

**MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA  
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**ESCALA 1:50.000**

**INFORMES COMPLEMENTARIOS**

**DE LA HOJA 595.(9-24)**

**TESO MORENO**

## INDICE

### 0. INTRODUCCION

### 1. INFORME TECTONICO

#### 1.1. Introducción

#### 1.2. Generalidades

#### 1.3. Estructuras prehercénicas

#### 1.4. Estructuras hercénicas

##### 1.4.1. Pliegues

###### 1.4.1.1. Pliegues de la primera fase hercénica

###### 1.4.1.2. Pliegues tardíos

##### 1.4.2. Esquistosidades

###### 1.4.2.1. Esquistosidades de la primera fase hercénica

###### 1.4.2.2. Esquistosidades tardías

##### 1.4.3. Lineaciones

###### 1.4.3.1. Lineaciones de primera fase hercénica

###### 1.4.3.2. Lineaciones tardías

##### 1.4.4. Fracturas

#### 1.5. Características estructurales de las rocas graníticas

##### 1.5.1. Area de Jalama-Santibañez

##### 1.5.2. Area de Bejar-Plasencia

### 2. INFORME ESTRATIGRAFICO

#### 2.1. Introducción

#### 2.2. Precámbrico sup. (Complejo Esquisto Grauváquico)

##### 2.2.1. Generalidades

##### 2.2.2. Paleontología

###### 2.2.2.1. Introducción

###### 2.2.2.2. Descripción de las muestras

###### 2.2.2.3. Bioestratigrafía

###### 2.2.2.4. Paleoecología

### 2.3. Paleozoico

2.3.1. Características generales de las diferentes unidades cartográficas.

2.3.2. Niveles faunísticos de interés

### 2.4. Terciario

2.4.1. Cuenca de Moraleja

2.4.2. Cuenca de Coria

2.4.3. Cuenca de Talaván-Torrejón el Rubio

2.4.4. Cuenca del Río Tietar

2.4.5. Sedimentos asociados a la falla de Plasencia

2.4.6. Laboratorio

2.4.6.1. Rayos X

2.4.6.2. Minerales pesados

2.4.6.3. Minerales ligeros

## 3. HISTORIA GEOLOGICA

## 4. MAPA DE SITUACION DE MUESTRAS

## 0. INTRODUCCION

Se expone en este informe una síntesis tectónica, estratigráfica, geoquímica y paleontológica de esta Hoja que en algún caso se completará, con el fin de conseguir una visión de conjunto, con datos de otras limítrofes o próximas.

Los resultados detallados y completos de todos los estudios de las muestras tomadas quedan descritos en las fichas de control correspondientes. Dichos estudios han sido realizados por los siguientes especialistas:

Petrográficas: RODRIGUEZ ALONSO, M<sup>a</sup> D., GARCIA DE FIGUEROA, L.C., CARNICERO, A., FRANCO M<sup>a</sup> P. y UGIDOS MEANA, J.M<sup>a</sup>. del Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca.

Geoquímica: BEA, F., del departamento de Petrología de la U. de Salamanca.

Macropaleontología paleozoica: RABANO, I.; GUTIERREZ, J.C. y PRIETO, M. del departamento de Paleontología de la U. Complutense de Madrid.

Macro y micropaleontología anteordovícica: LIÑAN, E. y PALACIOS, T. del Dep. de Paleontología de la U. de Zaragoza y Badajoz, respectivamente.

Rayos X: BREL, J.M. del Departamento de Estratigrafía de la U. Complutense de Madrid.

Minerales pesados: RINCON, R. del Departamento de Estratigrafía de la U. Complutense de Madrid.

El presente Informe Complementario ha sido elaborado por MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. de INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos S.A.) en el año 1984 según las normas y supervisión del IGME.



## 1. INFORME TECTONICO

### 1.1. Introducción

Este informe, intenta reflejar los aspectos estructurales más significativos dentro del ámbito de esta Hoja. Ahora bien, ya que dichos aspectos son extrapolables a una serie de hojas ya realizadas por INTECSA en la misma zona, y debido a que algunos datos de tipo puntual no se han puesto de manifiesto en la presente, creemos oportuno tratar este apartado de una forma global. El área estudiada y su distribución en hojas geológicas queda reflejada en las Figuras 1 y 2.

### 1.2. Generalidades

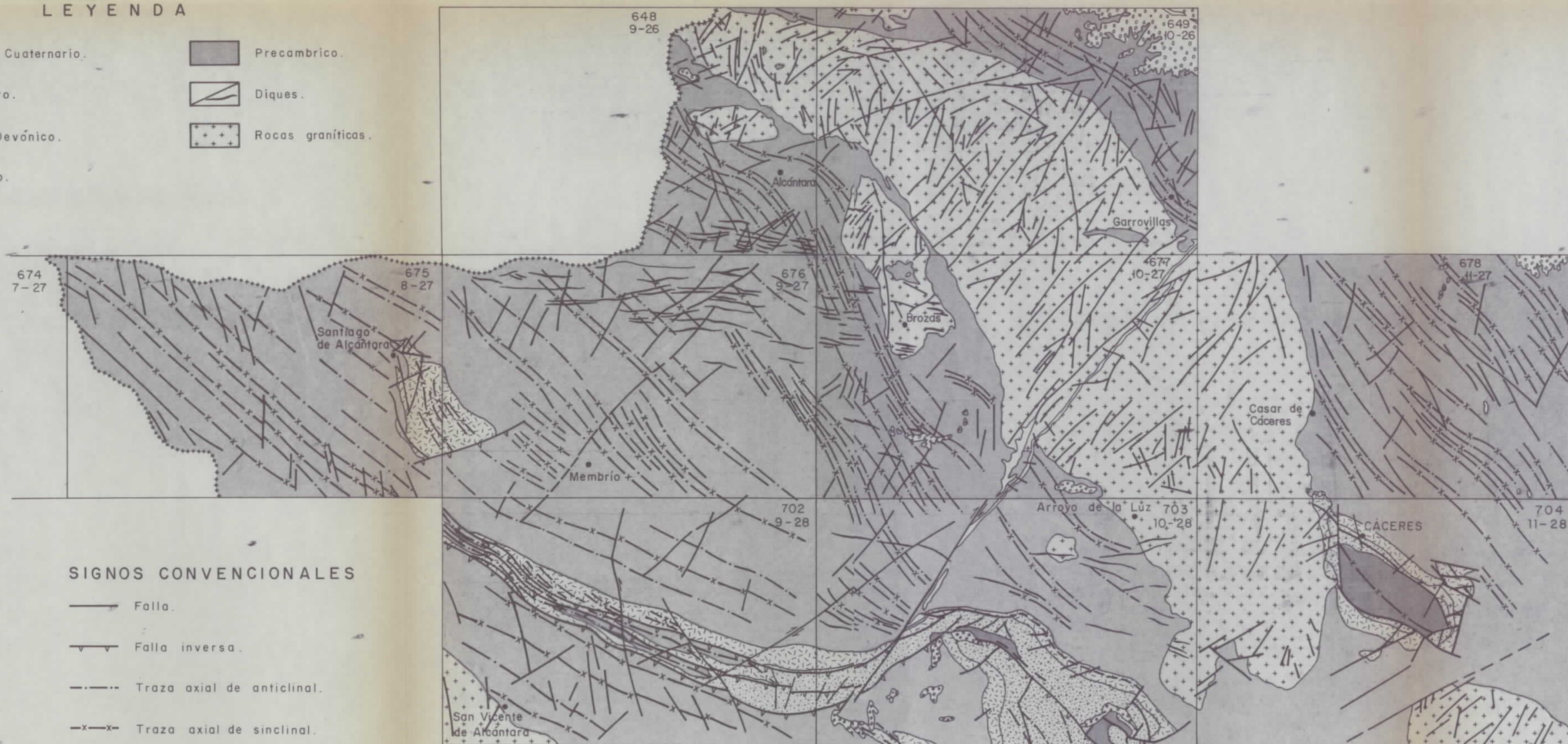
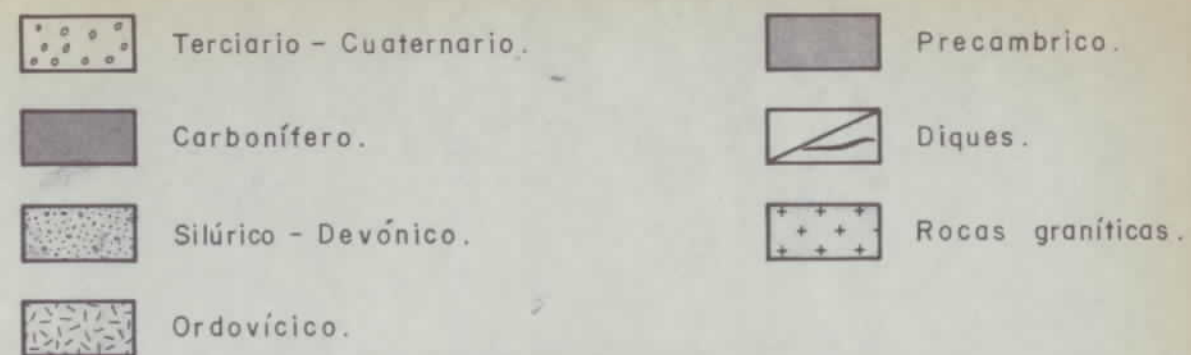
Las deformaciones que han afectado a los materiales de la zona corresponden principalmente a la Orogenia Hercílica y, sobre todo, a una primera fase de plegamiento. Es evidente que las rocas precámbricas han sufrido un plegamiento anterior, supuestamente sárdico, como se demuestra por la existencia de pliegues anteriores a la esquistosidad principal y atravesados por ésta, así como por la abundancia de lineaciones de intersección fuertemente inclinadas dentro del Complejo Esquisto-Grauváquico.

