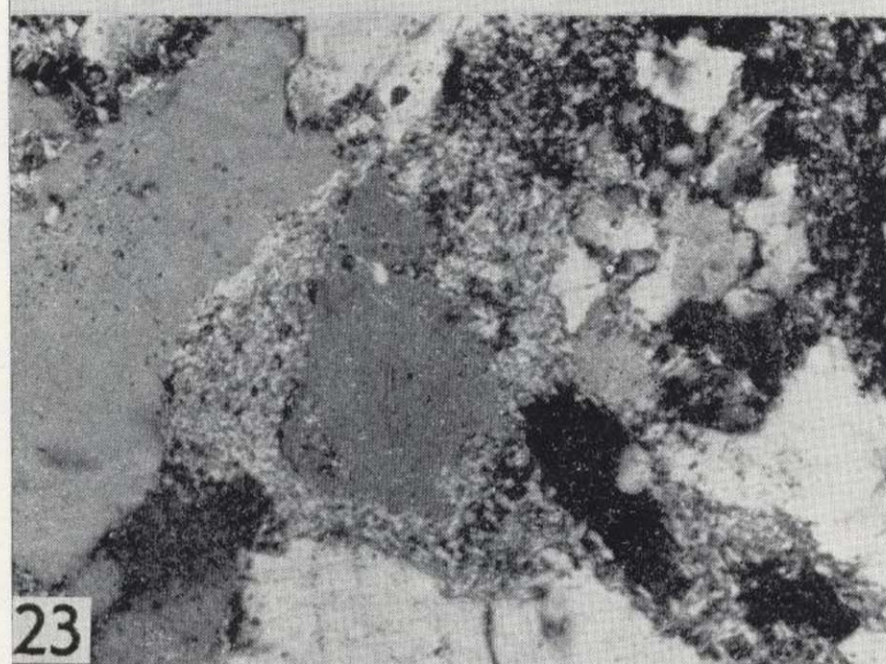
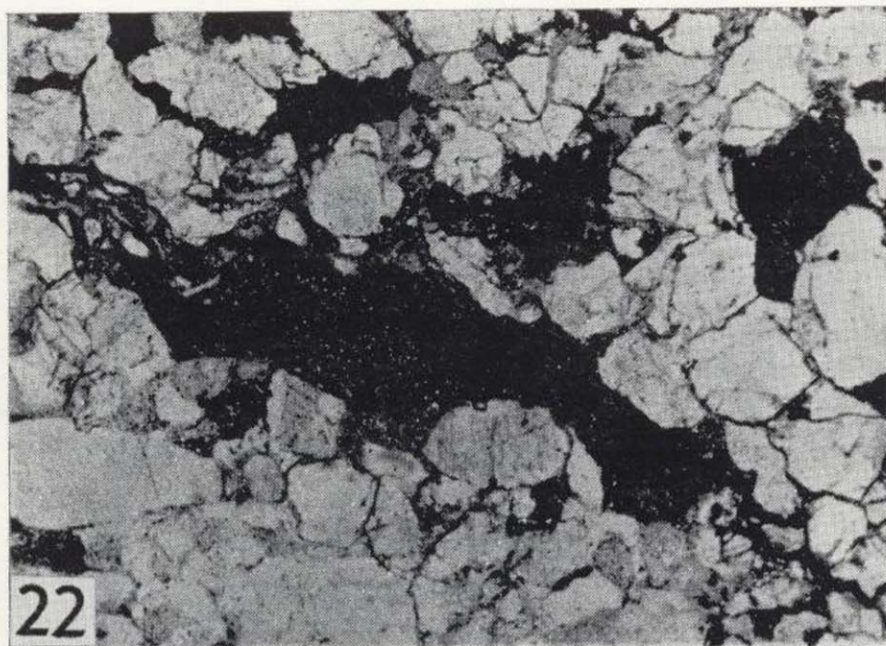


Figura 21.—Reacciones diagénéticas observadas en la columna del Cerro de San Segundo. Q=Cuarzo; I=Iilita; FRM=Fragmentos de roca metamórfica; FRV=Fragmentos de roca volcánica; FK=Feldespatopotásico; (I-E)=Interestratificado Iilita-Esmectita; OxFe=Óxidos de hierro.

En nuestro estudio hemos comprobado que los «coatings» ferruginosos en su mayor parte son biotitas adaptadas a los granos por compactación mecánica, dando películas discontinuas y dejando un halo ferruginoso en este proceso. También hemos observado la desagregación de cantos blandos ferruginosos y otros minerales portadores de hierro, que contribuirían a formar las películas ferruginosas.

En una pequeña proporción de areniscas del Saxoniense existen granos muy redondeados con películas muy tenues de óxidos de Fe y crecimiento secundario de cuarzo sobrepuesto. En este último caso la película ferruginosa podría ser heredada y tener un control climático.

Durante la telodiagénesis se renovaron los caracteres oxidantes del medio, quedando marcado,



sobre todo el Saxoniense y el techo de la serie Buntsandstein, por la presencia de nuevos cementos ferruginosos, rellenando grietas y fracturas e incluso con la presencia de concreciones ferruginosas.

Los crecimientos secundarios de cuarzo varían en general de abundantes a medianamente abundantes a lo largo del corte (fig. 20). Su desarrollo es intenso, quedando a veces todos los granos soldados entre sí, llegando incluso a reemplazar a los feldespatos (fig. 25). Son más frecuentes en la base y se asocian con los «pore filling» de caolinita-dickita, al igual que encontraron en el Buntsandstein de Sigüenza MARFIL y BUENDÍA (1980).

Los crecimientos secundarios de feldespato potásico son poco frecuentes y poco desarrollados hasta el tramo medio, apareciendo en cantidades escasas en los últimos 140 m. del corte, lo que indica la llegada de fluidos diagenéticos más alcalinos según nos aproximamos hacia las facies carbonatadas del Muschelkalk (MARFIL et al., 1977). En algunos niveles del techo del corte del Cerro de San Segundo y en otras muestras del techo en Castellar, se ve claramente que este crecimiento secundario no aparece en continuidad óptica (fig. 26) y que por tanto podría corresponder a una composición diferente a la del grano detrítico. Los análisis de microsonda electrónica, realizados sobre estos feldespatos, dieron una distribución muy homogénea del K en el grano y su crecimiento secundario (figs. 26, 27 y 28), pero la distribución del Ca y el Na, estaba prácticamente restringida al contorno del grano detrítico heredado de áreas fuentes metamórficas de alto grado, donde es posible la cristalización de fases minerales más impuras. Los valores encontrados

Figura 22.—Canto blando deformado y algo recrystalizado, arcilla alogénica en una subarcosa. NP.  $\times 50$ .

Figura 23.—Fuerte reacción entre la epimatriz de caolinita-ilita, procedente de la alteración de feldespatos y los cuarzos mono y policristalinos en una subarcosa del tramo medio. NC.  $\times 125$ .

Figura 24.—Seudomatriz formada por la deformación de fragmentos de roca metamórfica de bajo grado (pizarras ílticas y con pirofilita) en una sublitoarenita del tramo inferior. NP.  $\times 50$ .

Figura 25.—Cementación silícea como crecimiento syntaxial que a su vez reemplaza a un feldespato K y por último corrosión del cemento silíceo por la matriz de caolinita-ilita. NC.  $\times 125$ .



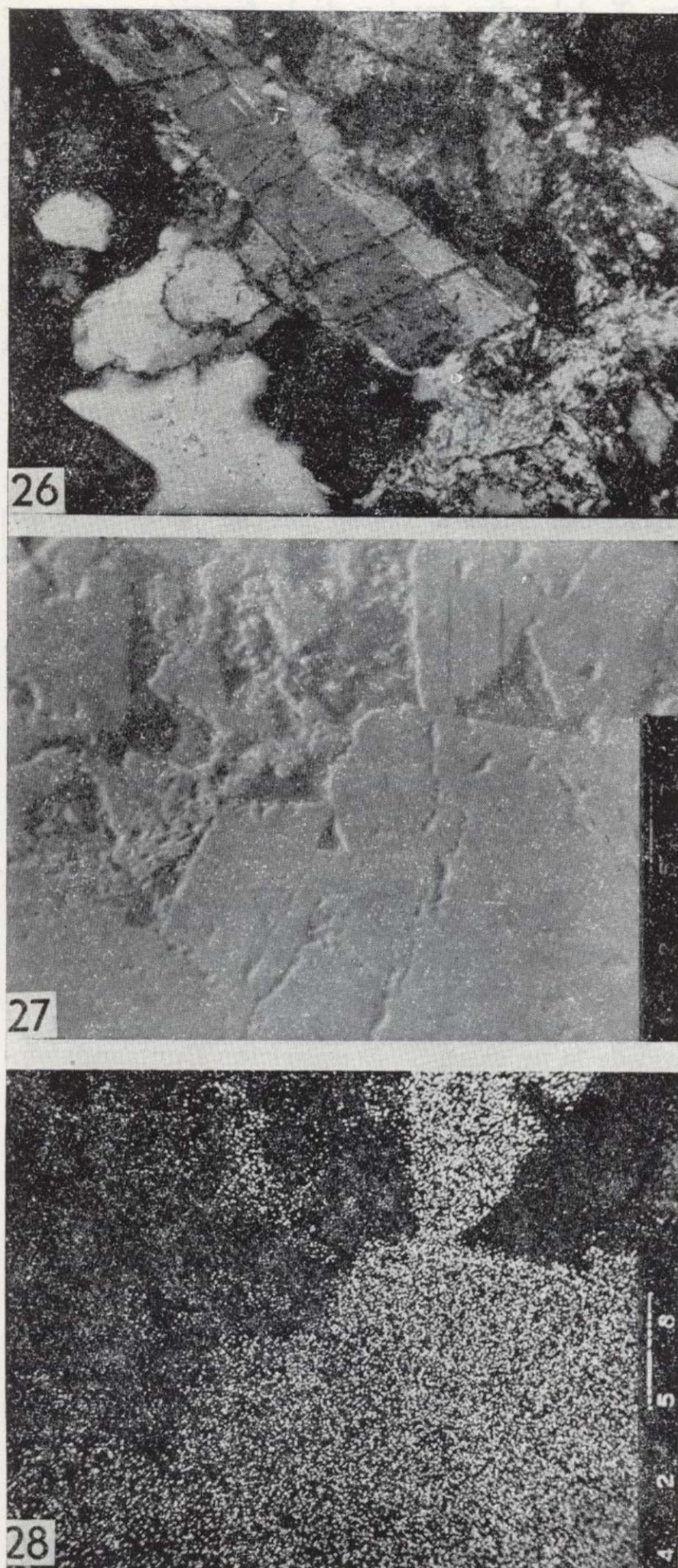


Figura 26.—Alteración según la exfoliación y crecimiento secundario epitaxial de un feldespato K que posteriormente es corroído por la matriz de illita y caolinita. Subarcosa del tramo de areniscas superiores. NC.  $\times 125$ .  
 Figura 27.—Morfología con hábito de adularia del crecimiento secundario del feldespato K. MEB.  $\times 300$ .  
 Figura 28.—Mapa de distribución del K sobre los feldspatos de la figura 27.

para el Ca y Na del cristal de las figuras 26 y 27, fueron de 0,00 y 0,06 por 100, respectivamente, en el borde (o crecimiento autigénico) y de trazas y 0,53 por 100 en el núcleo (correspondiente al grano detrítico). Estos datos confirman los análisis de muchos otros autores en lo que se refiere a la pureza de las especies minerales que se neoforman en el ambiente diagenético, prácticamente a temperaturas ambientales, ya que por criterios texturales hemos deducido que este cemento autigénico es de los primeros en formarse inmediatamente después de la sedimentación de las areniscas triásicas. WALKER (1976) y WAUGH (1978) citan la frecuente aparición de cemento feldespático en areniscas permo-triásicas y en general en arcosas de todas las edades. Estos autores también ponen de manifiesto que el desarrollo de feldespato K autigénico en lechos rojos continentales involucraría la hidrólisis de silicatos detríticos (feldespatos y micas en general) por soluciones intraestratales alcalinas, enriqueciendo las aguas intersticiales en Si, Al y K.

Parece que existe una cierta relación inversa entre el contenido en crecimientos secundarios de cuarzo y el de matriz diagenética. Así, cuando los crecimientos secundarios son muy abundantes o medianamente abundantes, la matriz es muy escasa o falta. Este hecho se aprecia claramente en el tramo medio y superior. En el tramo inferior, dicha relación es más dudosa, pero parece existir también una tendencia, por otra parte lógica, a ser la matriz más escasa en zonas con cemento silíceo, ya que éste inhibiría la formación de matriz diagenética (epimatriz sobre todo).

Con respecto al esqueleto de las areniscas, se han observado reemplazamientos, corrosiones, alteraciones y fenómenos de disolución por presión. Datos sobre este último aspecto ya hemos dado anteriormente, encontrando que al dominar los contactos cóncavo-convexos sobre los suturados, existen moderados fenómenos de disolución por presión.

En cuanto a las corrosiones, hay que destacar la del cuarzo principalmente por illita a lo largo de todo el corte, aunque próximo al techo este tipo de corrosión prácticamente desaparece. También existe, aunque en menor proporción, corrosión del cuarzo por caolinita.

La alteración de los feldespatos potásicos es total en el tramo inferior. En los otros dos tramos se puede considerar de incipiente a mode-

rada. Se suelen alterar a illita, a caolinita o a una mezcla íntima de ambas. En el tramo inferior existe una relación directa entre la disminución de feldespatos y el aumento de caolinita («pore filling» y epimatriz) (fig. 20). Esta clara dependencia ya había sido observada por nosotros en otras areniscas pérmicas y triásicas de la Cordillera Ibérica (PEÑA et al., 1977; MARFIL y BUENDÍA, 1980). Recientemente, ROSSEL (1982) también cita esta relación en las areniscas del Rotliegendes del Mar del Norte, así como su asociación con la mayor abundancia de cemento silíceo, al igual que en nuestro caso.