La primera fase de deformación hercínica es la responsable de las principales estructuras plegadas que se observan, entre las que destaca el Sinclinatorio de la Sierra de Cañaveral, y también de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad de flujo casi siempre presente.

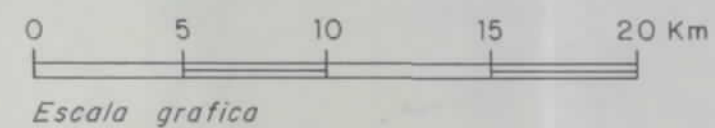
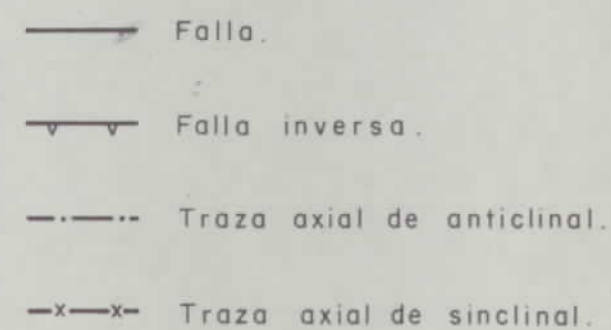
En relación quizás con la primera fase, pero con posterioridad a los pliegues, se ha desarrollado un importante sistema de fracturas paralelas a las grandes estructuras hercínicas.



# LEYENDA



## SIGNOS CONVENCIONALES





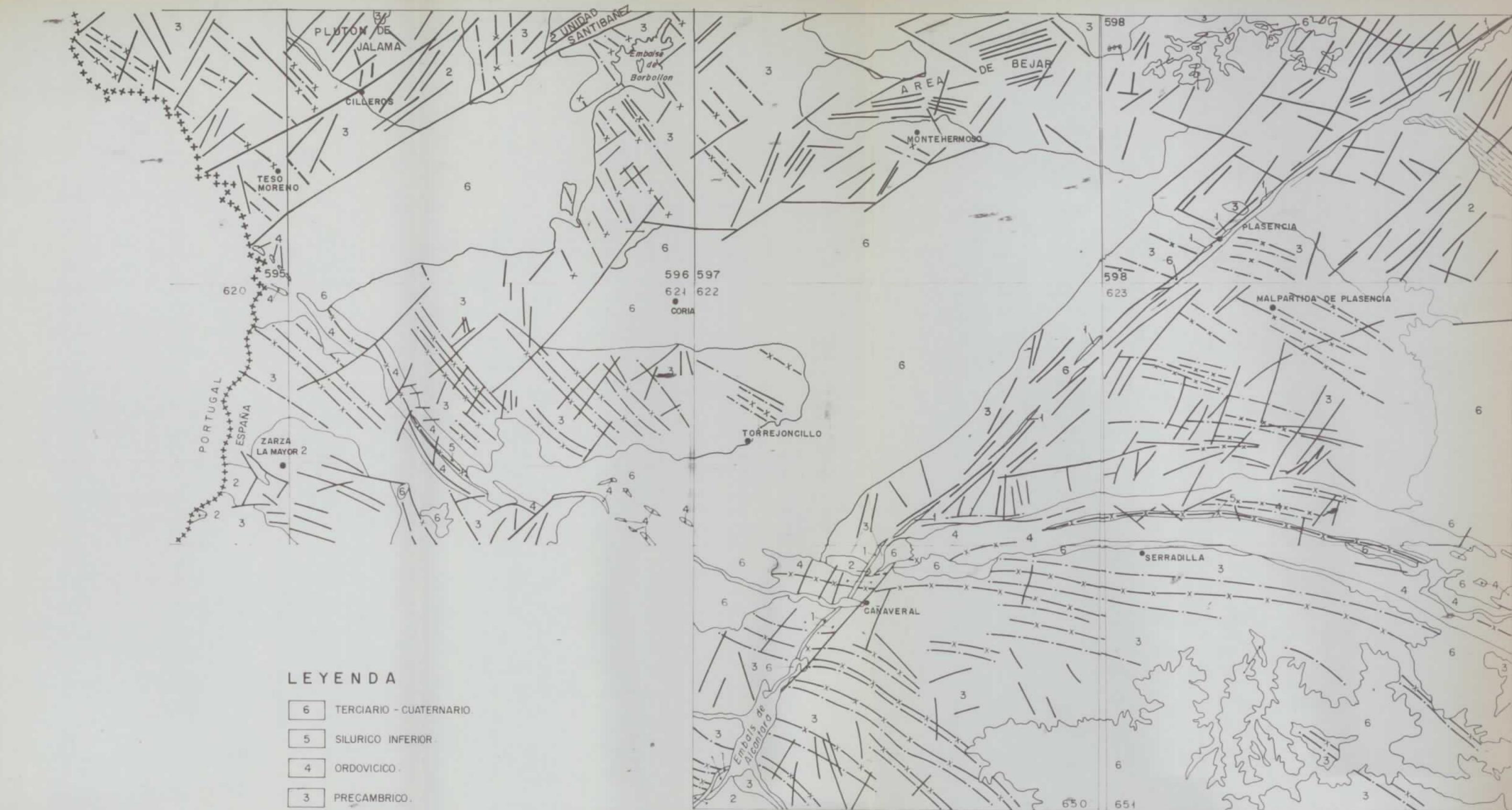


FIGURA Nº 2.

ESCALA 1 250 000

Estas fracturas subverticales han actuado seguramente en varias ocasiones y aparecen hoy día como fallas normales o inversas de gran ángulo, según los lugares, aunque es probable que su principal función haya sido la de fracturas de desgarre.