Los fragmentos de roca volcánica, sobre todo en el tramo inferior, están reemplazados por chert, illita, caolinita y óxidos de hierro.

Entre otras reacciones diagenéticas podemos citar la transformación de caolinita en illita. Es también muy frecuente la alteración de moscovita a illita principalmente y, más escasamente, a caolinita.

También hemos observado una transformación de moscovita a una mezcla de illita y cuarzo y, finalmente, a clorita que a veces presenta óxidos de hierro en los planos de exfoliación. La biotita se altera a clorita, principalmente.

En el tramo medio y superior se observa que la biotita se altera a caolinita. En las muestras muy oxidadas la biotita también se transforma en óxidos férricos.

De todo lo anteriormente expuesto se deduce que la diagénesis parece ser moderadamente intensa. En las muestras estudiadas aparecen fenómenos de la etapa redoxomórfica de DAPPLES (1967 y 1979) (biotitas  $\rightarrow$  Ox Fe + Min. arcilla y biotita  $\rightarrow$  clorita, presencia de «coatings» ferruginosos, etc.); de la locomórfica, presencia de cementos silíceos casi exclusivamente, escasos de crecimiento secundario de feldespato K y reemplazos de feldespato K por el cemento silíceo. No parecen existir indicios del paso de estas areniscas por el estado filomórfico, lo cual también estaría a favor de una diagénesis de enterramiento moderado, como la encontrada en otras zonas de la Cordillera Ibérica por MARFIL y BUENDÍA (1980).

### 7.3. NIVELES DE LUTITAS INTERCALADOS

El estudio de los niveles detríticos finos se ha realizado por medio de difractogramas de ra-

yos X del polvo total y de la fracción menor de dos micras en agregado orientado.

Hay que señalar que las muestras Mo-105 y Mo-110 corresponden al Pérmico en facies Saxoniense y las muestra A-71, A-69 y A-68 corresponden al tránsito Buntsandstein-Muschelkalk, en los alrededores de Castellar de la Muela.

Los porcentajes de la composición total de las muestras quedan representados gráficamente en la figura 29. Están constituidas fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico y minerales arcillosos. La hematites aparece en las muestras pérmicas y se encuentra también en muestras correspondientes al tramo inferior de la serie del Buntsandstein, estando prácticamente ausente en los niveles superiores.

El feldespato potásico se presenta en cantidades considerables en los tramos superiores, al igual que en las areniscas intercaladas. Asimismo, la calcita aparece en cantidades importantes en muestras correspondientes al tránsito Buntsandstein-Muschelkalk.

En la figura 29 también están representados los datos de la composición mineralógica de la fracción menor de dos micras. En ella el mineral dominante y casi exclusivo es la illita. La caolinita aparece en cantidades moderadas, salvo en el caso de la muestra S-74 (transición Buntsandstein-Muschelkalk) en la que hay gran cantidad de dickita. Asimismo, en las muestras A-71, A-69 y A-68 la illita y la caolinita están acompañadas por minerales a 14Å.

En la figura 30 hemos representado las muestras estudiadas en un diagrama de ESQUEVIN (1969). En él vemos que la cristalinidad oscila entre unos valores comprendidos entre 4,5 y 7,5. Estos no son homogéneos, apreciándose que la cristalinidad en realidad no es demasiado buena. Los valores de la relación de Al/Fe+Mg oscila entre 0,20 y 0,43, indicando cierta disparidad en los contenidos en Al, Fe y Mg. Se puede apreciar que los valores correspondientes al Pérmico quedan en la zona de diagénesis, próxima a la anquizona, siendo las illitas pobres en Al. Los tramos basales y medios del Buntsandstein tienen una relación algo más alta, con valores próximos a 0,3, y parece, aunque existen pocos datos, que las muestras del tránsito al Muschelkalk son las más ricas en Al.

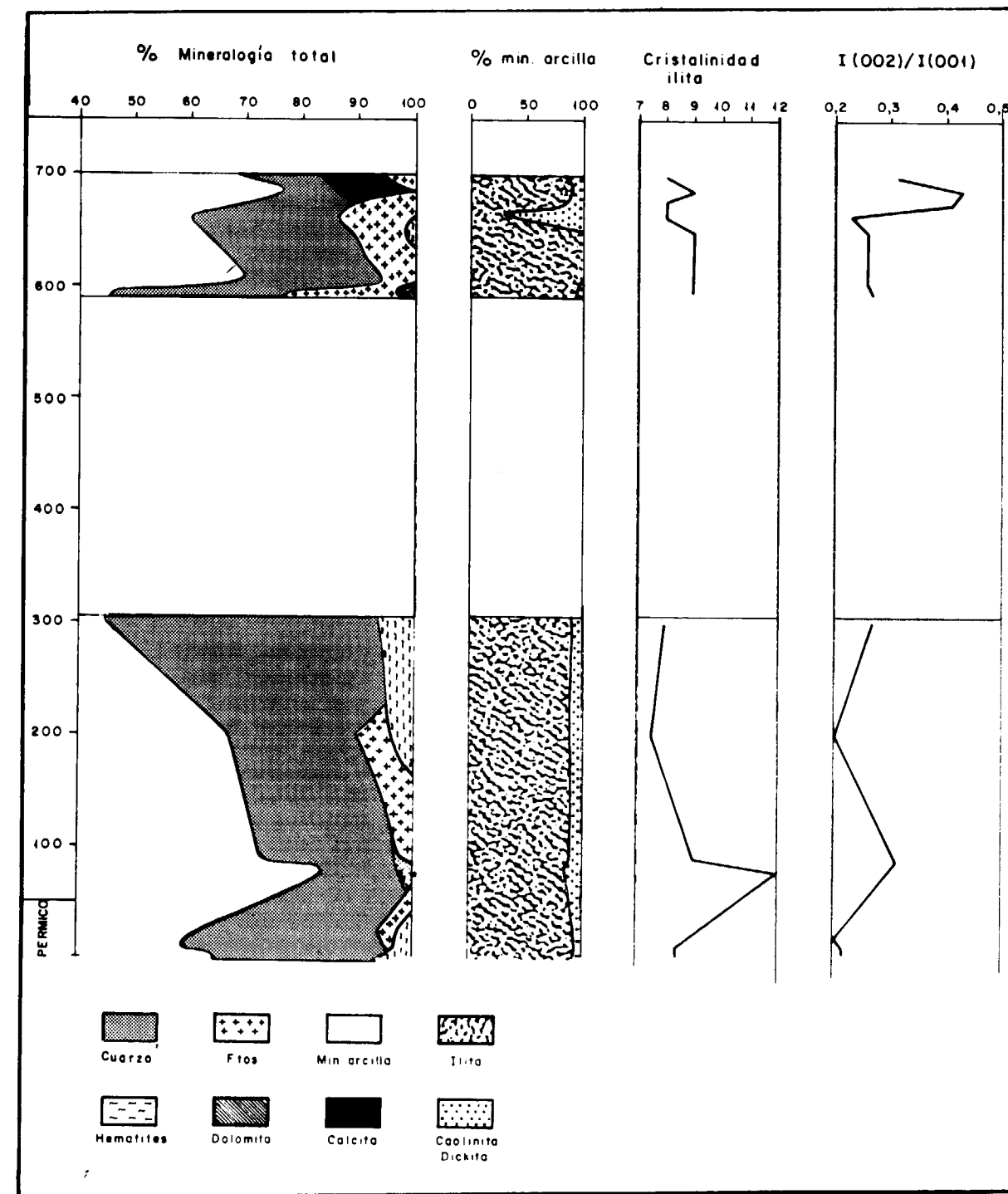


Figura 29.—Análisis mineralógico de las lutitas del Buntsandstein.

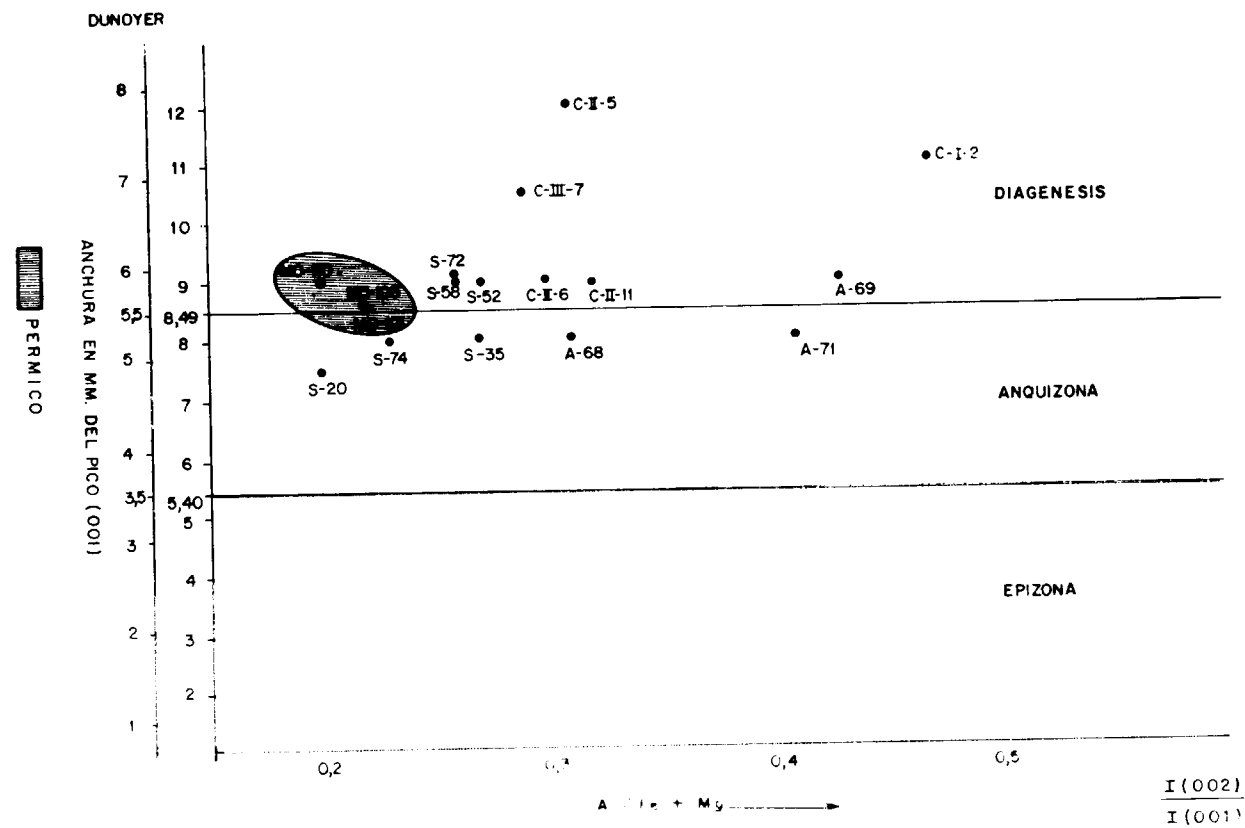


Figura 30.—Representación de las ilitas del Buntsandstein y del Saxoniense en el diagrama de ESQUEVIN (1969).

Por último, las ilitas del Buntsandstein, en general, se representan en el campo de la diagenesis, muy próximas a la anquizona e incluso algunas pasan ya a este campo. Estos datos están totalmente de acuerdo con el estudio realizado sobre las ilitas del Buntsandstein en zonas próximas a El Pobo por GARCÍA PALACIOS et LUCAS (1977) y GARCÍA PALACIOS et al. (1977), quienes encuentran que las ilitas del Trías Inferior son las más ferríferas y las del Trías Medio son más aluminosas, pudiendo ser las primeras en parte heredadas y presentar buena cristalinidad por las condiciones favorables para la circulación de aguas diagenéticas que permitirían su conservación o agradación (areniscas y conglomerados porosos).

## 8. CONCLUSIONES

— Los depósitos *Saxonienses*, constituidos por brechas de distinta naturaleza, areniscas y lutitas

rojas, son típicos de abanicos aluviales en clima más o menos árido. Composicionalmente las areniscas son cuarzoarenitas muy ricas en cemento ferruginoso y contenido en matriz menor del 15 por 100. Las áreas fuentes, deducidas a partir de los minerales pesados y de los fragmentos de roca, nos indican la existencia de diversas procedencias: Metamórficas de bajo y medio grado y subordinadamente ígnea.

Las lutitas de la facies Saxoniense están constituidas por minerales de arcilla, cuarzo y hematites subordinada. La composición de los minerales de arcilla es fundamentalmente ilítica, con caolinita escasamente representada.

— Del estudio petrológico del *Buntsandstein* hemos concluido que existen dos familias de areniscas relativamente bien diferenciadas: cuarzoarenitas en tránsito o sublitoarenitas, pertenecientes al tramo basal y subarcosas y arcosas, localizadas en los tramos medio y superior. El porcentaje de matriz en estas areniscas es variable, ha-

biéndose encontrado que existe una relación inversa entre su contenido y el de feldespatos, deduciéndose que la matriz alogénica es muy escasa, siendo dominante la de origen diagenético, por alteración de los feldespatos sobre todo. Su composición es fundamentalmente ilítica, con caolinita subordinada.

Del estudio tipológico de los cuarzos podemos concluir que la naturaleza de las áreas fuente era metamórfica de bajo, medio y alto grado, incluidas rocas de tipo neísico.