Con posterioridad tienen lugar, dos fases de deformación tardía, sin orden cronológico establecido, pero en donde destaca, por haberse observado en numerosos puntos, una de ellas como la principal (N30-50E) que origina una esquistosidad de crenulación subvertical que no lleva asociada ningún tipo de macroestructura. La segunda, menos abundante corresponde a pliegues de plano axial subhorizontal y que también lleva asociada una esquistosidad de crenulación con buzamientos comprendidos entre los 5-40°.

Finalmente, existen una serie de fallas oblicuas a las estructuras, que han actuado como fallas normales y de desgarre con pequeño desplazamientos, y que asimilamos al sistema de fracturas tardías de amplio desarrollo en todo el Macizo Hespérico. Es a este sistema al que pertenece la falla de Alentejo-Plasencia que produce desplazamientos en la horizontal de hasta 3 km.

### 1.3. Estructuras prehercínicas (Fase Sárdica)

La presencia de una fase de plegamiento anterior a la Orogenia Hercílica ha sido puesta de manifiesto en numerosas ocasiones y por diversos autores, basándose tanto en la existencia de una discordancia por debajo del Ordovícico inf., que descansa indistintamente sobre el Cámbrico o sobre el Precámbrico, como en la aparición de pliegues ante-esquistosos y de lineaciones de intersección ( $L_1$ ) de la primera fase hercínica, subverticales o con fuertes inclinaciones en los materiales del Precámbrico.

Un estudio de estos pliegues, que han sido asignados a una fase Sárdica, fué efectuado por OEN ING SOEN (1.970) en Portugal, concretamente al Norte y Sur del Sinclinar de Oporto-Satao. Este autor deduce que la dirección original de estos pliegues de edad Cámbrico sup., sería aproximadamente entre N-S y NE-SO.

Por nuestra parte, al sur de esta zona hemos observado en la Hoja nº 9-28 (S. Vicente de Alcántara), (MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. 1.978), un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad ( $S_1$ ) (km 21,2 de c.c. Alburquerque-Herreruela). El pliegue tiene un plano axial de dirección N 136° E y buzamiento 58° S., y un eje de dirección N 22° E y plunge 55° S y es cortado por la esquistosidad primaria hercínica ( $S_1$ ) con una dirección N 136° E y buzamiento 80° S. Si descontamos, por medio de una falsilla de Wulff, el efecto del plegamiento hercínico llevando la estratificación media de la zona (dirección N 120° E, buzamiento 60° S) a la horizontal, nos queda una dirección primitiva para ese eje de aproximadamente N 35° E.

También y dentro del ámbito de la Hoja nº 9-27 (Membrío) (BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. 1.980), en el PK 10,900 de c.c. Membrío-Alcantara se ha localizado otro pequeño pliegue, tipo "Mullions", de las mismas características con un eje de dirección N 85° E y plunge 52° N, y atravesado por una esquistosidad de primera fase ( $S_1$ ) de dirección N 154 E con un buzamiento de 65° N que corta a los dos flancos.

De acuerdo con OEN ING SOEN (1.970) y con nuestros propios datos, creemos que los pliegues sárdicos tendrían, en la zona que nos ocupa, una dirección aproximada NE-SO, con un plano axial subvertical y flancos que buzaban entre 30° NO y 50° SE. Estos pliegues no llevarían asociados ningún tipo de esquistosidad, o al menos esta no se ha detectado.

Finalmente, para la zona N, limitrófe con el área de estudio, cabe mencionar la existencia de pliegues de este tipo estudiados por RODRIGUEZ ALONSO, M<sup>a</sup> D. (1.982), en su tesis doctoral.

Por ello y aunque no hemos localizado ningún pliegue de estas características en la superficie precámbrica estudiada, consideramos que estos materiales también han debido ser afectados por esta fase de plegamiento.



#### 1.4. Estructuras Hercínicas

Una vez plegado todo el conjunto de materiales que constituyen el C.E.G. por la fase Sárdica prehercínica, y después de un periodo erosivo, se produce la sedimentación del Paleozoico. Es al final del Carbonífero inferior cuando tiene lugar el inicio de la Orogenia Hercínica que va a dar lugar a las diferentes estructuras que aparecen con mayor o menor grado de deformación en todo el Dominio Hercínico.

Seguidamente se exponen las características estructurales más acusadas observadas en todo el área.

##### 1.4.1. Pliegues

###### 1.4.1.1. Pliegues de la primera fase Hercínica

Todos los pliegues vistos deben su origen a la 1ª fase de deformación Hercínica, que afecta de diferente manera al conjunto de materiales existentes. Por ello, se distinguen dos tipos de pliegues, correspondientes a los dominios precámbrico y paleozoico, con las siguientes características:

###### a) Dominio precámbrico

En el Complejo Esquisto-Grauváquico del Precámbrico superior no existen los pliegues cilíndricos, ya que la deformación se produce sobre superficies ( $S_0$ ) previamente plegadas.

Los pliegues correspondientes a este primer dominio, dan una interferencia que no se ha podido cartografiar por falta de niveles guía, pero creemos que debe ser de clase 1 de RAMSAY (1.967). No obstante, varias de estas estructuras se han interpretado a

lo largo de toda la zona, correspondiendo su estilo al de pliegues similares, simétricos y asimétricos con flancos bastante apretados y buzamientos generalizados superiores a los 70°. Los planos axiales son subverticales y las trazas axiales llevan una dirección general comprendida entre N80°E y N120°E.

La gran abundancia de estos pliegues métricos hace imposible su representación total en la cartografía. No obstante, las trazas axiales representadas en el plano nos permiten conocer las características generales del plegamiento producido por esta primera fase de deformación, así como las modificaciones sufridas por los sucesivos movimientos tardihercínicos.

Finalmente, y a nivel puntual, se han visto pequeños repliques que afectan a veces a diques centimétricos de cuarzo, budines en diques decimétricos también de cuarzo, y pequeños Kink-Bands a nivel milimétrico en tramos pizarrosos.

#### b) Dominio paleozoico

Los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Su amplitud varía entre 0,5 km y 2,5 km y la longitud de onda entre 1,5 km y 4 km. El estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competentes, tendiendo a similares en las incompetentes.

Todos los pliegues que configuran el llamado sinclinal de Cañaveral, que se sitúa, en parte, dentro de la presente Hoja, forma en su conjunto un gran sinclínorio con vergencia NE.

A nivel individual los sinclinales tienen su flanco sur (equivalente al norte en los anticlinales) subverticales o invertidos con buzamientos superiores a los 70°. Para los flancos normales, tanto en anticlinales como en sinclinales, los buzamientos son muy variables y oscilan entre la subverticalidad y la subhorizontalidad (Hojas nº 12-25 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente).

La dirección general de todo el Sinclinal es de N 120°-130° E que coincide con la que origina la primera fase de deformación Hercínica a la que debe su origen. No obstante y por efecto del sistema de fallas senestras N 40 -50° E, esta dirección sufre una clara modificación a N 90° E que afecta a toda la zona media de la estructura (Hojas nº 10-25, 11-25, 12-25, y 11-26).

#### 1.4.1.2. Pliegues tardíos

Con posterioridad a la primera fase de deformación, tienen lugar una serie de movimientos tardíos que repliegan ligeramente las estructuras preexistentes.

Estos nuevos procesos de deformación, no dan lugar a estructuras de primer orden y solo están presentes a nivel puntual mediante pliegues menores con un tamaño que varía de 5 cm. a 1 m.

Se han localizado dos plegamientos diferentes, que sin orden cronológico, responden a las siguientes características:

- Pliegues de dirección N 100-120 E

Son escasos los puntos en donde se han visto este tipo de pliegues no obstante se ha podido observar que se trata de pliegues asimétricos cuyos flancos tienen distintas longitudes (más largos los que buzcan hacia el Norte que los que buzcan hacia el Sur).

En general, hemos visto que este tipo de pliegues tienen una traza axial de dirección N 100-120° E, con planos axiales que buzcan al N o al S de 0 a 15°, y que su tamaño varía de 10 cm. a 1 m.



Su génesis podría ser el resultado de una descompresión que daría lugar a repliegues en la vertical con planos axiales subhorizontales.

- Pliegues de dirección N. 10-35° E

Este tipo de pliegues que afectan a la esquistosidad  $S_1$  de primera fase, son los que aparecen con más frecuencia en el área de estudio, por lo que sería el resultado de una fase tardía principal.

Se trata de pliegues simétricos con charnelas romas y un tamaño uniforme de 15 a 20 cm. de longitud de onda y de 1,5 a 2,5 cm. de amplitud.

Los planos axiales llevan una dirección N 10-35° E y buzamientos subverticales, mientras que las trazas axiales tienen buzamientos superiores a los 70° tanto al N como al S.

#### 1.4.2. Esquistosidades

##### 1.4.2.1. Esquistosidad de primera fase hercínica

La primera fase de deformación hercínica origina a nivel regional, una esquistosidad de flujo  $S_1$ , que es subparalela al eje axial de los pliegues producidos por dicha fase, y que se encuentra bien desarrollada en todo el C.E.G., en tanto que en los materiales paleozoicos su representación es menor y llega a estar ausente en algunos puntos.

A nivel estructural, la marcada esquistosidad de flujo  $S_1$  nos permite, juntamente con criterios sedimentológicos, determinar la polaridad de las capas. Así, en zonas donde estos últimos métodos no son precisos, servirá de unico criterio para determinar en una serie monoclinial plegada, el techo y el muro en cada punto.

En cada una de las Hojas E 1/50.000 de las Figuras nº 1 y 2, se han realizado, sobre una falsilla Schmidt el conteaje de polos de ( $S_1$ ) obteniéndose para cada una de ellas, los siguientes resultados:

<u>Hoja nº</u>	<u>Nº de polos</u>	<u>Dirección y buzamiento</u>
595	122	N 135º E/Subertical N y S
596	186	N 145º E/subvertical N y S
597	154	N 136º E/87º S
598	31	N 125º E/86º S y N 115º E/86º S
620	21	N 115º E/subvertical N y S
621	101	N 142º E/subvertical N y S
622	89	N 136º E/79º S
623	184	N 121º E/86º N
648	100	N 126º E/subvertical N y S
649	78	N 136º E/88º S
650	154	N 115º E/85º S
651	108	N 134º E/80º S
675-675	100	N 130º E/80º S
676	292	N 130º E/80º N
677	165	N 135º E/subvertical N y S
678	155	N 144º E/subvertical N y S
702	100	N 120º E/85º S
703	170	N 140º E/80º N y S
704	100	N 135º E/80º N y S

Como se puede ver la dispersión de las máximas de todo el área varía en dirección desde N 115º E a N 145º E con buzamientos que van desde 80º a la subvertical tanto hacia el N como al S.

#### 1.4.2.2. Esquistosidad tardía

Las sucesivas etapas de plegamiento no llevan asociadas deformaciones mayores, por lo que solo existen pequeños pliegues, observados a nivel puntual, tal como se indicó anteriormente.

No obstante se ha podido comprobar la existencia de una esquistosidad de crenulación localizada de visu en varios puntos y con frecuencia en el estudio al microscopio de diversas muestras. Esta esquistosidad, en principio, la atribuimos al episodio que origina los pliegues de plano axial N 10-35° E con cuya dirección coincide en términos generales.

Esta esquistosidad de crenulación se encuentra presente en toda la zona occidental de la provincia de Cáceres (CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. et al. 1980-82, BASCONES ALVIRA, L. et al. 1980-84, MARTIN HERRERO, D. et al. 1978-84 y UGIDOS MEANA, J.M<sup>a</sup>. et al. 1983).

Por otra parte y también crenulando a la  $S_1$  se observa una esquistosidad con dirección N 130-150° E y buzamientos generalizados hacia el S de 20° a 50° que está asociada a los pliegues tardíos de dirección aproximada N 100-120° E.

Para el área de Salamanca existe una esquistosidad de crenulación subhorizontal que viene asociada a pliegues angulares en zonas epizonales y que corresponde con la  $S_2$  Hercílica (DIEZ BALDA, M<sup>a</sup> A. 1982).

La existencia de una crenulación subhorizontal en la zona, se puede pensar que sería debida a la Fase 2 que afecta al área de Salamanca o bien que se produciría por una descompresión asociada a fallas normales. A la vista de la incidencia en esta zona de estudio y de la presencia de fallas tardías que han sufrido reajustes posteriores con movimientos normales, nos inclinamos, en principio, por la segunda posibilidad.

Por último y en esta zona, no hemos podido ver la relación existente entre la esquistosidad de crenulación subhorizontal y la esquistosidad de crenulación asociada a los pliegues de dirección N 30°-50° E de plano axial subvertical, por lo que no podemos ordenarlas en el tiempo, ni nos es posible correlacionarlas con las fases conocidas de las áreas limítrofes.

#### 1.4.3. Lineaciones

##### 1.4.3.1. Lineaciones de primera fase hercínica

###### a) Lineaciones de intersección

La intersección de los planos de esquistosidad  $S_1$  y la estratificación  $S_0$  origina una lineación  $L_1$  que es paralela a los ejes de los pliegues de la primera fase de deformación.

En cada una de las Hojas de las Figuras nº 1 y 2, se ha realizado, sobre una falsilla Schmidt, el contaje de polos de  $L_1$ , con buzamientos menores de 90°, obteniéndose para cada una de ellas, los siguientes resultados:

<u>Hoja nº</u>	<u>Nº de polos</u>	<u>Dirección y buzamiento</u>
595	69	N 134º E/50º N
596	128	N 145º E/62º S
597	91	N 151º E/65º S y 55º S
598	36	N 121º E/50º S y N 126º E/56º S
620	19	N 132º E/63º N
621	100	N 138º E/67º N y 58º N
622	87	N 140º E/47º N
623	167	N 123º E/20º S
648	74	N 120º E/50º N y N 135º E/25º S
649	69	N 138º E/23º N y N 153º E/36º N
650	158	N 130º E/38º N
651	90	N 140º E/33º N
674-675	112	N 142º E/35º N
676	258	N 128º E/52º N y N 140º E/55º S
677	134	N 154º E/30º S
678	150	N 148º E/45º S
702	132	N 122º E/60º S
703	160	N 119º E/18º N N 149º E/18º S y N 129º/55º N
704	45	N 145º E/50º N y N 145º E/50º S

Se obtienen, como vemos, máximos de direcciones comprendidas entre N 119º E y N 154º E, con buzamientos entre 20º y 67º tanto al N como al S.

La aparición de lineaciones fuertemente inclinadas es un factor que indica la existencia de un plegamiento previo a la primera fase de deformación hercínica.

#### b) Lineaciones de estiramiento

A este tipo de lineaciones pertenecen los estiramientos sufridos por granos y cantos que se localizan siempre a nivel puntual y no siempre con una misma uniformidad.

Las observaciones efectuadas corresponden a dos tipos de afloramientos:

- Deformaciones de granos de cuarzo con un tamaño no superior a los 0,5 cm. de diámetro, visibles en capas samíticas con granulometría grosera y en microconglomerados.
- Deformación de cantos de naturaleza cuarzograuváquica principalmente dispersas en pizarras. El tamaño medio de los cantos es de 2 a 4 cm., según el eje mayor del elipsoide de deformación, pero en algunos puntos alcanzan los 15 cm.