La asociación de minerales pesados encontrados es poco explícita, en cuanto a posibles áreas fuente, ya que aparecen minerales tanto de procedencia granítico-neísica como metamórfica. Ahora bien, el elevado índice ZTR (circón, turmalina, rutilo), así como la casi ausencia de minerales pesados poco estables, nos indicarían unas condiciones climáticas húmedas en el área fuente o diagenéticas con fuerte alteración intraestratal. Este hecho queda también señalado por la elevada alteración que presentan los feldespatos en el tramo inferior sobre todo.

En cuanto a los aspectos diagenéticos, podemos decir que en el tramo basal son muy frecuentes el cemento de caolinita y los crecimientos secundarios de cuarzo, existiendo una estrecha relación entre ellos. Los crecimientos secundarios de feldespatos potásicos son escasos y sólo están presentes en el tramo superior. Todo ello nos indica una evolución de los fluidos intersticiales de ácidos (en los tramos basal y medio) a básicos (en el tramo superior).

El cemento de feldespato potásico, como crecimiento secundario, es de composición ligeramente diferente a los granos detríticos del núcleo, existiendo únicamente K, lo que corrobora la no cristalización en el ambiente sedimentario de fases minerales impuras. Su desarrollo está relacionado con la circulación de soluciones intraestratales alcalinas, probablemente agua de mar, como ya dijimos con anterioridad (MARFIL et al., 1977), para arcosas con similares procesos de cementación.

El orden de cementación deducido, siguiendo los criterios de FÜCHTBAUER (1967) ha sido: Óxidos de hierro, feldespato potásico, cuarzo-caolinita, dolomita y cuarzo, que se desarrollarían progresivamente con la profundidad de enterramiento. En etapas de emersión y fracturación se reno-

varía la cementación con calcita, óxidos de hierro y posiblemente algo de caolinita, influenciados por la penetración de aguas claramente continentales.

El tipo de contacto dominante entre los granos es el cóncavo-convexo, lo que nos indica la existencia de fenómenos de disolución por presión en un grado moderado. Le sigue en importancia el contacto recto, que indicaría cementación silícea en continuidad óptica, desarrollándose ésta en una etapa bastante temprana de la diagenesis.

Otros fenómenos diagenéticos encontrados han sido la alteración de los feldespatos potásicos y de los fragmentos de rocas volcánicas a ilita y a caolinita (epimatriz) y la deformación y rotura de los fragmentos de roca metamórfica (pseudomatriz). Esto ocurre sobre todo en los tramos basales.

De todo lo anteriormente expuesto se deduce que la intensidad de la diagenesis parece ser moderadamente alta, mesodiagenesis madura «B» de SCHMIDT y McDONALD (1979), habiéndose reconocido el paso de estas areniscas por los estadios redoxomórfico y locomórfico de DAPPLES (1979).

Del estudio de las lutitas intercaladas deducimos que están constituidas fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico y minerales arcillosos, dominando dentro de éstos la ilita. Del cálculo de los parámetros cristaloquímicos se deduce que las ilitas del Buntsandstein, en general, se proyectan en el campo de la diagenesis, muy próximo a la anquizona, estando algunas dentro de ésta. Asimismo, las ilitas del tramo inferior son las más ferríferas, siendo las del tramo superior las más aluminosas. En su comparación con las ilitas de la facies Saxoniense, éstas tienen una cristalinidad inferior, quedando en la zona de la diagenesis con altos contenidos en hierro.

— *Las mineralizaciones de uranio* se presentan tanto asociadas a lentejones de areniscas intercaladas con los conglomerados, como tapizando los cantos de cuarcita de los mismos. Se ha reconocido petrográficamente torbernita, que se presenta principalmente como cemento y reemplazando a la matriz, así como a favor de fisuras y planos de exfoliación de algunos minerales. Esporádicamente se han encontrado restos de óxidos negros, los cuales siempre aparecen en los lentejones de areniscas.

## AGRADECIMIENTOS

A don A. Castañón, de la J. E. N., por su gran ayuda en las campañas de campo, así como por la lectura y crítica del manuscrito.

A la Dra. B. de la Cruz, de la J. E. N., por su inestimable ayuda en el estudio petrográfico de las muestras.

A don L. Pérez del Villar, de E. N. U. S. A., por su colaboración en la interpretación de los difractogramas de rayos X.

Al Dr. J. A. de la Peña y a don J. Arribas, del Departamento de Petrología de Madrid, por su cooperación desinteresada en algunos aspectos de la realización del presente trabajo. Al Dr. C. Casquet, del Departamento de Petrología, por la ayuda prestada en la realización de los análisis de microsonda electrónica sobre los feldespatos.

A don R. del Potro, de E. N. U. S. A., por las muchas facilidades dadas para la realización de nuestras investigaciones.

A doña C. Chinchilla, de E. N. U. S. A., por la mecanografía del texto.

## BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, J.: *Study of different types of quartz from paleozoic feldspathic sandstones of the Iberian Range: Provenance interpretation Internat. Assoc. Sedimentologists 1 st. Europ. MTG. Bochum, 1980. Absts. 27-30 (1980).*
- ARRIBAS, J.; MARFIL, R., y PEÑA DE LA, J. A.: *Interpretación de la procedencia mediante el estudio de la tipología de los granos de cuarzo: Aplicación a las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica. IX Congreso Nacional de Sedimentología (en prensa) (1980).*
- BASU, A.; SUTTNER, L. J.; JAMES, W. C.; YOUNG, W., y MACK, G. H.: *De evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. Jour. sedim. Petrology, 45, 873-882 (1975).*
- CAPOTE, R.; GÓMEZ, J. J.; ROSELL, J.; DÍAZ, M.; TORRE DE LA, L. S.; SOPEÑA, S.; GABALDÓN, V.; RUIZ, P., y YÉBENES, A.: *Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. Temas geológico-mineros IGM, 590 pp. (1982).*
- CLEMMENSEN, L. B.: *Triassic lacustrine red-bed and paleoclimate: The «Buntsandstein» of Helgoland and the malmros Kluit member of East Greenland. Geologische Rundschau, 68, 748-774 (1979).*
- DAPPLES, E. C.: *Diagenesis of sandstones. In: Diagenesis in sediments. Developments in sedimentology. Elsevier Publishing Company, 8, 91-125 (1967).*
- DAPPLES, E. C.: *Diagenesis of sandstones. In: Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Developments in sedimentology. Elsevier Amsterdam, 25 A, 31-97 (1979).*
- DICKINSON, W. R.: *Interpretating detrital modes of greywackes and arcose. Journ. Sed. Petrology, 40, 695-707 (1970).*
- DICKINSON, W. R., and SUCZEK, C. A.: *Plate tectonics and sandstone composition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, 2164-2182 (1979).*
- DOTT, R. L., Jr.: *Wacke, graywacke and matrix-what approach of in mature sandstone classification. Journ. Sed. Petrology, 34, 625-632 (1964).*
- DUNOYER DE SEGONZAC, G.: *Les minéraux argileux dans la diagenese. Passage au metamorphisme. Mém. Serv. Carte Geol. Als. Lorr., 29, 320 pp. (1969).*
- ESQUEVIN, J.: *Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pan, SNPA, 3, 147-154 (1969).*
- FÜCHTBAUER, H.: *Some problems of diagenesis in sandstones. Bull. Centre Rech. Pan. SNPA, 8, 391-403 (1974).*
- GARCÍA PALACIOS, M.ª C., et LUCAS, J.: *Le bassin triasique de la branche castellane de la Chaîne Iberique. II. Geochimie. Cuadernos Geología Ibérica, 4, 355-368 (1977).*
- GARCÍA PALACIOS, M.; LUCAS, J.; PEÑA DE LA, J. A., y MARFIL, R.: *La cuenca triásica de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. I. Petrografía y Mineralogía. Cuadernos Geología Ibérica, 4, 341-354 (1977).*
- MARFIL, R.; ALONSO, J. J., y GARCÍA PALACIOS, M.ª C.: *Estudio del material cementante del Triás Inferior de la Cordillera Ibérica. Estudios Geológicos, XXVII, 427-439 (1971).*
- MARFIL, R., y BUENDÍA, E.: *La evolución diagenética de los sedimentos detríticos Pérmicos y Triásicos del sondeo de Sigüenza (Guadalajara). I Simposium sobre diagenesis de sedimentos y rocas sedimentarias. Barcelona (en prensa) (1980).*
- MARFIL, R.; DE LA CRUZ, B., y DE LA PEÑA, J. A.: *Procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica. Cuadernos Geología Ibérica, 4, 411-422 (1977).*
- MILLOT, G.: *La géologie des argiles. Masson édit. Paris, 499 pp. (1964).*
- MILLOT, G.: *Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interpretation des faciès sédimentaires (y compris les séries rouges). Sedimentology, 8, 259-280 (1967).*
- MILLOT, G.; PERRIAUX, J., et LUCAS, J.: *Signification climatique de la couleur rouge del grès permo-triasiques des Vosges et des grandes séries detritiques rouges. Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lorr., 14, 91-100 (1961).*

- PEÑA DE LA, J. A., y MARFIL, R.: *Estudio petroológico del Pérmico de la Cordillera Ibérica. Zona de Torre La Hija (NE de Molina de Aragón). Estudios Geológicos, 31, 513-530 (1975).*
- PEÑA DE LA, J. A.; MARFIL, R., y GARCÍA PALACIOS, M.ª C.: *Un ejemplo de depósito volcanoclástico antiguo: Su procedencia y evolución diagenética. Estudios Geológicos, 33, 485-496 (1977).*
- PETTIJOHN, F. J.: *Sedimentary rocks. Harper and Row. Publishers New York, 628 pp. (1975).*
- RAMOS, A.: *Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (prov. de Guadalajara). Seminarios de Estratigrafía, 6, 313 pp. (1979).*
- ROSSEL, N. C.: *Clay mineral diagenesis in Rotliegend aeolian sandstones of the southern North Sea. Clay Minerals, 17, 485-496 (1982).*
- VAN LOON, A. J.: *Habitus of some heavy minerales from the Tertiary of Southern Limberg (The Netherlands). Meded. Rijks. Geol. Dienst. N. S., 23, 39-67 (1972-1973).*
- VILLENA, J.: *Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo. Tesis doctoral (inédito) (1971).*
- VIRGILI, C.: *Le Trias du Nord de l'Espagne. Bull. du B. R. G. M. (deuxième série). Section IV, 3, 205-213 (1977 a).*
- VIRGILI, C.: *Consideraciones generales sobre el Triásico y el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. Cuadernos Geología Ibérica, 4, 563-578 (1977 b).*
- WALKER, T. R.: *Diagenetic origin of continental red beds. In FALKE, H. (Ed.): The continental Permian in Central, West and South Europe. Reidel, Dordrecht, Holland, 240-282 (1976).*
- WAUGH, B.: *Authigenic K-feldspar in British Permo-Triassic sandstones. Jl. Geol. Soc. Lond., 135, 51-56 (1978).*
- WILSON, M. D., and PITTMAN, E. D.: *Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. Jour. Sedim. Petrology, 47, 3-31 (1977).*

Recibido: Mayo de 1983

# INFORMACION

## Clasificación internacional de recursos minerales propuesta por la ONU

Por FRANCISCO ESTEBAN SANTISTEBAN  
Representante de España ante las Naciones Unidas

Hay un gran mundo dentro de Naciones Unidas y, aunque no lo parezca, hay muchas cosas que pueden utilizarse con gran beneficio para aquellos países que están en vías de desarrollo o países que podríamos decir de desarrollo medio, como es el caso de España. Bien es cierto que dentro del sistema de Naciones Unidas sólo existen dos grupos de países: los desarrollados y los que están en vías de desarrollo.

En el campo de la estadística hay una gran profusión de datos que quieren, o intentan decir lo mismo, pero que evidentemente no son congruentes porque parten de puntos diferentes y se elaboran de modo distinto. Lo que se pretende ahora es lograr una cierta uniformidad en la recolección y elaboración de datos, pero partiendo de un principio fundamental, cual es el que Naciones Unidas sólo recomienda la adopción de estas directrices, pero no las impone de ninguna manera.

En 1979 España adoptó la clasificación de recursos recomendada, pues resultaban evidentes las ventajas que podrían derivarse de una aceptación internacional de lo que se propuso. Ya los nuevos Planes de Labores españoles se adaptan a esta clasificación y es frecuente ver informes en los que se aplica esta clasificación.

Como punto principal diremos que se descartó la utilización de la palabra RESERVA y ello por las siguientes razones:

- a) En algunos idiomas, tales como el inglés, francés y español se produce cierta confusión porque las palabras recurso y reserva tienen un mismo significado general, pero diferente del técnico.

- b) En otros idiomas sólo se dispone de un solo término.
- c) En el ruso las dos palabras significan exactamente igual.

Por tanto, se adoptó la recomendación de utilizar sólo la palabra RECURSO.

Aun comprendiéndose que las clasificaciones siempre implicaban un cierto criterio subjetivo, se estimó la utilidad que representa el disponer, para una política minera, de un conjunto de datos congruentes y perfectamente almacenables en computadoras, pues así la formulación de esa política se basa permanentemente en lo que es la representación estadística de una situación dinámica, la cual se mueve permanentemente por las alteraciones que producen las investigaciones mineras; de aquí el gran interés que representa para los países el conocimiento detallado de su grado y nivel de exploración e investigación en los recursos geológicos.

Aquí puede darse una situación muy delicada ya que España, como Estado, puede en un momento determinado concertar un convenio para el suministro de una determinada sustancia mineral de la que somos deficitarios y por un período determinado de tiempo. Esto puede bloquear un yacimiento que simultáneamente se haya descubierto, con lo cual el perjuicio para la balanza de pagos y en definitiva para la economía de España es evidente, ¿y de dónde nace esta incongruencia tan onerosa?