Por último diremos que en este tipo de marcadores no hemos visto indicios de posteriores deformaciones. Tan solo, en algunos cantos grandes, se han observado pequeñas grietas rellenas de cuarzo que suponemos, al no estar replegadas, deben su origen a la misma fase de deformación.

#### 1.4.3.2. Lineaciones tardías

Solo se han localizado de forma aislada, una lineación de intersección tardía que va asociada a la esquistosidad de crenulación de dirección N 130-150° E, con plunges de hasta 30° N ó S.

#### 1.4.4. Fracturas

Se distinguen diversos sistemas que están bien representados, tanto dentro del marco de la presente Hoja, como a nivel regional.

- Dirección N 120°-140° E

Esta familia esta bien definida tanto en los materiales paleozoicos de todas las Hojas, como en los del C.E.G. Presenta direcciones comprendidas entre N 120° E y N 140° E, es decir subparalelas a los pliegues lo que hace pensar en un origen ligado a la formación de los mismos. No obstante serán en general algo posteriores ya que, los cortan oblicuamente en muchos casos. Para las Hojas nº 11-25, 12-25 y 11-26, la dirección se ve modificada a N 70°-90° E, según su proximidad a la Falla de Alentejo-Plasencia.

La existencia de estrias a escala regional en diversos puntos, pone de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

Los ejemplos más representativos de este tipo de fallas se localizan en los relieves paleozoicos, ya que la variedad litológica hace que queden marcadas con más claridad. Destacan distintos puntos del Sinclinal de Cañaveral en donde se observan repeticiones de tramos e incluso producen saltos en donde falta parte del flanco N ó S (Hoja nº 10-25 Coria. BASCONES ALVIRA, L. et al. 1982).

- Dirección N 30-70° E

A este sistema pertenecen la mayor parte de las fracturas existentes en la Hoja y constituyen a nivel regional el principal grupo de fracturas del que forma parte la falla senestra de Alentejo-Plasencia situada al E de la zona que nos ocupa.

Dentro de esta Hoja se encuentra situada la falla senestra de Castelo Branco, que con unos 120 km de longitud discurre con dirección aproximada N 60 E en su mayor parte por territorio portugueses localizándose su terminación más oriental al NE del Embalse del Borbollón (JULIVERT et al. 1974).

Ambas fracturas senestras (Alentejo-Plasencia y Castelo Branco) junto con otras del mismo sistema, con las conjugadas de dirección aproximada N 90-130° E y con las de dirección N 120-140° E preexistentes, dan lugar a fosas que en la actualidad se encuentran colmatadas por sedimentos terciarios.



En el caso de las cuencas de Moraleja y Coria separadas en la actualidad por la falla de Casas de Don Gomez al SE de la hoja, cabe pensar que fuera una única cuenca que sufriría con posterioridad un reajuste de bloques que origina su configuración actual.

En las dos cuencas mencionadas, los sedimentos terciarios del borde ocultan los planos de dichas fallas por lo que las observaciones realizadas se han tomado en hojas limítrofes o/y en fracturas paralelas próximas a ellas. Los resultados obtenidos nos indican que dichos planos deben de ser subverticales o con buzamientos no inferiores a los 80°.

En un principio el movimiento es de fracturas de desgarre senestro para después sufrir un reajuste que daría lugar a desplazamientos en la vertical (fallas normales) tal como se observa en las estrias existentes en los materiales terciarios que colmataron dichas fosas.

- Dirección N 90-130° E.

A este sistema corresponden fracturas conjugadas con el sistema principal antes descrito, y que fundamentalmente con el y con las fracturas de dirección N 120-140° E preexistentes, forman el control estructural de las cuencas terciarias de la región.

Tienen escasa representación tanto en el dominio paleozoico como en el C.E.G. y se caracterizan por tratarse de fallas con componente vertical.

- Direcciones N 10-30° E y N 150-170° E

Ambos sistemas son fracturas de segundo a tercer orden que van asociadas a las de dirección N 30°-70° E. Aparecen con escasa representación en la zona de estudio y deben de corresponder a fracturas normales de componente vertical.



- Dirección N 100° - 120° E

Aparecen sobre todo en las áreas graníticas de la zona de Zarza la Mayor-Ceclavín, dentro de las Hojas nº 9-25 y 10-25 (Zarza la Mayor y Coria). Se trata de fracturas de desgarre que en horizontal alcanzan un desplazamiento máximo de 1,5 km. y que llevan asociado un ligero movimiento vertical inverso. A éstas van ligadas los diques diabásicos existentes en este batolito.

Como se puede observar en la cartografía, los diques de cuarzo de dirección N-35-45° E aparecen cortados por este tipo de fracturas lo que nos indicaría que este último sistema es posterior al ya descrito.

#### 1.5. Características estructurales de las rocas graníticas

Se incluyen en este apartado las características estructurales de las rocas graníticas aflorantes en la zona E de la Hoja que nos ocupa (Figura nº 2).

##### 1.5.1. Area de Jalama-Santibañez

Corresponde este área a los granitos existentes en la Hoja nº 10-24 Cilleros.

Las características mecánicas de estos materiales graníticos hace que su comportamiento ante diferentes etapas tardihercínicas de deformación, sean distintas, con relación al resto de los materiales.

Por ello en este apartado se reflejan los rasgos estructurales más acusados observados y que sintetizamos en:

- Orientación de megacristales

Con relación a los megacristales de feldespato, se han observado su existencia, en mayor o menor cantidad, en casi todas las facies.

Las medidas tomadas para las lineaciones de megacristales en la zona occidental, área granítica de Jalama, aparecen con una dirección comprendida entre los N 120-150° E y la orientación planar de dichos feldespatos, aparecen con igual dirección y con buzamiento S del orden de los 70°-80°.

Para el área de Santibañez, zona NO de la Hoja, las lineaciones de megacristales aparecen norteadas dentro del entorno N-S, en tanto que las orientaciones planares tienen igual dirección pero con buzamientos comprendidos entre los 30°-65° hacia el N.

- Fracturas

La intensa fracturación existente en las áreas graníticas de esta Hoja, deben su origen a los movimientos tardíos comunes a todo el dominio hercínico. Su mayor representación cartográfica es el reflejo del comportamiento mecánico de estas rocas ante los esfuerzos sufridos.

Los sistemas de fracturas existentes, corresponden a los descritos en el apartado anterior, pero dentro de ellos queremos resaltar las fracturas de dirección N 30°-70° E.

A este sistema pertenece la falla de desgarre senestro de Castelo Branco, ya mencionada, que recorre la Hoja con dirección NE-SO y pone en contacto mecánico estas áreas graníticas con los sedimentos del precámbrico superior y los depósitos terciarios de la cuenca de Moraleja.

Las medidas tomadas en diaclasas y fracturas indican una inclinación de sus planos hacia el N con buzamientos superiores a los 70° y que alcanzan en muchos casos la subverticalidad.

### 1.5.2. Area Bejar-Plasencia

Corresponde este área a las rocas graníticas localizadas en las Hojas nº 11-24 y 12-24 incluidas aquí con el fin de informar de las características estructurales de estas rocas, en las zonas limítrofes del borde E.

Pero ello en este apartado se reflejan los rasgos estructurales más acusados observados y que sintetizamos en:

#### - Orientación de megacristales

Con relación a los megacristales de feldespato, se ha observado su existencia en casi todas las facies descritas en mayor o menor cantidad. Las medidas efectuadas han dado como resultado la existencia de tres direcciones preferentes que corresponden a: N10-20° E; N100-130° E y N160-180° E y que no parece existir ninguna prioridad entre ellas.

#### - Fracturas

La intensa fracturación existente debe su origen a los movimientos tardíos comunes a todo el dominio hercínico.