Entiendo que sólo una amplísima comunicación entre el Estado Central y las Autonomías es la que puede resolver esta problemática, que aunque se la mire como futurible opinamos que puede estar a la vuelta de la esquina.

### CATEGORIAS DE RECURSOS

Se propusieron tres categorías fundamentales de RECURSOS, designadas de la siguiente manera: R-1, R-2 y R-3. Estas categorías se distinguen entre sí por el nivel de certeza que puede atribuirse a cada una de ellas desde el punto de vista geológico. Comprenden todos los recursos minerales *in situ* que podrían presentar interés económico durante el periodo previsible de los próximos dos o tres decenios.

La categoría R-1 comprende los recursos *in situ* en yacimientos que se han estudiado en detalle suficiente para determinar su tipo de formación, sus dimensiones y sus características fundamentales en cada acumulación de mineral. Las principales características pertinentes para la extracción y la elaboración de minerales —como la distribución o la ley del mineral, las propiedades físicas que afectan a la extracción, la mineralogía y los componentes perjudiciales— se determinan principalmente mediante la penetración física directa y la medición del yacimiento, junto con una extrapolación limitada de datos geológicos, geofísicos y geoquímicos.

Las cantidades se han calculado con un nivel relativamente elevado de certeza, pero, respecto de algunos yacimientos, el error de estimación puede llegar al 50 por 100. Tales estimaciones son principalmente pertinentes para la planificación de las actividades de explotación.

La categoría R-2 corresponde a estimaciones de recursos *in situ* que están directamente relacionadas con yacimientos minerales descubiertos, pero, a diferencia de los recursos incluidos en la categoría R-1, las estimaciones son preliminares y se basan fundamentalmente en información geológica general, corroboradas con mediciones en algunos puntos. El tipo de formación, las dimensiones y la forma se infieren por analogía con depósitos vecinos incluidos en la categoría R-1, de consideraciones geológicas y estructurales generales, y mediante un análisis de las indicaciones directas o indirectas de deposición de minerales. Los valores estimados en esta categoría son más inciertos que los de la categoría R-1; los errores de estimación pueden ser mayores del 50 por 100. Las estimaciones de la categoría R-2 son principalmente pertinentes para la planificación de nuevas actividades de exploración, con miras a una futura reclasificación a la categoría R-1.

La categoría R-3 se refiere a recursos que aún no se han descubierto, pero de los cuales se piensa que existen en yacimientos de tipos comunes que es posible descubrir. Las estimaciones de las cantidades *in situ* se realizan principalmente sobre la base de extrapolaciones geológicas o de indicios geofísicos, o por analogía estadística. Las ideas sobre la existencia y el tamaño de todo yacimiento de esta categoría son necesariamente opinables. Esos depósitos podrán o no descubrirse efectivamente en los próximos decenios. Las estimaciones correspondientes a la categoría R-3 indican la medida de las oportunidades en materia de exploración y las perspectivas a un plazo algo más largo en materia de abastecimientos de materias primas. La información sobre los recursos de la categoría R-3 debería proporcionarse en forma de gamas de valores, para reflejar su escaso grado de certeza.

Cualquier otro material de menor potencial económico, respecto del cual haya estimaciones que no correspondan al concepto de «recursos», tal como se ha definido en el presente estudio, debería denominarse «formación» y comunicarse por separado, con una aclaración de la base y el significado de las estimaciones.

Cada una de las categorías puede subdividirse de la siguiente manera:

E— Los recursos *in situ* que se consideran explotables en un país o región determinados en las condiciones socio-económicas imperantes y con la tecnología disponible.

S— Los recursos *in situ* restantes que no se consideran actualmente de interés, pero que pueden llegar a serlo en virtud de cambios económicos o tecnológicos pre- visibles.

Todas las categorías y subcategorías descritas se refieren a estimaciones de las cantidades *in situ* de metales o minerales. En consecuencia, el Grupo recomienda que se establezca un conjunto paralelo de categorías y definiciones para cantidades recuperables, además de las categorías y subclasificaciones ya señaladas. Ello permitiría utilizar un conjunto o ambos conjuntos, según fuese apropiado. Para distinguir entre ambos conjuntos de datos paralelos se propone que se utilicen los símbolos R-1, R-2 y R-3 para las categorías *in situ*, y que las cantidades recuperables se indiquen con los símbolos r-1, r-2 y r-3. Para las subclasificaciones podrían usarse en ambos casos las notaciones E y S. Sin embargo, no puede haber una definición general de «recuperabilidad» ni del punto del proceso de extracción y elaboración en que éste debería medirse. Tales cuestiones deben determinarse para cada producto.

Los términos internacionales más comunes que han venido utilizándose para las categorías propuestas son las siguientes:

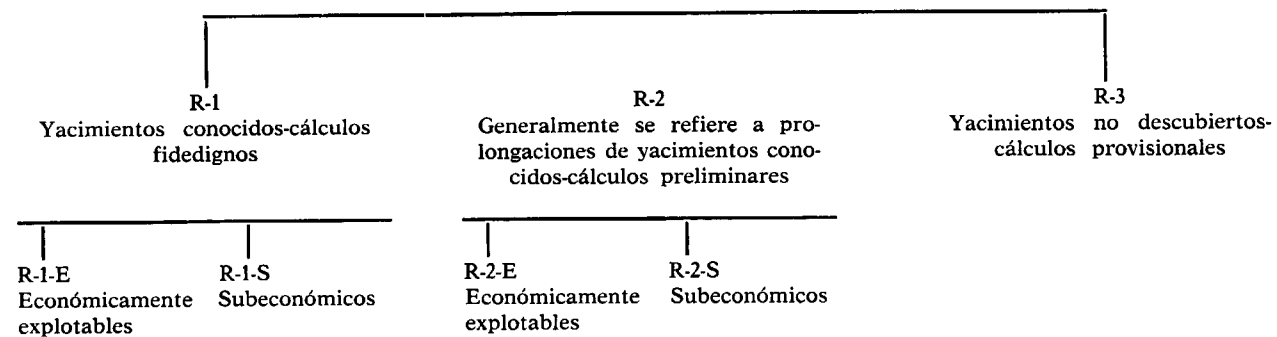
- R-1— Determinados, demostrados, razonablemente seguros.  
R-2— Inferidos, estimados, posibles.  
R-3— Potenciales, hipotéticos, pronosticados.  
E— Económicos.  
S— Subeconómicos.

### 1) Producción de minerales metálicos

En la mayoría de los minerales metálicos, la primera forma comercializable será el *concentrado*. Pero este concentrado debe informarse conforme a su *proporción analítica de metal*, o sea, la proporción de metal determinada por análisis químicos. También debe producirse una información semejante sobre todos los metales contenidos destinados a su recuperación.

La presentación de los datos debe expresarse en el peso del elemento principal contenido y si es absolutamente necesario en porcentaje del elemento o elementos contenidos en forma simple o compuesta. Es también importante expresar la proporción de humedad y ley en estado seco, sobre todo cuando se trata de minerales de hierro.

## R - Recursos «In situ» de interés económico para los próximos decenios



La proporción de metal recuperable es un dato importante, siempre y cuando sea un dato que pueda identificarse claramente como tal.

## 2) Minerales no metálicos

La primera forma comercializable de uno de estos minerales puede variar desde un producto bruto, sin tratar, tal como sale de la mina, a otro que haya experimentado una extensa elaboración. Por tanto, en estos casos, se recomienda que se informe de la producción minera de minerales no metálicos expresada en peso bruto del primer producto comerciable, pese a la diferente calidad que lógicamente presentan estos minerales, por su diferente procedencia, las cifras que se dan son perfectamente aditivas, no obstante es recomendable que figure un desglose de dicha producción en categorías generales de productos mineros así como su valor.

Cuando la calidad de un mineral no metálico se evalúa convencionalmente sobre la base de un determinado compuesto contenido (por ejemplo,  $P_2O_5$  en los fosfatos;  $C_2F_2$  en el espato flúor y  $B_2SO_4$  en la barita) debe de especificarse el peso del compuesto contenido además del peso bruto del producto comercializable.

## PRODUCCION Y CONSUMO DE MINERALES

Pasemos ahora a otro documento elaborado por expertos de Naciones Unidas en relación con la PRODUCCION Y CONSUMO DE MINERALES.

El sistema que se propone, lógicamente ha de ser de gran flexibilidad, pero evidentemente tiene que ser coherente y permitir la comparación de datos; se trata de establecer un conjunto de normas mínimas para la comunicación, reunión y publicación uniforme de estadísticas minerales, las cuales están orientadas a la generación de estadísticas sobre producción y consumo de minerales en el plano nacional, por consiguiente se prevé la reunión o resolución de datos por procedimientos uniformes así como también su elaboración unificada y su publicación posterior en forma normalizada.

Se ha hecho gran hincapié en la complejidad de las estadísticas minerales. Estas son tales que su reunión y análisis exigen un conocimiento especializado en las industrias mineras, de modo que se tienen que comprender cabalmente factores tales como agotamiento de los recursos mineros, las interrupciones en el suministro por razones técnicas y el comercio internacional en materias primas (por ejemplo, en concentrados, chatarra o productos intermedios).

### A) Producción minera

La medición estadística de la producción minera debe de centrarse en la producción de la primera forma comercializable del mineral después de la extracción. Ahora bien, en esta extracción debe de incluirse la que procede de escombreras y cargaderos de minas a concentradores de recursos no vivos procedentes del fondo marino o de soluciones tales como salmueras (incluida el agua del mar).

Con bastante frecuencia se ha utilizado y se utiliza en estas estadísticas la producción bruta. Esta cifra debe utilizarse siempre que sea posible, porque evidentemente se relaciona con el factor de agotamiento de los recursos estimados o calculados y será una vía interesante para analizar su evolución y ante ella preparar y planificar una política minera coherente.

### B) Producción de metales

La medición estadística de la producción de metales debe basarse en la producción de la forma final en bruto de un metal. Los metales, en su forma final en bruto, por lo general, son productos de procesos de fundición y refinado. La forma precisa varía de acuerdo con el metal y el proceso, al igual que su compleja descripción: lingotes, barras, palanquillas, briquetas, tochos, etc. Deben incluirse sólo los productos que se obtengan por colada continua y siempre que esto no presuponga una duplicidad de la cuenta.

Finalmente hay que tener en cuenta que, en términos generales, los metales en bruto se dividen en dos categorías: metales puros y aleaciones de dos o más metales.

En este sentido se recomienda que se informe de la producción de metal puro sin alear expresada en peso bruto de metal en bruto. Por otro lado deben incluirse en los datos de producción total la cantidad de metal contenido en cualesquiera aleación, sobre todo en las ferroaleaciones debe especificarse el peso bruto, de la aleación en bruto y de su composición, que puede tener esta última, un carácter analítico (por ejemplo, 60 por 100 Co, 4 a 6 por 100 de C y 1,5 por 100 Si).

## COMENTARIO FINAL

Dado que el tema tiene interés, se recomienda a quienes estén interesados que consulten los documentos de Naciones Unidas del Consejo Económico y Social relativos al Comité de Recursos Naturales y cuyas siglas de localización inmediata son E/C.7/104 y E/C.7/1983/9, pues en

ellos se encontrará una más detallada información que este breve resumen que hemos querido presentar. Los documentos se pueden solicitar en español, por ser uno de los idiomas oficiales del trabajo.

Añadimos que quedan interesantes consideraciones sobre los temas de consumo, de los que no hemos hablado, por considerarlos que están fuera de la esfera de la Dirección General de Minas, pero guardan ciertamente un positivo interés.

Queda una pregunta en el aire y es saber cuantos son los países que hoy ya utilizan esta formulación de estadísticas. España ha comenzado por poner su grano de arena en una mejor y más fácil inteligencia de los pueblos; no obstante hay aún muchas más cosas que en Naciones Unidas están disponibles y que a veces por falta de difusión y lógico desconocimiento no llegan a utilizarse.

## Noticias

### REUNION DE LA SUBCOMISION MIXTA HISPANO-PORTUGUESA DE COOPERACION EN LA INVESTIGACION GEOLOGICO-MINERA

La primera reunión de la Subcomisión Mixta Hispano-Portuguesa de Cooperación en la Investigación Geológico-Minera tuvo lugar en Lisboa del 7 al 9 de noviembre de 1983, bajo la presidencia de los Directores Generales de Minas y Portugal, respectivamente, D. Juan Manuel Kindelán y Dr. Alcides Rodrigues Pereira, estando presentes como *Vocales*:

- D. José Enrique Azcárate Martín, Director del Instituto Geológico y Minero de España.
- D. José Luis Quílez Martínez de la Vega, Subdirector General de Abastecimiento de Recursos Minerales no Energéticos, de la Dirección General de Minas.
- Dr. Delfim de Carvalho, Subdirector General de Geología y Minas y Director de los Servicios Geológicos de Portugal.
- Ing. Fernando da Silva Daniel, Subdirector General de Geología y Minas y Director de los Servicios de Fomento Minero.

y como *Asesores*:

- D. Pedro Fontanilla Soriano, Subdirector General de Investigación y Explotación Minera de la Dirección General de Minas.
- D. G. Carlos Coronado Jurado, Asesor Jurídico de la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras.
- Ing. Edgard Wahnnon, Presidente de EDMA, E.P.
- Ing. Antonio Santiago Baptista, Presidente de Ferrominas, E.P.
- Ing. Joaquim Cordeiro Santo, Vocal del Consejo de Gerencia de ENU, E.P.
- Dr. Antonio Bellver Manrique, Consejero Comercial de la Embajada de España.
- Dr. António Liz Dias, Consejero Comercial de la Embajada de Portugal en Madrid.
- Dr. Augusto Pereira, Asesor Jurídico de la Dirección General de Geología y Minas.

Abierta la sesión por los respectivos Presidentes y hechas las presentaciones, fue aprobada una Orden de Trabajos, previamente acordada, con el siguiente orden:

1. Intercambio de experiencias tecnológicas en el beneficio de diferentes minerales y especialmente en la investigación y tratamiento de piritas complejas. Estudio de posibles coparticipaciones en los correspondientes proyectos.
2. Desarrollo del proyecto del yacimiento de estaño en Almendra.
3. Posibilidades carboníferas en Portugal.
4. Colaboración en el campo de las rocas ornamentales.
5. Colaboración en los nuevos yacimientos de fosfatos sedimentarios, tipo Fontanarejo.
6. Intercambio de experiencia en el estudio de yacimientos de bentonita y sepiolita.
7. Intercambio de experiencia en el estudio de yacimientos de uranio.
8. Intercambio de información en la planificación del abastecimiento nacional de materias primas minerales.
9. Intercambio de información sobre procedimientos analíticos de menas y muestras geoquímicas.

### PUNTO 1. PIRITAS COMPLEJAS

Ambas partes hicieron una exposición sumaria de las actividades nacionales respectivas en el dominio de la prospección y valoración en curso y que presentan problemas comunes. Se puso en conocimiento la relación técnica ya existente entre Río Tinto Minera y EDMA, E.P., y que prevé una reunión conjunta para el corriente mes de noviembre.

La Subcomisión decidió establecer de inmediato una colaboración intensa que abarque todos los asuntos relacionados con el sector de las piritas y para ello tomó las siguientes medidas:

- que un observador de la Dirección General de Minas de España esté presente en la reunión interempresas anteriormente señalada;
- que se cree un Grupo de Trabajo, de asesoría de la Subcomisión, compuesto por dos elementos de cada parte, a la que competirá promover, acompañar y coordinar los intercambios de conocimientos en esta área; como primer paso tendrá a su cargo la organización durante el próximo mes de enero, en Madrid, una reunión de especialistas en el tratamiento y aprovechamiento de piritas;

— que haya participación portuguesa en las reuniones periódicas que se realizan en España para debate de los problemas de prospección en la Reserva de Huelva (Faja piritica), extendiendo los trabajos desarrollados a territorio portugués.

Por otra lado, la Subcomisión tuvo conocimiento del interés de la parte española para la utilización de la Fundición de Río Tinto-Huelva de concentrados de cobre de Neves Corvo, así como la posibilidad de encontrar una eventual participación accionista en los proyectos de Neves Corvo y/o Aljustrel.

### PUNTO 2. PROYECTO ALMENDRA

La Delegación Española informó sobre el estado del Proyecto de Almendra pendiente de la aprobación de la propuesta de la financiación por parte del Instituto de Inversión Extranjera.

Sobre este tema, el Director General de Minas de España comunicó que se podía considerar la posibilidad de aumentar la participación portuguesa al proyecto asociando al mismo las entidades del sector público o privado que el Gobierno portugués estimase conveniente aconsejar. Ambas partes admitieron que esta acción podría ser considerada piloto y extendida a otras áreas tanto en Portugal como en España. Concretamente, en el tema de valorización de minerales, el Director General de Minas de España admitió la posibilidad de participar en el establecimiento en Portugal de una metalurgia de tungsteno capaz de tratar los minerales de la Península.

### PUNTO 3. CARBON

En este sector fueron tratados dos aspectos de interés mutuo potencial:

- Participación de empresas españolas en programas de prospección o de exploración de recursos carboníferos portugueses;
- Eventualidad de una política conjunta en el área de abastecimiento de carbón en el mercado internacional, así como la utilización de infraestructuras portuarias y otras, ya existentes o a crear.

### PUNTO 4. ROCAS ORNAMENTALES

Considerando la insuficiente presencia de ambos países en los mercados internacionales de rocas ornamentales y concretamente en los europeos, a pesar de las extraordinarias potencialidades conocidas, se acordó potenciar una colaboración conjunta entre empresarios de ambos países, que se iniciaría con una reunión a celebrar en breve plazo. Sobre este tema, el Director General de Geología y Minas de Portugal se refirió a la disponibilidad y capacidad técnica de la industria portuguesa para la producción de equipos de corte.

### PUNTO 5. FOSFATOS SEDIMENTARIOS

Se resaltaron los prometedores resultados obtenidos en España y se indicó el interés en profundizar en el estudio informático de áreas favorables en ambos países. Se

acordó intensificar los contactos e intercambio de experiencias, técnico-científicas, en este tema.

### PUNTO 6. BENTONITA Y SEPIOLITA

Considerando que en España existe una empresa que detecta casi en exclusiva la producción de sepiolita y que la Empresa Nacional ADARO tiene en curso un proceso de investigación sobre bentonitas, se trató el interés del intercambio entre los organismos competentes, para lo que la Dirección General de Minas de España posibilitará los contactos entre técnicos portugueses y las referidas empresas.

### PUNTO 7. URANIO

Dada la proximidad geográfica y semejanza topológica de los principales yacimientos de ambos países, conveniría mantener estrictas relaciones que se concretarían mediante un contacto inmediato entre los Presidentes de la Empresa Nacional del Uranio de España (ENUSA) y la Empresa Nacional del Uranio de Portugal (ENU).

### PUNTO 8. PLANIFICACION DEL ABASTECIMIENTO DE MATERIAS PRIMAS MINERALES

Pretendiendo Portugal desarrollar un Plan nacional de abastecimiento de materias primas minerales, se considera de utilización posible la experiencia ya existente en España desde 1979, por lo que la Dirección General de Minas de España pone a disposición de su congénere portuguesa facilitar toda la información que le sea solicitada sobre este asunto concreto.

### PUNTO 9. INTERCAMBIO DE INFORMACION SOBRE LABORATORIOS ESPECIALIZADOS E INSTALACIONES PILOTO

Ambas partes acordaron una intensa colaboración en este área, mediante visitas mutuas e intercambio de los inventarios de los recursos tecnológicos de este tipo, actualmente disponibles, entre las Direcciones Generales de Minas y las Empresas Públicas Ferrominas y EDMA, así como el Instituto Geológico y Minero de España y la Empresa Nacional de Investigaciones Mineras (ENADIMSA).

Concluido el debate de los puntos en agenda, se abordaron los siguientes asuntos:

- Intercambio de información sobre las actividades en cada uno de los países en investigación geotérmica, recomendándose la intensificación de intercambio técnico;
- Se acordó el interés en la elaboración conjunta de un mapa de indicios de tungsteno y estaño en la Península Ibérica a escala 1:1.000.000, a presentar en el próximo Congreso Internacional de Tungsteno a realizar en 1985 en Madrid;
- Se reconoció igualmente el interés de incrementar el intercambio de informaciones y experiencias en los campos de cartografía geológica básica, hidrogeología, geología marina y de la prospección en general; quedó fijada la fecha del próximo mes de mayo en Madrid para una nueva reunión de la Subcomisión.

### XVII CURSO INTERNACIONAL DE HIDROGEOLOGIA SUBTERRANEA

Organizado por la Universidad Politécnica de Barcelona, la Generalidad de Cataluña, el Ministerio de Asuntos Exteriores, la Dirección General de Obras Hidráulicas y otras entidades tendrá lugar en Barcelona el XVII Curso Internacional de Hidrogeología Subterránea para Postgraduados, del 13 de enero al 13 de julio de 1984. La matrícula del curso es de 140.000 pesetas, si bien se conceden matrículas reducidas de 70.000 y 100.000 pesetas, e incluso becas de 22.000 pesetas mensuales. La Secretaría del Curso Internacional de Hidrogeología Subterránea, Beethoven, 15-3.º, Barcelona-21, facilitará información ampliatoria del mismo.

### 2.ª CONFERENCIA Y FERIA TECNOLÓGICA DE LOS SONDEOS EN AGUAS PROFUNDAS

Del 17 al 19 de marzo de 1984 se celebrará en La Valletta (Malta) la 2.ª Conferencia y Feria Internacional Tecnológica de los Sondeos en Aguas Profundas. La información de esta reunión puede obtenerse escribiendo a Deep Offshore Technology B.V. io Museumplein 11, 10-71-DJ Amsterdam (Holanda).

### X CONGRESO DE LA UNION INTERNACIONAL DE ELECTROTHERMIA

El X Congreso Internacional de la Unión de Electrotérmia (UIE) se celebrará en Estocolmo (Suecia) del 18 al 22 de junio de 1984. La información relativa a este Congreso puede obtenerse dirigiéndose al Comité Español de Electrotérmia, Francisco Gervás, 3, Madrid-20, teléfono 270 44 00.

### LIBRO JUBILAR J. M. RÍOS. Tomo I. GEOLOGIA DE ESPAÑA. Obra patrocinada por la Comisión Nacional de Geología y publicada por el Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 1983.

La publicación de este libro forma parte de los actos de homenaje a nuestro querido compañero el Profesor José María Ríos, que, con motivo de su jubilación, ha promovido la Comisión Nacional de Geología.

De los tres tomos que componen la obra, el primero y el segundo están dedicados a la *Geología de España* y el tercero, que lleva por título *Contribuciones sobre temas generales*, recogerá los trabajos de varios investigadores que han querido unirse al homenaje al Profesor Ríos enviando notas y estudios sobre diversos temas geológicos.

El tomo I, que se acaba de publicar, se abre con una bella y entrañable semblanza personal y profesional de José María Ríos, escrita por nuestro compañero Juan Antonio Comba, Secretario General de la Comisión Nacional de Geología.

La semblanza de José María Ríos se completa con su historial profesional y una detallada reseña bibliográfica de su extensa obra científica.

Después de este primer capítulo, que sirve de prefacio, el contenido del primer tomo, en cuyo texto han colaborado ilustres especialistas, se ordena del siguiente modo:

- O. Introducción general (J. A. Comba).
- I. Encuadre paleogeográfico y geodinámico de la Península Ibérica (M. M. Alvarado).
  - I.1. Estado general de los conocimientos.
  - I.2. Estado de los conocimientos en España.
  - I.3. Evolución de la placa ibérica.
- II. Los tiempos precámbricos y paleozoicos. El ciclo hercínico (Coordinador: M. Julivert).
  - II.1. Generalidades (M. Julivert).
  - II.2. Los tiempos precámbricos (Coordinador: R. Capite).
  - II.3. Estratigrafía del Paleozoico del Macizo Ibérico.
  - II.4. Estructura del Macizo Ibérico.
  - II.5. Las áreas paleozoicas exteriores al Macizo Ibérico.
  - II.6. Metamorfismo y Plutonismo.
  - II.7. Evolución de la Cordillera Herciniana en su sector ibérico y estructura de conjunto.

El tomo II, que está ya en imprenta y cuya aparición se anuncia para fecha próxima, continúa el estudio de la Geología de España, con el siguiente índice:

- III. Evolución tardihercínica y ciclo alpino (Coordinadores: J. M. Fontboté y C. Virgili).
  - III.1. Introducción.
  - III.2. La evolución tardihercínica.
  - III.3. El ciclo alpino en los dominios de plataforma e intermedios.
  - III.4. Orógenos alpinos.
- IV. La evolución geológica postalpina y neotectónica (Coordinador: O. Riba).
  - IV.1. Introducción (O. Riba).
  - IV.2. Los Pirineos (O. Riba).
  - IV.3. La Cuenca del Ebro (O. Riba).
  - IV.4. La Cordillera Ibérica (O. Riba y E. Moissenet).
  - IV.5. Las fosas neógenas del litoral catalán (R. Juliá y P. Santanach).
  - IV.6. Evolución reciente y neotectónica del litoral mediterráneo nororiental de la Península y de las Baleares (J. Serra y O. Riba).
  - IV.7. Evolución reciente de las Baleares (L. Pomar).
  - IV.8. La neotectónica de las Cordilleras Béticas (C. Sanz de Galdeano).
  - IV.9. Neotectónica de la Cuenca de Madrid (C. Martín Escorza).
- V. Morfología general, estructura profunda y depósitos minerales (Coordinadores: L. Solé Sabarís, A. Udías y T. Febrel).
  - V.1. Morfología general de la Península Ibérica (Coordinador: L. Solé Sabarís).
  - V.2. Estructura profunda de la corteza de España (Coordinador: A. Udías).
  - V.3. Depósitos minerales (Coordinador: T. Febrel).

En resumen, se trata de una obra de gran entidad, de indudable interés para quienes se dedican a los estudios geológicos y que, por su calidad, honra al Profesor Ríos, a quien va dedicada, y a todos los que han colaborado en ella.

## Notas bibliográficas

### GEOLOGIA REGIONAL

21491. **Comunicaciones presentadas al 16 Curso de Geología Práctica de Teruel.** GUTIERREZ ELORZA, M., y PEÑA MONNE, J. L.

*Colegio Universitario. Teruel* (1982), 1-360, ref. 249, esp., bibl. IGME.

\* Reunión, Geología regional, Provincia Teruel, Macizo Ibérico, Mapa geológico, Mapa geomorfológico.

21639. **Homenatge a Lluís Solé i Sabarís.** RIBA ARDERIU, O.; SANTANACH PRAT, P.; SOLE SUGRANES, LL., y CLAVERA PIZARRO, L.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), 1-589, esp., cat., franc., res. franc., ing., esp., bibl. IGME.

\* Monografía, Bibliografía personal, Geología regional, Cataluña.