El conjunto de fracturas observadas en el área granítica se disponen según tres direcciones preferentes, que corresponden a:

#### - Sistema N 170-180° E

Es el de menor incidencia de todos ellos y se observan sobre todo en las proximidades a la falla de Alentejo-Plasencia.

#### - Sistema N 100-120° E

Aparece bien representado con fracturas que tienen longitudes medias de hasta 5 km. A este sistema pertenecen los límites por su parte N, de los sedimentos detríticos terciarios de la cuenca de Coria.

- Sistema N 15-60° E

Corresponde al sistema de fracturas de mayor representación del que forma parte la falla senestra de Alentejo-Plasencia, ya mencionada con anterioridad, que origina una zona cataclástica a lo largo de todo su recorrido, con una anchura variable de 500-700 m. de media.

También a este grupo pertenecen fracturas que con igual dirección tienen una longitud de hasta 20 km. pero en donde no se aprecian desplazamientos acusados en la horizontal.

Los planos de falla observados son por lo general subverticales, y en ellos se han medido estrias que llevan direcciones comprendidas entre N 20° E y N 50° E con plunjes que varían entre 15° y 30° N ó S.

- Complejo migmatítico-granítico

Bajo esta denominación se encuentra una facies granítica tectonizada que corresponde a los granitos que han sufrido una deformación no muy intensa pero suficiente como para considerarlos como una unidad cartográfica con características propias.

Este complejo migmatítico-granítico se encuentra situado al NE del área y dentro del bloque oriental de la falla Alentejo-Plasencia.

Sus características más relevantes se ponen de manifiesto por la presencia de planos de esquistosidad primaria con direcciones muy uniformes comprendidas entre N 120-130° y buzamientos de 50-65° hacia el S.

También se observan en diversos puntos planos de cizalla que llevan una dirección de N 135-140° E y buzamientos de 60-75° hacia el S.

Las lineaciones de estiramiento medidas dan una dirección N 150-165° E y buzamientos hacia el S., del orden de los 15-25°.

Finalmente, diremos que los sismoides de deformación son escasos y tenues, aunque se puede apreciar que los criterios de movimiento indican desplazamientos normales.

## 2. INFORME ESTRATIGRAFICO

### 2.1. Introducción

En este informe se exponen las características más acusadas observadas en los sedimentos del precámbrico superior, paleozoico y terciario incluidas en las 20 Hojas geológicas realizadas por INTECSA a lo largo de los años 1978 y 1980-84 (Figuras nº 1 y 2).

Por lo que se refiere a los sedimentos anteordovícicos del Complejo Esquisto Grauváquico únicamente se presenta una somera aproximación de las litologías dominantes, su ambiente de sedimentación y los datos paleontológicos obtenidos en esta Hoja y en las limítrofes. También se incluye de una forma esquemática un intento de correlación con áreas próximas, en base a diversos trabajos.

Para los sedimentos del paleozoico se comentan las características litoestratigráficas y se incluyen los niveles faunísticos de interés.

Por último se describen las cuencas neógenas existentes en el área noroccidental de la provincia de Cáceres (Figura nº 2).

### 2.2. Precámbrico superior

#### 2.2.1. Generalidades

Se denomina Complejo Esquisto Grauváquico a una potente serie sedimentaria de edad Precámbrico superior con características turbidíticas.

En síntesis, está constituida por términos pelíticos y samíticos que generalmente se disponen de forma alternante y que intercalan, de forma muy esporádica, niveles de conglomerados y/o microconglomerados y cuarcitas.

En general, se puede establecer, que el Complejo Esquisto Grauváquico en el área estudiada presenta una gran monotonía sedimentaria y, en muchos casos, las variaciones que parecen detectarse en la sedimentación se deben más bien a las condiciones de observación de los afloramientos que a diferencias realmente probadas.

Los términos areniscosos (grauvacas) se disponen en niveles con potencias no superiores al metro, siendo los más frecuentes 0,30-0,50 cm. aunque no están ausentes las láminas.

Estas grauvacas, que suelen ofrecer tonalidades gris-verdosas, presentan un tamaño de grano de tipo medio siendo frecuentes también las granulometrías más finas y más gruesas, estas últimas en cambio lateral de facies a microconglomerados.

Los términos más pelíticos se disponen, en general, en paquetes análogos a los grauváquicos, aunque es más frecuente su presencia en láminas intercaladas entre las grauvacas o microconglomerados. No obstante, existen zonas donde forman paquetes de gran monotonía sedimentaria.

Las condiciones de sedimentación de esta potente serie sedimentaria pueden resumirse en los siguientes puntos:

- En síntesis, el tipo de sedimentación alternante unido a la existencia de laminaciones paralelas, cantos blandos de pizarras y, en el techo de algún banco, ripples de crestas rectas o lingoides, hacen pensar en facies pertenecientes al tipo C de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) y probablemente del tipo C2.



- En algunos niveles de conglomerados, siempre de características lenticulares, se observan gradaciones positivas hasta el tamaño arena y la presencia de superficies erosivas internas separando bancos. Por estas características pensamos que deben pertenecer al tipo A<sub>1</sub> de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975).
- En general, en cualquier corte fresco pueden observarse secuencias incompletas de Bouma, siendo en el río Alagón, dentro de la Hoja nº 10-25 (Coria) donde se han podido ver con más detenimiento y donde se han distinguido, como más frecuentes, secuencias T<sub>b-d</sub> y T<sub>c-1</sub> en grauvacas verdosas.
- Son frecuentes los niveles conglomeráticos y/o cuarcíticos que, en general y a escala regional, se sitúan al techo de la serie.

Por todo lo expuesto se puede apuntar que el ambiente de sedimentación de estos depósitos sería marino profundo caracterizado por la existencia de secuencias turbidíticas que se pueden relacionar con abanicos aluviales, que evolucionan a ambientes de plataforma somera, como queda probado por la existencia de niveles conglomeráticos y cuarcíticos.

Con el fin de situar estratigráficamente los sedimentos del C.E.G. se han tenido en cuenta diversos trabajos existentes en las áreas circundantes a la zona que nos ocupa. De todos ellos hemos elegido los que seguidamente se exponen, al ser los más recientes e incluir en ellos los trabajos anteriores (Figura 3).

Las correlaciones de estos para la zona Sur, se encuentran en las Hojas Geológicas nº 762, 727, 750 y 750 E/50.000 realizadas por SANTOS, J.A. y CASAS, J. (1978-79), en donde se describen materiales que atribuyen al Precámbrico sup. formados por pizarras y cuarcitas negras (Serie negra) sobre los que aparecen en discordancia conglomerados de naturaleza silíceas en paso gradual a niveles arcóscicos sobre los que aparecen pizarras, esquistos y grauvacas. (Columna I).