### ESTRATIGRAFIA

21316. **Neógeno superior y Cuaternario del Penedés (Cataluña, España).** GALLART, F.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 151-156, ref. 49, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Mioceno, Paleoclima, Plioceno, Fauna, Conglomerado, Cuaternario, Proceso exógeno, Fosa tectónica, Síntesis bibliográfica, Provincia de Barcelona, Cadena Costera Catalana.

21627. **Position stratigraphique de la formation «Ollo de Sapo» dans la region de Zamora (Espagne) - Miranda do Douro (Portugal).** IGLESIAS PONCE DE LEON, M., y RIBEIRO, A.

*Comun. Serv. Geol. Port.* (1981), vol. 67, núm. 2, 141-146, ref. 17, franc., res. port., bibl. IGME.

\* Edad, Cámbrico sup., Roca metasedimentaria, Vulcano sedimentario, Composición calcoalcalina, Cizallamiento, Zona cizallamiento, Orogenia hercínica, Formación «Ollo de Sapo», Fase sarda, Hercínico centro, Provincia Zamora, Tras-os-montes, Miranda de Douro, Portugal.

### GEOMORFOLOGIA

21478. **Análisis cuantitativo de la red de drenaje de la cuenca alta del río Nervión.** CRUZ-SAN JULIAN, J., y SAENZ DE ECHENIQUE, F.

*Kobie* (1980), núm. 10, 39-52, ref. 10, esp., res. franc., bibl. IGME.

\* Metodología, Morfología fluvial, Clasificación, Red hidrográfica, Divisoria de aguas, Red drenaje, Mapa geológico, Mapa hidrológico, Método de Horton, Método de Shunn, Río Nervión.

21481. **Modelos de erosión en el piso subalpino: La degradación de los loess del Macizo de Monte Perdido, Pirineo Central español.** GARCIA RUIZ, J. M., y ARBELLÁ, M.

*Pirineos* (1981), núm. 114, 35-58, ref. 9, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Erosión suelo, Loess, Macizo montañoso, Ciclo erosión, Régimen hidrológico suelo, Karst, Solifluxión, Acción biogénica, Acción climática, Socavón, Mapa geomorfológico, Pirineos españoles, Pirineo Central, Monte Perdido, Provincia Huesca.

### CUATERNARIO

21317. **El Cuaternario del E de Huesca.** RODRIGUEZ VIDAL, J.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 157-162, ref. 21, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Cuaternario, Mapa geomorfológico, Terraza, Glacis, Relieve estructural, Captura curso agua, Provincia Huesca, Cuenca Ebro.

21482. **Nouvelles précisions sur le Neolithique des Pyrénées de l'Est.** GUILAINE, J.

*Pirineos* (1981), núm. 114, 59-73, ref. 18, franc., bibl. IGME.

\* Neolítico, Arqueología, Cerámica, Utensilio, Pirineos orientales, Escala estratigráfica, Datación, C14, Liguria, Provence, Languedoc, Cataluña.



## GEOLOGIA MARINA

21477. **Resultados preliminares de los trabajos realizados con sonar lateral en el litoral murciano entre Cabo de Palos y Cabo Roig (Campaña litopato-82).** REY SALGADO, J., y DIAZ DEL RIO ESPAÑOL, V.

*Informes técnicos Inst. esp. oceanogr., lab. cost. Málaga* (1982), núm. 2, 46 pp., ref. 17, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Plataforma continental, Plataforma continental interna, Relieve submarino, Barra, Beach rock, Sonar, Eco-sondeo, Provincia Murcia, Mar Menor, Mar Mediterráneo Oeste.

## GEOLOGIA DEL INGENIERO

21341. **Las clasificaciones geomecánicas.** CELADA TAMAMES, B.

*Tecniterrae* (1982), núm. 47, 6-10, esp., bibl. IGME.

\* Clasificación, Roca, Propiedad mecánica, Propiedad geotécnica, Mecánica roca.

21342. **Las clasificaciones geomecánicas aplicadas a los taludes en roca.** SIMON GIL, A.

*Tecniterrae* (1982), núm. 47, 12-19, ref. 5, esp., bibl. IGME.

\* Clasificación, Roca, Propiedad geotécnica, Estabilidad, Ladera, Resistencia cizallamiento, Vía comunicación.

21343. **Nuevos campos de aplicaciones geomecánicas en la construcción de túneles.** MORENO TALLON, E.

*Tecniterrae* (1982), núm. 47, 20-29, ref. 10, esp., bibl. IGME.

\* Clasificación, Roca, Propiedad geotécnica, Calidad, Anclaje, Túnel, Vía comunicación.

21344. **Aplicación de las clasificaciones geomecánicas a la caracterización de los macizos rocosos de las minas de hulla.** GUTIERREZ PEINADOR, V.

*Tecniterrae* (1982), núm. 47, 30-33, esp., bibl. IGME.

\* Clasificación, Roca, Propiedad geotécnica, Resistencia compresión, Compresión uniaxial, Sostenimiento, Túnel, Tecnología minera, Carbón, Ordenador.

21345. **Aplicación de las clasificaciones geomecánicas al diseño del sostenimiento de galerías de minas.** CELADA TAMAMES, B.

*Tecniterrae* (1982), núm. 47, 34-39, ref. 2, esp., bibl. IGME.

\* Clasificación, Roca, Propiedad geotécnica, Sostenimiento, Túnel, Tecnología minera, Carbón.

21346. **Dos aplicaciones de las clasificaciones geomecánicas en la minería del carbón.** AYALA CARCEDO, F. J.; GARCIA GALLARDO, L., y HACAR, M. A.

*Tecniterrae* (1982), núm. 47, 40-53, ref. 18, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Sostenimiento, Túnel, Tecnología minera, Lignito, Aptiense, Antracita, Carbonífero sup., Clasificación, Roca, Microtectónica, Propiedad geotécnica.

21347. **Clasificaciones geomecánicas aplicadas al estudio de excavaciones subterráneas a partir de datos de superficie.** GONZALEZ DE VALLEJO, L. I.

*Tecniterrae* (1982), núm. 47, 54-67, ref. 23, esp., bibl. IGME.

\* Túnel, Sostenimiento, Clasificación, Roca, Calidad, Resistencia, Discontinuidad, Infiltración, Neotectónica.

21348. **Desmontes en macizos rocosos con una familia de discontinuidades mecánicas principal.** MANERA BASSA, C., y MANERA BASSA, A.

*Tecniterrae* (1982), núm. 47, 68-73, ref. 4, esp., bibl. IGME.

\* Estabilidad, Ladera, Deslizamiento terreno, Geometría, Discontinuidad, Roca, Movimiento de tierras.

21351. **Aspectos económicos del medio ambiente.** MOPU. Dirección General del Medio Ambiente.

*Unidades Temáticas Ambientales* (1982), 1-72, ref. 4, esp., bibl. IGME.

\* Protección medio ambiente, Contaminación, Estudio impacto medio, Investigación, Legislación, España.

21352. **Residuos sólidos.** MOPU. Dirección General del Medio Ambiente.

*Unidades Temáticas Ambientales* (1982), 1-64, ref. 13, esp., bibl. IGME.

\* Residuo sólido, Residuo agrícola, Residuo industrial, Residuo doméstico, Producción, Vertedero, Vertido controlado, Reciclaje, Bioquímica, España.

21354. **El agua.** MOPU. Dirección General del Medio Ambiente.

*Unidades Temáticas Ambientales* (1982), 1-45, esp., bibl. IGME.

\* Contaminación, Agua superficie, Agua subterránea, Agua mar, Eutrofización, Depuración, Ciclo agua, Recurso agua, España.

21355. **El aire.** MOPU. Dirección General del Medio Ambiente.

*Unidades Temáticas Ambientales* (1982), 1-67, esp., bibl. IGME.

\* Atmósfera, Contaminación, Oxido carbono, Hidrocarburo, Influencia, Climatología, Vegetación, Estudio impacto medio.

21356. **El mar.** MOPU. Dirección General del Medio Ambiente.

*Unidades Temáticas Ambientales* (1982), 1-58, ref. 32, esp., bibl. IGME.

\* Agua mar, Análisis químico, Bioquímica, Plancton, Biocenosis, Contaminación, Pesticida, Agua contaminada, Residuo industrial, Petróleo.

21357. **Las evaluaciones del impacto ambiental.** MOPU. Dirección General del Medio Ambiente.

*Unidades Temáticas Ambientales* (1982), 3-80, ref. 30, esp., bibl. IGME.

\* Teoría, Estudio impacto ambiental, Contaminación, Industria, Agricultura, Metodología, Legislación.

## PALEONTOLOGIA: GENERALIDADES

21315. **Boring activity of Eplibionts in as Early Holocene molluscan fauna of Spanish Catalunya.** MARTINELL, J., y DOMENECH, R.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 145-149, ref. 15, ing., res. esp., bibl. IGME.

\* Traza orgánica, Perforación, Fauna invertebrada, Pori-fera, Bivalvia, Concha, Holoceno, Holoceno inf. Würm, Análisis RX, Cataluña.

## PALEONTOLOGIA DE LOS VERTEBRADOS

21311. **La fauna de mamíferos de los yacimientos menores con *Geochelone gymnesica* (Bate 1914). Nota preliminar.** PONS-MOYA, J.; MOYA-SOLA, S.; AGUSTI, J., y ALCOVER, J. A.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 129-130, ref. 10, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Chelonia, Chiroptera, Lagomorpha, Rodentia, Gliridae, Contaminación endémica, Provincia faunística, Biogeografía, Mioceno sup., Baleares, Menorca.

21314. **Un nuevo yacimiento de Dinosaurios en el Aptiense Inferior de Morella (Castellón).** SANTAFA-LLOPIS, J. V.; CASANOVAS CLADELLAS, M. L.; SANZ GARCIA, J. L., y CALZADA BADIA, S.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 139-143, ref. 11, esp., res. franc., bibl. IGME.

\* Dinosaurios, Sauropoda, Anatomía esqueleto, Aptiense, Provincia Castellón.

## PALEONTOLOGIA DE LOS INVERTEBRADOS

21310. **Revision de quelques echinodermes (Cystoïdes, Crinoïdes), de l'Ordovicien supérieur des Pyrenees.** CHAUVEL, J., y MELENDEZ, B.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 125-128, ref. 4, frac., res. ing., esp., bibl. IGME.

\* Cystoidea, Crinoidea, Corylocrinus, Heliocrinites, Conspectocrinus, Provincia Gerona.

21312. **Hallazgo de Acrítarcos en el Complejo esquisto-grauwáquico al sur de Salamanca.** DIEZ BALDA, M. A., y FOURNIER VINAS, CH.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 131-134, ref. 13, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Acrítarcha, Cámbrico inf., Micaesquisto, Grauwaca, Provincia Salamanca.

## TECTONICA

21313. **Presencia de una fase compresiva intramiocénica en el Maestrazgo (Sector Oriental de la Cadena Ibérica).** SIMON GOMEZ, J. L.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 135-138, ref. 20, esp., res. franc., bibl. IGME.

\* Orogenia alpina, Compresión tectónica, Aquitaniense, Mioceno medio, Orientación, Microtectónica, Provincia Castellón, Macizo Ibérico.

21318. **Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la cuenca del Vallés-Penedés (provincia de Barcelona, España) durante el Mioceno Inferior.** CABREIRA PEREZ, L.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 163-169, ref. 24, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Burdigaliense, Sedimentación continental, Sedimentación detrítica, Cono aluvión, Fosa tectónica, Paleogeografía, Falla, Tectónica, Provincia Barcelona, Cadena Costera Catalana.

21319. **Análisis estructural de un segmento de la Cadena Hercínica: el borde meridional del dominio Centro armórico en la región de Chateaubriant (Francia).** LOPEZ MUÑOZ, M.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 171-177, ref. 21, esp., res. franc., bibl. IGME.

\* Anticlinorio, Geometría, Microtectónica, Esquistosidad, Orientación, Fábrica, Illita, Metamorfismo, Deformación finita, Distorsión, Proterozoico sup., Macizo Armórico.

21383. **Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo Alpino en el terciario noroccidental de la rama castellana de la Cordillera Ibérica.** CAPOTE, R.; DIAZ, M., y GABALDON, V.

*IGME* (1980), 2 vol., esp., bibl. IGME.

\* Pérmico, Secundario, Terciario, Medio, Sedimentación, Litofacies, Tectogénesis, Atlas, Corte geológico, Escala estratigráfica, Mapa tectónico, Mapa paleogeográfico, Provincia Guadalajara, Macizo Ibérico.

21664. **Strain determinations using deformed Radiolaria. Malaguide Complex, Southern Spain.** GALVEZ, R., y OROZCO, M.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 129-134, ref. 11, ing., res. esp., bibl. IGME.

\* Deformación bajo tensión, Deformación finita, Distorsión, Geometría, Radiolaria, Silixita, Pliegue, Complejo Malaguide, Zona Bética, Provincia Málaga.

21665. **Aproximación a la mecánica de los cabalgamientos en el contexto general de la deformación en el NW de la Península Ibérica.** BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ-ESTAUN, A., y PULGAR, J. A.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 135-142, ref. 11, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Mecánica, Cabalgamiento, Cizallamiento, Orogenia hercínica, Dinámica, Deslizamiento, Despegue, Cantábrica, Arco Astúrico.

21666. **Deformaciones de la cobertera despegada influidas por accidente de zócalo en las Sierras Marginales Catalanas. Prepirineo Meridional.** POCOVI JUAN, A.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 143-148, ref. 17, esp., res. franc., bibl. IGME.

\* Tectónica de cobertera, Despegue, Geometría, Cinemática, Pliegue, Pliegue concéntrico, Cabalgamiento, Provincia Lérida, Provincia Huesca, Pirineos españoles.