SANTOS, JA.  
CASAS, J.  
1978-79

MARTIN HERRERO, D.  
BASCONES ALVIRA, L.  
1976-1983

RODRIGUEZ ALONSO, M<sup>o</sup>D.  
1982

DIEZ BARDA, M<sup>o</sup>A.  
1982

MORENO, F.  
1977

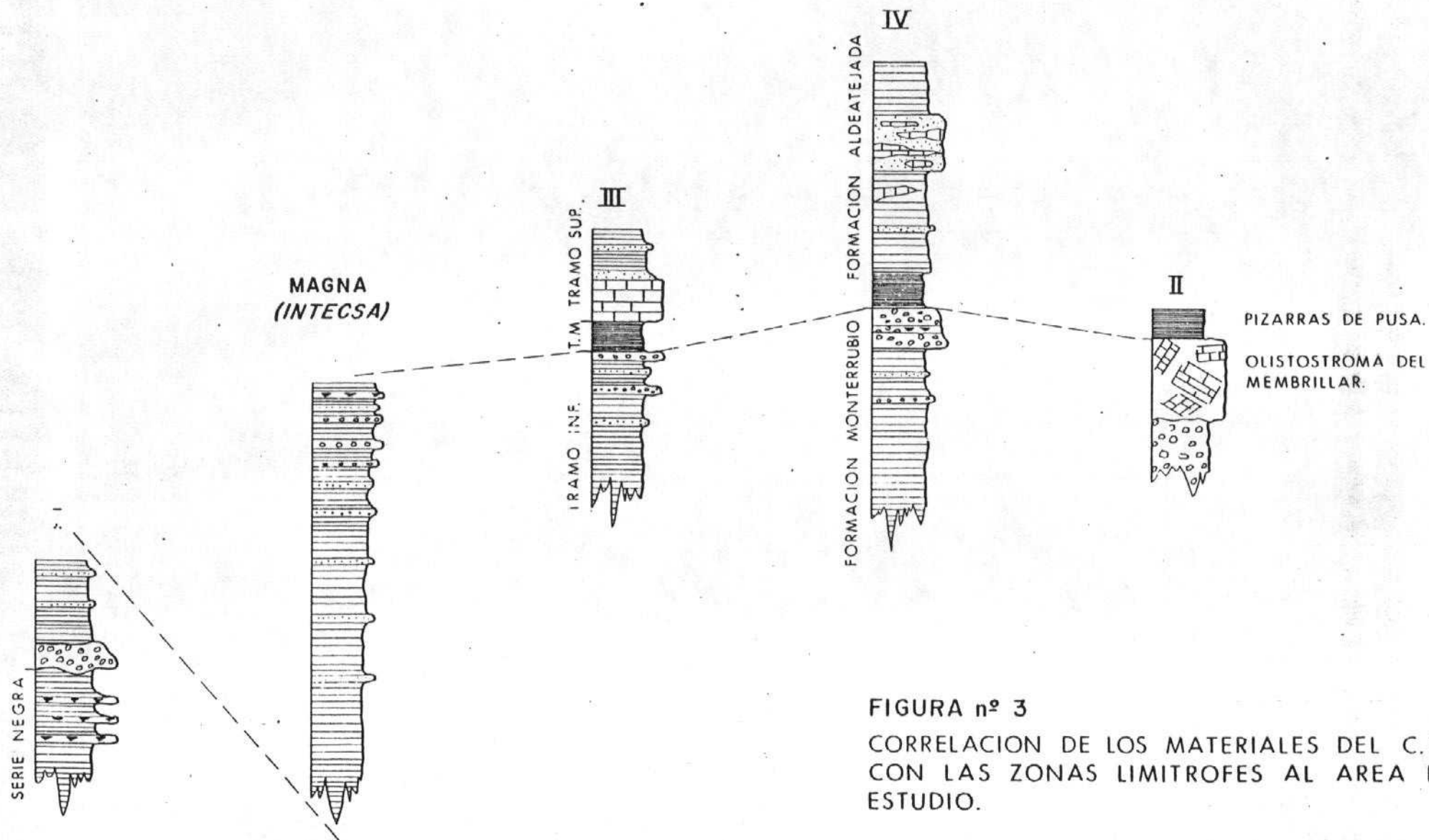


FIGURA n<sup>o</sup> 3

CORRELACION DE LOS MATERIALES DEL C.E.G.  
CON LAS ZONAS LIMITROFES AL AREA DE  
ESTUDIO.



Es en la parte E donde MORENO, F. (1977) expone, en su tesis doctoral referida al anticlinal de Valdelacasa y Valle de Alcudia, la existencia de tramos carbonatados dentro del Precámbrico sup. y Cámbrico. Este tipo de facies unidas a la existencia de olistostromas, paraconglomerados y slump-sheets, confirman para este autor, la existencia de un medio de sedimentación más somero, en tanto que las series rítmicas (turbidíticas) de pelitas y grauvacas corresponderían a niveles más profundos dentro de la cuenca (Columna II).

RODRIGUEZ ALONSO, M<sup>a</sup> D. (1982), en la zona N, separa en el C.E.G. tres tramos bien definidos que corresponden a: Tramo Inferior (esquistos, grauvacas y conglomerados); Tramo Medio (pizarras negras carbonosas) y Tramo Superior (calizas colapsadas, brechas de Pastores y conglomerados), todos ellos pertenecientes al Precámbrico superior (Columna III).

Finalmente, y como continuación del trabajo anterior hacia Salamanca, DIEZ BALDA, M.A. (1982) estudia los materiales del C.E.G. definiendo dos formaciones a nivel cartográfico: Aldeatejada, la superior y Monterrubio, la inferior (Columna IV).

## 2.2.2. Paleontología

### 2.2.2.1. Introducción

El objetivo de este informe se centra en la datación paleontológica de una gran parte de los terrenos que afloran en esta hoja y que se han venido denominando como Complejo Esquisto Grauváquico.

Dada la especial constitución geológica de estos materiales, referida a su composición y a la deformación que presentan, no puede ser objetivo a plantear en

este trabajo, el conocimiento de su serie estratigráfica, ni la datación precisa de cada una de las unidades que los integran, lo cual sería más propio de un trabajo más largo y con otros intereses prioritarios.

Durante la investigación se ha seguido la pauta de visitar los mejores afloramientos sugeridos por el equipo de campo para a partir de ello realizar un doble muestreo (paleoicnológico y palinológico) de cuyos resultados hablaremos en el capítulo correspondiente. Con el muestreo paleoicnológico se ha pretendido investigar los restos de actividad dejados en el sustrato por animales bentónicos, con motivo de los cambios ambientales reinantes y en función de su etología.

El estudio palinológico pretende reconstruir los vestigios de vida vegetal existente en el medio y a partir de ellos obtener conclusiones paleoecológicas, bioestratigráficas y geológicas en general.

Los resultados obtenidos en cada estudio han sido discutidos conjuntamente por los firmantes, si bien, E. Liñan es responsable más directamente de las deducciones icnológicas y T. Palacios de las referentes al estudio palinológico.

#### 2.2.2.2. Descripción de las muestras

En la Figura nº 2 se encuentran reflejadas las Hojas geológicas realizadas por nosotros durante los años 1.982, 1.983 y 1984. En cada una de ellas se tomaron muestras con el fin de hacer los oportunos estudios micropaleontológicos que permitieran obtener unas dataciones precisas de los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico.

El hecho de incluir en esta Hoja, los datos obtenidos en las demás limítrofes a ella, se debe a que la sedimentación, por lo menos para todo este área, es muy uniforme y sus conclusiones individuales son, en un principio, correlacionables entre sí.

Los resultados de cada una de las muestras a nivel individual, se encuentran plasmados en la ficha paleontológica correspondiente que se adjunta con este informe.

#### 2.2.2.3. Bioestratigrafía

Las asociaciones o formas reconocidas para las distintas zonas del área ocupada por los materiales del C.E.G. en la Figura nº 2, es la siguiente:

- a) Datos comunes para las Hojas nº 595 (Teso Moreno), 596 (Cilleros), 597 (Montehermoso) y 622 (Torrejuncillo) realizadas durante el año 1984.
- Formas solitarias de pared lisa similares a las FORMAS A (MANSUY, 1983) que son sinónimas a Palaeocryptidium cayeuxi (DEFLAENDRE 1955), con una amplia distribución en el Brioveriense francés (Rifeense sup. - Vendiense).
- Formas en racimos que serían equivalentes a las FORMAS D (MANSUY, 1983) con una edad similar a las anteriores y que se podrían considerar como una asociación de las anteriores pudiendo incluso ser hasta la misma especie. También se pueden asimilar a Synsphaeridium sensu TIMOFEEV de amplia distribución (Precámbrico-Paleozóico). Hay dentro de estas formas algunos ejemplares que tienen sus cápsulas soldadas y de menor tamaño y son similares a las formas descritas por TIMOFEEV como Synplassosphaeridium, de edad Rifeense-Cámbrico, sin embargo por sus características, parece más prudente incluirlas en el tipo D.
- Formas con procesos angulosos o giberosos, dando incluso formas aberrantes. Algunos de estos ejemplares se han asimilado en otras Hojas a Eomicrhystridium sp. Aunque también podrían deber su forma al crecimiento de cristales dentro de la vesícula, cosa corriente en microfósiles orgánicos. Formas con procesos giberosos se han citado en las Formaciones KONGSFJØR, en la Península de Varanger, que es una formación flysch turbidítica (VIDAL y SIEDLECKA 1983) con una edad Rifeense superior.