21667. **Las estructuras tardías, diques y joints del macizo adamellítico de Alpedrete - Collado Mediano; Madrid; Sierra del Guadarrama.** MARTIN ESCORZA, C.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 149-153, ref. 8, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Dique, Diaclasa, Microtectónica, Intrusión, Batolito, Plutón, Granito, Adamellita, Sierra Guadarrama, Alpedrete, Collado Mediano, Provincia Madrid, Hercínico Centro.

21668. **Los Mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujarrides.** ALDAYA, F.; GARCIA DUEÑAS, V., y NAVARRO, F.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 154-166, ref. 45, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Manto, Corrimiento gravedad, Correlación, Roca meta-sedimentaria, Metamorfismo, Orogenia Alpina, Deformación, Primario, Trías, Metapelita, Provincia Granada, Provincia Almería.

21669. **Les Iberides: Essai de Synthèse structurale.** CARNEROT, J.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 167-171, ref. 23, franc., res. esp., bibl. IGME.

\* Orogenia Alpina, Estilo tectónico, Tectónica de fondo, Tectónica de cobertera, Epirogenesis, Fractura, Orientación, Horst, Primario, Secundario, Terciario, Macizo Ibérico.

21670. **Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica.** CAPOTE, R.; VEGAS, R., y ALVARO, M.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 172-177, ref. 29, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Aulacogen, Deformación, Cadena intracontinental, Tectónica intraplacas, Estilo tectónico, Graben, Punto caliente, Flexura, Primario, Secundario, Terciario, Macizo Ibérico.

## HIDROLOGIA

21397. **Nota técnica sobre el vertido de las cenizas procedentes de las Centrales térmicas Alcudía I y Alcudía II. Canteras de Muro y Santa Margarita. Isla de Mallorca. Junio 1980. Informe preliminar.**

IGME (1980), 1-17, esp., bibl. IGME.

\* Residuo industrial, Ceniza carbón, Vertedero, Cantera, Contaminación, Prevención, Zona saturada, Permeabilidad, Infiltración, Balance agua suelo, Calidad agua, Análisis químico, Jurásico, Cretácico, Terciario, Cuaternario, Mapa hidrogeológico, Baleares, Mallorca.

21511. **Contaminación por compuestos nitrogenados de origen múltiple de las aguas subterráneas de Madrid.** LOPEZ VERA, F.

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 1, 137-141, ref. 12, esp., bibl. IGME.

\* Contaminación, Agua subterránea, Acuífero, Nitrógeno, Nitrato, Acción hombre, Residuo agrícola, Roca clástica, Terciario, Provincia Madrid.

21512. **La mejora de los regadíos de los conos aluviales de los ríos Corb y Cervera mediante la alimentación de las acequias en servicio con aguas subterráneas.** ARQUE BERTRAN, S.

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 1, 143-173, esp., bibl. IGME.

\* Alimentación natural, Acuífero, Terraplenamiento fluvial, Captación, Irrigación, Régimen hidrológico suelo, Balance agua suelo, Calidad agua, Contaminación, Lixiviación, Nitrógeno, Análisis químico, Provincia Lérida.

21514. **Mapas de orientación al vertido de residuos sólidos urbanos.** FERNANDEZ RUIZ, M. L.

IGME. Dirección Aguas Subterráneas y Geotecnia.

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 1, 271-275, esp., bibl. IGME.

\* Cartografía, Protección medio ambiente, Acuífero, Agua subterránea, Contaminación, Vertedero, Residuo doméstico, Residuo sólido, España.

21515. **Un caso excepcional de contaminación en zonas Kársticas.** Garraf. PETIT LLONGUERES, E.

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 1, 277-279, esp., bibl. IGME.

\* Contaminación, Agua subterránea, Karst, Residuo doméstico, Salinidad, Metano, Garraf, Provincia Barcelona.

21517. **Contenido en metales pesados y nutrientes en muestras de aguas subterráneas extraídas en pozos de la región de Castellón de la Plana.** GONZALEZ-NICOLAS, J.

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 1, 429-436, esp., bibl. IGME.

\* Contaminación, Agua subterránea, Calidad agua, Análisis químico, Metal pesado, Nitrógeno, Fósforo, Residuo industrial, El Grao, Benicasim, Villarreal, San Isidro, Provincia Castellón.

21519. **Contaminaciones producidas en el acuífero costero del golfo. Isla de Hierro. Tenerife.** SOLER LICERAS, C.

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 1, 567-571, esp., bibl. IGME.

\* Contaminación, Acuífero, Roca volcánica, Interfase, Agua mar, Hidroquímica, Calidad agua, Salinidad, Canarias, Hierro.

21522. **Aplicación de modelos analíticos al estudio preliminar de la contaminación de las aguas subterráneas por un vertedero de residuos sólidos urbanos de Madrid.** FERNANDEZ URÍA, A.; HERRAEZ, I., y LLAMAS, M. R.

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 2, 777-783, ref. 3, esp., bibl. IGME.

\* Modelo, Modelo dos dimensiones, Simulación, Contaminación, Agua subterránea, Residuo doméstico, Aluvión, Terraza, Río Jarama, Rejas, Provincia de Madrid.

21523. **Presencia y actividad de bacterias reductoras de sulfatos en las aguas subterráneas de la cuenca de Madrid.**

SASTRE MERLIN, A.; PINTADO DEL CASTILLO, J. L., y MONTERO ORTEGO, F.

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 2, 785-795, ref. 8, esp., bibl. IGME.

\* Contaminación, Bacteria, Anaerobia, Sulfato, Agua subterránea, Acuífero, Arena, Caliza, Cretácico, Arcosa, Mioceno, Torrelaguna, Alcalá de Henares, Provincia de Madrid.

21526. **Directiva del Consejo de 17 Diciembre 1979 sobre la protección de las aguas subterráneas contra la polución causada por ciertas sustancias peligrosas (80/68 CEE).**

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 2, 935-946, esp., bibl. IGME.

\* Legislación, Acción preventiva, Contaminación, Agua subterránea, Acuífero, Contaminante, Ley 80/68, CEE.

21528. **Aguas subterráneas y contaminación de acuíferos. Diagnóstico de vulnerabilidad de las aguas subterráneas por vertidos controlados.** CUSTODIO, E.

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 2, 949-976, ref. 57, bibl. IGME.

\* Acuífero, Agua subterránea, Hidrodinámica, Ley de Darcy, Balance de agua, Recarga acuífero, Piezometría, Hidroquímica, Contaminación, Contaminante, Residuo agrícola, Nitrato, Vertedero, Vertido controlado.

21529. **La protección de la calidad de las aguas subterráneas en la legislación española: presente y futuro.** PORRAS MARTIN, J.

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 2, 977-993, esp., bibl. IGME.

\* Legislación, Política de Estado, Acción preventiva, Contaminación, Agua subterránea, Previsión, España.

21530. **Notas sobre la contaminación de las aguas subterráneas en España.** LLAMAS, M. R.

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 2, 995-1029, ref. 45, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Contaminación, Agua subterránea, Interfase, Agua mar, Residuo sólido, Residuo líquido, Residuo doméstico, Residuo industrial, Residuo agrícola, Mina, Residuo radioactivo, Estudio crítico, Acción preventiva, España.

21531. **Perspectivas de las aguas subterráneas en el Pirineo Oriental, Cataluña, España, de cara al siglo XXI: Urgencia en la actuación o degradación irreversible.** CUSTODIO, E.

*Curso int. hidrología subterránea. Barcelona* (1982), vol. 2, 1031-1055, ref. 31, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Acuífero, Clasificación, Contaminación, Agua subterránea, Acción del hombre, Interfase, Agua mar, Agua salada, Residuo agrícola, Nitrato, Residuo doméstico, Vertedero, Residuo industrial, Cantera, Acción preventiva, Perspectiva, Gestión recursos agua, Cataluña.

21532. **La cuenca hidrográfica como unidad económica y ambiental.** VERGES, J. C.

*Instituto Nacional Prospectiva. Madrid* (1976), 340-344, ref. 29, esp., bibl. IGME.

\* Planificación cuenca hidrográfica, Divisoria de aguas, Legislación, Perímetro de protección, Agua de superficie, Gestión recursos de agua, España.

## MINERALOGIA. GENERALIDADES

21472. **Técnicas de crecimiento cristalino.** NOGUES CARULLA, J.

*Gemología* (Barcelona, 1981), vol. 15, núm. 51-52, 5-24, ref. 6, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Cristal, Crecimiento cristalino, Material sintético, Metodología, Instrumentación.

21473. **Relación entre las proporciones de talla perfecta en estilo brillante del diamante.** VILARDELL, A.

*Gemología* (Barcelona, 1981), vol. 15, núm. 51-52, 25-34, ref. 8, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Diamante, Estructura cristalina, Simetría, Propiedad física, Talla.

21653. **Condiciones críticas en las mediciones cuantitativas de reflectancia. Errores sistemáticos.** VENDRELLSAZ, M., y LOPEZ-SOLER, A.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 71-74, ref. 12, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Precisión de medida, Error, Instrumentación, Fotometría, Preparación, Preparación muestra, Poder reflector, Poder reflector mineral.

## MINERALOGIA. SILICATOS

21308. **Nota sobre la composición química y mineralógica de los piroxenos monoclinicos existentes en los balsos de Fruniz, Vizcaya.** AMIGO, J. M.; ARRIORTUA, M. I., y REVENTOS, M. M.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 119-120, ref. 10, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Piroxeno monoclinico, Fórmula, Análisis químico, Composición mineralógica, Basalto, Provincia de Vizcaya.

21309. **Identificacio d'intercreixements submicroscopics de pigeonita de baixa temperatura en salita.** GALI, S., y AYORA, C.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 121-123, ref. 8, cat., res. ing., bibl. IGME.

\* Pigeonita, Piroxeno clino, Intercrecimiento, Nucleación, Fórmula, Dato mineral, Leptinita, Análisis químico, Análisis modal, Difracción electrón.

21452. **La prehnita de La Cabrera (Madrid). Características, génesis e interés gemológico.** GARCIA GUINEA, J.; BELLIDO, F., y GALAN, E.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 29-41, ref. 17, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Prehnita, Silicato, Mineral accesorio, Granito, Pegmatita, Análisis mayores, Composición mineralógica, Fórmula, Cristalografía, Génesis, Facies zeolita, Facies esquistoso, Paragénesis, Gema, La Cabrera, Provincia Madrid.

21453. **Observaciones sobre una mineralización de aerinita asociadas a rocas ofíticas del Prepirineo Leridano.** BESTEIRO, J.; LAGO, M., y POCOVI, A.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 43-53, ref. 28, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Dolerita, Ofita, Silicato, Trías, Mineral, Problemática, Filón, Difracción RX, Espectrometría IR, Propiedad óptica, Análisis químico, Aerinita, Provincia Huesca.

21459. **Contribución al estudio de los procesos de turmalinización.** RUIZ DE ALMODOVAR, G.; GALAN, E., y VALLE, F. J.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 107-121, ref. 17, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Filón, Roca encajante, Alteración, Metasomatosis, Turmalina, Silicato, Zonación cristal, Pleocroísmo, Índice refracción, Constante reticular, Análisis mayores, Espectrometría, Propiedad fisicoquímica, Estereoquímica.

21467. **Mineralogía de arcillas cerámicas del Llandeilo de Luciana (Ciudad Real, España).** ENRIQUE, J. E.; BASTIDA, J., y NOZAL, F.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 195-208, ref. 12, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Arcilla mineral, Llanvirniense, Llandeiloense, Corte geológico, Diagrama polvo, Análisis mayores, Propiedad física, Límite Attemberg, Viscosidad, Provincia Ciudad Real.

21468. **Significación geológica de la mineralogía de las rocas arcillosas de la provincia de Castellón.** BASTIDA, J.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 209-218, ref. 27, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Arcilla mineral, Difracción RX, análisis térmico diferencial, Análisis termogravimétrico, Propiedad física, Composición mineralógica, Paragénesis, Asociación mineral, Ciclo sedimentario, Sedimentación, Provincia Castellón.

21654. **Estudio mediante rayos X de las maclas de la microclina.** TOMILLO, M. C., y SOLANS HUGUET, J.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 75-79, ref. 12, esp., res. franc., bibl. IGME.

\* Macla, Microclina, Grupo feldespato, Constante reticular, Rotación óptica, Goniometría, Orientación, Difracción RX.

## MINERALOGIA. NO SILICATOS

21451. **Estudio mineralógico de unas escorias romanas del horno de Herrerías (Mazarrón, Murcia).** ARANA, R., y PEREZ SIRVENT, C.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 15-27, ref. 7, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Escoria, Arqueología, Histórico, Sulfuro, Análisis mayores, Fluorescencia RX, Metalurgia, Mazarrón, Provincia Murcia.

21455. **Presencia de sulfatos aluminicos hidratados en la Formación Escucha.** FERNANDEZ NIETO, C.; CERVERA, A.; GONZALEZ LOPEZ, J. M., y PARDO, G.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 65-74, ref. 16, esp., bibl. IGME.

\* Cretácico, Arena, Arcilla, Lignito, Limo, Corte geológico, Diagrama polvo, Mineral pesado, Mineral ligero, Análisis termogravimétrico, Sulfato, Génesis, Formación Escucha, Provincia Teruel.

21456. **Combinación excitónica de carbonatos correspondiente a proceso de alta temperatura.** CALDERON, T.; TORRES, R., y COY, R.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 75-88, ref. 20, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Calcita, Aragonito, Dolomita, Carbonato, Termoluminiscencia, Alta temperatura, Constante reticular, Parámetro cristalino, Espectrometría de absorción, Energía activación, Dato.

21457. **Caracterización óptico-cristalográfica de fases precipitadas en monocristales de NaCl dopados con impurezas de Cd<sup>++</sup>.** GARCIA SOLE, J.; CALDERON, T.; ZALDO, C., y AGULLO-LOPEZ, F.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 89-98, ref. 7, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Halogeniuro, Composición alcalina, Inclusión, Impureza, Crecimiento cristalino, Experiencia, Espectrometría absorción, Luminiscencia, Difracción RX.

21458. **Luminiscencia de la Dolomita irradiada a 20 K.** CALDERON, T.; TORRES, R., y COY-YII, R.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 99-105, ref. 12, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Dolomita, Carbonato, Análisis mayores, Termoluminiscencia, Espectro óptico, Baja temperatura, Crecimiento cristalino, Experiencia.

21460. **Estudio mineralógico del yacimiento de Celestina de las Gracias (Huercal-Overa, Almería).**

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 123-133, ref. 12, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Celestina, Sulfato, Filón, Yacimiento hidrotermal, Control tectónico, Fractura, Orientación, Propiedad óptica, Diagrama polvo, Fluorescencia RX, Composición mineralógica, Provincia Almería.

21461. **Mineralizaciones de hierro asociadas a metabasitas en Santomera (Murcia).** ARANA, R., y ORTIZ SILLA, R.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 135-147, ref. 22, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Metabasita, Hierro, Oxido, Sulfuro, Trías, Paragénesis, Alteración hidrotermal, Orogenia alpina, Control tectónico, Fractura, Orientación, Diagrama polvo, Fluorescencia RX, Lámina delgada, Sección pulida, Composición mineralógica, Zona Bética, Provincia Murcia.

21464. **Estudio de la distribución de elementos menores y especies minerales en yacimientos de la provincia de Tarragona.** ESTOP, E., y CARDELLACH, E.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 171-182, ref. 11, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Yeso, Sulfato, Terciario, Muestreo, Metodología, Serie datos, Población estadística, Ecuación matemática, Difracción RX, Fluorescencia RX, Composición mineralógica, Provincia Tarragona.

## PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

21454. **Los arenales costeros del litoral catalán. Tramo Río Gavia - L'Ampolla.** SAINZ AMOR, E.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 55-64, ref. 11, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Arena, Granulometría, Morfología, Método estadístico, Histograma, Fracción fina, Fracción gruesa, Composición mineralógica, Provincia Barcelona, Provincia Tarragona.

## PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

21466. **Estudio mineralógico de los materiales basales de las Unidades Alpujarrides inferiores de la Sierra de Cartagena.** DE LA FUENTE, C.; MARTINEZ MANENT, S., y QUERALT MITJANS, I.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 191-194, ref. 6, esp., bibl. IGME.

\* Pizarra, Pérmico, Trías, Análisis mayores, Composición mineralógica, Zona Bética, Unidad Alpujarride, Sierra de Cartagena, Provincia Murcia.

21655. **Estudio petrológico de las rocas volcánicas del Páramo de Greixer, Pirineo Catalán.** PUGA, E., y FONTBOTE, J. M.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 80-89, ref. 35, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Brecha volcánica, Piedra pómez, Ignimbrita, Roca clásica, Cinerita, Textura, Composición mineralógica, Petrografía, Análisis modal, Composición alcalina, Diferenciación magnética, Cristalización fraccionada, Análisis químico, Pirineos españoles, Cataluña.

21656. **Granitos postcinemáticos de tendencia alcalina en Ossa Morena: El stock de la Cardenchoa, prov. Córdoba.** GARROTE, A., y SANCHEZ CARRETERO, R.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 90-96, ref. 18, esp., res. ing., cat., bibl. IGME.

\* Stock, Granito alcalino, Posttectónico, Leucogranito, Análisis químico, Informe químico, Petrografía, Análisis modal, Textura, Tournaisiense, Mapa geológico, Granito Rosa, La Cardenchoa, Provincia Córdoba, Hercínico Sur.

21660. **Estudio preliminar sobre las posibilidades metalogenéticas del ámbito catalán.** VILADEVALL, M.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 113-116, ref. 15, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Primario, Trías, Cretácico, Cenozoico, Panorama minero, Yacimiento hidrotermal, Yacimiento metamórfico, Yacimiento vulcanógeno, Yacimiento intramagmático, Yacimiento estratiforme, Cataluña.

21661. **Interpretación genética de las mineralizaciones Pb-Zn del Ordovícico Superior de La Vall d'Aran (Lérida).** CARDELLACH, E., y ALVAREZ PEREZ, A.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 117-120, ref. 11, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Plomo sustancia, Cinc sustancia, Ordovícico sup., Yacimiento estratiforme, Génesis yacimiento, Paragénesis, Estructura sedimentaria, Orogenia hercínica, Provincia Lérida.

## YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

21323. **Los minerales y rocas industriales en España.** ECHEVARRIA CABALLERO, M. R.

*Ind. min.* (1982), núm. 219, 11-18, esp., bibl. IGME.

\* Panorama minero, Sustancia útil, Producción, 1980, España.

21450. **Distribution des mineralisations dans la chaîne des Pyrénées. Conferencia inaugural.** FORTUNE, J. P.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 7-13, ref. 22, franc., bibl. IGME.

\* Plomo sustancia, Cinc sustancia, Manganeso sustancia, Níquel sustancia, Hierro sustancia, Tungsteno sustancia, Fluorita sustancia, Bario sustancia, Magnesio sustancia, Aluminio sustancia, Berilio sustancia, Litio sustancia, Morfología sustancia, Génesis sustancia, Panorama minero, Pirineos.

## YACIMENTOLOGIA DE METALES

21325. **Las minas de magnetita de Cehegín.**

*Rocas miner.* (1982), vol. 11, núm. 125, 44-45, esp., bibl. IGME.

\* Magnetita, Hierro sustancia, Cielo abierto, Tecnología minera, Producción, Concentración, Murcia.

21462. **Estudio geoquímico en la zona minera de «El Sutredicho». Almadén (Ciudad Real).** DE BRU, S.; GENESCA, J., y ALVAREZ PEREZ, A.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 149-157, ref. 9, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Mercurio sustancia, Cinabrio, Control litológico, Prospección geoquímica, Fluorescencia RX, Espectrometría absorción, Titanio, Cromo, Manganeso, Hierro, Cinc, Plomo, Mercurio, Interferometría, Análisis factorial, Llandoverly, Provincia Ciudad Real.

21465. **Estudio preliminar sobre las mineralizaciones de Hierro y de Plomo-Cinc-Fluor en ambiente carbonatado del Oeste de Vizcaya.** HERRERO, J. M.; VELASCO, F., y FORTUNE, J. P.

*Bol. Soc. Hisp. Mineral.* (1982), núm. 5, 183-190, ref. 8, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Hierro sustancia, Plomo sustancia, Cinc sustancia, Fluor

rita sustancia, Roca carbonatada, Ciclo sedimentario, Sedimentación agua poco profunda, Medio agua poco profunda, Diagénesis, Orogenia alpina, Fracturación, Orientación, Control tectónico, Control litológico, Morfología yacimiento, Provincia Vizcaya.

21657. **Contribución al estudio de las mineralizaciones Pb-Zn en el entorno del macizo granítico de Peñas de Haya; Guipúzcoa-Navarra.** VELASCO, F.; HERRERO, J. M., y PESQUERA, A.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 97-102, ref. 20, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Plomo sustancia, Cinc sustancia, Pizarra, Granito, Campo filoniano, Yacimiento mesotermal, Deformación polifásica, Paragénesis, Mineral coexistente, Primario, Peñas de Haya, Cinco Villas, Vera de Bidasoa, Mina Modesta, Ayzarum, Alditurri, Provincia Guipúzcoa, Navarra.

21658. **Estudio mineralógico y metalogénico del yacimiento de plomo de «El Borracho», Badajoz.** LUNAR HERNANDEZ, R.; VINDEL CATENA, E., y SIERRA LOPEZ, J.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 103-105, ref. 6, esp., res. ing., bibl. IGME.  
\* Galena, Pirita, Calcopirita, Plomo sustancia, Paragénesis, Brechificación, Yacimiento hidrotermal, Control tectónico, Filón, Microgranito, El Borracho, Garlitos, Provincia Ciudad Real, Provincia Badajoz.

21659. **Mineralizaciones de hierro en el travertino de Lanjarón (Granada).** ARANA, R.; LOPEZ AGUAYO, F.; VELILLA, N., y RODRIGUEZ GALLEGU, M.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 106-112, ref. 17, esp., bibl. IGME.

\* Hierro sustancia, Manganeso sustancia, Génesis yacimiento, Hidróxido, Travertino, Agua mineral, Análisis químico, Hidroquímica, Ión, Lanjarón, Provincia Granada.

21662. **Les mineralitzacions de Mangarés de Natjá (Llistera) i d'Estopanya (Baixa Ribagorça).** MATA PERELLÓ, J. M.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 121-124, ref. 12, cat., res. esp., ing., bibl. IGME.

\* Manganeso sustancia, Keuper, Rhetiense, Campaniense, Maestrichiense, Pliegue, Anticlinal, Sinclinal, Paragénesis, Génesis yacimiento, Provincia Huesca.

## YACIMENTOLOGIA DE SUSTANCIAS NO METALICAS

21663. **Contribución al conocimiento del yacimiento de yeso de Vilaverd (Tarragona).** MONTORIOL POU, J., y CLEMENTE, M. I.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, 125-128, ref. 6, esp., res. cat., ing., bibl. IGME.

\* Yeso sustancia, Morfología yacimiento, Composición mineralógica, Análisis factorial, Provincia Tarragona.

## SUELOS

21353. **La Naturaleza: La erosión del suelo y la desertización.** MOPU. Dirección General del Medio Ambiente. *Unidades Temáticas Ambientales* (1982), 44-52, esp., bibl. IGME.

\* Suelo, Erosión suelo, Desertización, Planificación, Vegetación, Agricultura, España.

## GEOQUIMICA

21463. **Evolución geoquímica de los sedimentos carbonatados de playa del Pleistoceno de Mallorca.** DEYA, M. M., y ALVAREZ PEREZ, A.

*Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1982), núm. 5, 159-170, ref. 17, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Calcarenita, Pleistoceno, Playa, Off shore, Diagénesis, Análisis menores, Composición mineralógica, Baleares, Mallorca.

## GEOFISICA INTERNA. SISMOLOGIA

21320. **Determinación de la longitud de falla y velocidad de ruptura para terremotos de magnitud media.** LANA, X., y CORREIG, A. M.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 179-183, ref. 9, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Método interactivo, Falla, Desplazamiento falla, Ruptura, Seismo, Mecanismo focal, Onda sísmica, Velocidad fase, Magnitud sísmica.

21423. **Estado actual de la predicción de terremotos.** GONZALEZ, C.

*DYNA* (Medellín, Colomb., 1981), núm. 100, 17-25, ref. 19, esp., bibl. IGME.

\* Previsión, Terremoto, Fenómeno precursor, Onda P, Onda S, Dinámica fluido, Presión fluido, Resistividad eléctrica, Susceptibilidad magnética.

## ENERGIA

21350. **La Energía.** MOPU. Dirección General del Medio Ambiente.

*Unidades Temáticas Ambientales* (1982), 1-55, ref. 96, esp., bibl. IGME.

\* Energía, Carbón, Petróleo, Gas natural, Uranio sustancia, Reserva, Energía solar, Energía maremotriz, Biomasa, Estudio impacto medio, Central eléctrica, Electricidad, Mundo, España.

cia, Utilización sustancia, Mercado, Importación, Valor importación, Exportación, Valor exportación, Producción, Attapulgit, Tierras decolorantes, 1968-1978, Política Estado, España.

21483. **Explotaciones a cielo abierto.** CALVO GARCIA, J. *Potencia* (1982), núm. 214, 19-29, ref. 5, esp., bibl. IGME.

\* Explotación, Cielo abierto, Clasificación, Metodología, Carbón.

21484. **Explotación de yacimientos mediante aplicación conjunta de operación a cielo abierto y minería subterránea.** IGLESIAS CUERVO, J. M.

*Potencia* (1982), núm. 214, 33-35, esp., bibl. IGME.

\* Explotación, Cielo abierto, Mina, Coste, Lignito.

21626. **The estimation of Copper Endowment.** POSSOLO, A. M. G.

*Comun. Serv. Geol. Port.* (1981), vol. 67, núm. 2, 125-139, ref. 22, ing., res. port., bibl. IGME.

\* Modelo matemático, Distribución estadística, Histograma, Evaluación yacimiento, Distribución lognormal, Reserva, Calidad mineral, Cobre sustancia, Sulfuro, Sulfuro cobre, Masa mineralizada, Stockwerk, Provincia metalogénica.

## ECONOMIA

21326. **Resumen de ponencias. 5 Congreso Internacional de Minerales Industriales.**

*Rocas miner.* (1982), vol. 11, núm. 125, 56-71, esp., bibl. IGME.

\* Reunión, Sustancia útil, Utilización sustancia.

21470. **Materiales arcillosos especiales.** MARTIN SANTA-MARIA, M.

*Econ. ind.* (1982), núm. 218, 55-62, esp., bibl. IGME.

\* Arcilla, Arcilla industrial, Sepiolita, Bentonita sustan-

# NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

## *Texto.*

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

## *Idiomas.*

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

## *Bibliografía.*

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

## *Parte gráfica.*

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de la ilustración. La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

## *Pruebas.*

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

## *Tiradas aparte.*

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETÍN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

---

Toda la correspondencia referente a las publicaciones  
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio. Instituto Geológico y Minero de España  
Ríos Rosas, 23. Madrid-3



104  
- 01 -



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA  
Ríos Rosas, 23 - Madrid-3