- Baylinella faveolata (SHEPELEVA 1892) VIDAL 1976 con cápsulas superiores a 4 micras y bastante escasas. La abundancia de esta especie ha sido utilizada como indicativa de edad Vendica, en gran parte del mundo, sin embargo se ha observado que pasa al Cámbrico Inferior por lo que su valor bioestratigráfico hay que tomarlo con precaución.

b) Hoja nº 598 (Plasencia) realizada en 1983.

- Lutitas grises con una estratificación en delgadas capas, presenta algo de esquistosidad.

Abundante residuo orgánico entre el que se pueden reconocer esferomorfos cuya pared es negra a pardo-oscuro.

Formas aisladas.

Formas en racimos de varios individuos (Synsphaeridium sp.) SENSU TIMOFEEV.

Posible edad Rifeense medio-Vendiense.

c) Hoja nº 623 (Malpartida de Plasencia) realizada en 1983.

Formas esféricas en racimos (Synsphaeridium sp.)

SENSU TIMOFEEV.

Baylinella faveolata?. SHEPELEVA 1962.

Esferomorfos con pared lisa (Aff. Paleocryptidium cayeuxi) DEFLANDRE, 1955.

Abundantes microfósiles en una asociación muy monótona, seguramente de algas cianofíceas planctónicas, su pared se encuentra normalmente corroída aunque en algunos ejemplares se deduce que generalmente era lisa.

Posible edad Rifeense medio-Vendiense.

d) Hoja nº 621 (Coria) realizada en 1982.

Las capas conglomeráticas presentan una asociación de pistas fósiles producidas por metazoos endobentónicos, representados por:

Torrowangea? sp.

Pistas endógenas sinuosas de morfología irregular.

Pistas endógenas arqueadas de morfología que recuerda al icnogénero Planolites, pero ligeramente diferentes.

Los microfósiles vegetales encontrados son:

Bavlinella faveolata

Protosphaeridium flexosum

Protosphaeridium sp.

Trachisphaeridium levis

Pterospermopsimorpha sp.

Trachisphaeridium sp

Leiosphaeridia sp.

Cianofitas del orden Chroococcales

Esta asociación tiene una edad que va desde el Véndico al Cámbrico. No obstante, la ausencia de acritarcos típicos del Cámbrico y el tipo tan primitivo de pistas fósiles encontradas permiten datar estas capas como VENDIENSE.

e) Hoja nº 650 (Cañaveral) realizada en 1982.

En el corte de visu, las huellas de metazoos sobre el sustrato son escasas y corresponden fundamentalmente a pistas endógenas rectilíneas, de anchura variable y recorrido más o menos paralelo a la estratificación. Geometría no definida.

Los microfósiles vegetales encontrados son:

Eomicristidium sp.

Synisphaeridium sp.

Pterospermopsimorpha sp.

Trachysphaeridium levis

Protosphaeridium flexosum

Las primeras pistas de metazoos comienzan a aparecer en el Rifeense superior, por lo que la edad de las capas no puede ser inferior a este.

Por otra parte, la edad de los microfósiles palinológicos es precámbrica (parte alta del Rifeense medio-Vendiense) por lo que combinando ambos datos podemos datar estas facies como RIFEENSE SUPERIOR-VENDIENSE.

f) Hoja nº 651 (Serradilla) realizada en 1982.

En esta Hoja se han visto dos asociaciones de fósiles. La primera está representada por la muestra 9001 y es:

Synsphaeridium sp.

Pterospermopsimorpha sp.

La distribución de la asociación es Rifeense-Cámbrico, pero la posición geométrica que presentan induce más a considerar como precámbricas las capas que la contienen, que como cámbricas.

La segunda asociación que aparece al norte está representada por acritarcos.

Bavlinella fayeolata

Protosphaeridium flexosum

Pterospermopsimorpha sp.

Lophosphaeridium sp.

Leiosphaeridia sp.

Trachysphaeridium sp.



y por metazoos:

Neonereites? sp.

Esta asociación tiene una distribución para los acritarcos entre el Véndico y el Cámbrico inferior. La abundancia de la especie faveolata y el tipo de icnofósiles existentes apuntan a que deba ser incluida en el VENDIENSE (probablemente superior).

#### 2.2.2.3. Paleoecología

En el aspecto paleoecológico, una gran pobreza de formas y la presencia de cianofíceas, son características en medios turbidíticos marinos. Por lo cual toda la unidad se puede asimilar a un ecosistema de este tipo con las reservas que supone el escaso número de muestras estudiadas y la conservación de los microfósiles debido a las condiciones geológicas regionales.

Las facies de alternancias arenoso-lutíticas debieron depositarse (al menos una parte de ellas) en una cuenca marina parcialmente restringida, ya que el estado de conservación de los acritarcos presentes implica la existencia de un medio reductor con periódicos procesos de decantación rápida.

El habitat pelágico estaría ocupado por comunidades de Algas, mayoritariamente planctónicas, que vivirían dentro de la zona nerítica con una cierta lejanía de la línea litoral y fuera de las zonas de alta energía hidráulica.

El habitat bentónico estaría ocupado por comunidades de metazoos semisésiles que no serían especialmente abundantes pero que serían los responsables de la bioturbación de algunas capas y de la presencia de pelets fecales.

### 2.3. Paleozoico

Se han considerado cuatro zonas de estudio que corresponden, dos de ellas (Sinclinales de Membrío y Cáceres) a relieves paleozoicos individualizados geográficamente y otras dos (Sierra de San Pedro y Sinclinal de Cañaveral) a relieves que forman parte de las terminaciones nordoccidentales de las Sierras de San Pedro y Sierras de Garrapata-Corchuelas, respectivamente, cuya continuación hacia el sur da lugar a los relieves del borde de la zona Centroibérica peninsular (JULIVERT et al 1947) (Figura nº 4).

En la Figura nº 5 se observan gráficamente los tramos con entidad cartográfica a E 1/50.000 (litología, estratificación, fauna, potencia, etc.) de cada una de las zonas elegidas (columna tipo), en las que se han establecido correlaciones estratigráficas que permiten reconstruir, en lo posible, las características sedimentarias de la región.

#### 2.3.1. Características generales de las diferentes unidades cartográficas

### ORDOVICICO

- O<sub>1</sub> Se inicia el Ordovícico, en la Sierra de S. Pedro, con niveles de conglomerados y areniscas rojizas, en clara discordancia sobre los materiales del C.E.G. (Precámbrico superior). Debido a la presencia de frecuentes derrubios de ladera, que dificultan la observación del contacto entre el C.E.G. y la cuarcita armoricana (O<sub>12</sub>), no podemos descartar la existencia de dicho tramo detrítico en otros puntos, aunque de forma lentejonar.
- O<sub>1</sub><sup>C</sup> Corresponde a un tramo de pizarras que intercala niveles de areniscas rojas y cuarcitas blancas. Están presentes en el Sinclinal de Cañaveral (Hojas de Cañaveral, Coria y Torrejoncillo) y su potencia varía de 0 a 100 m.



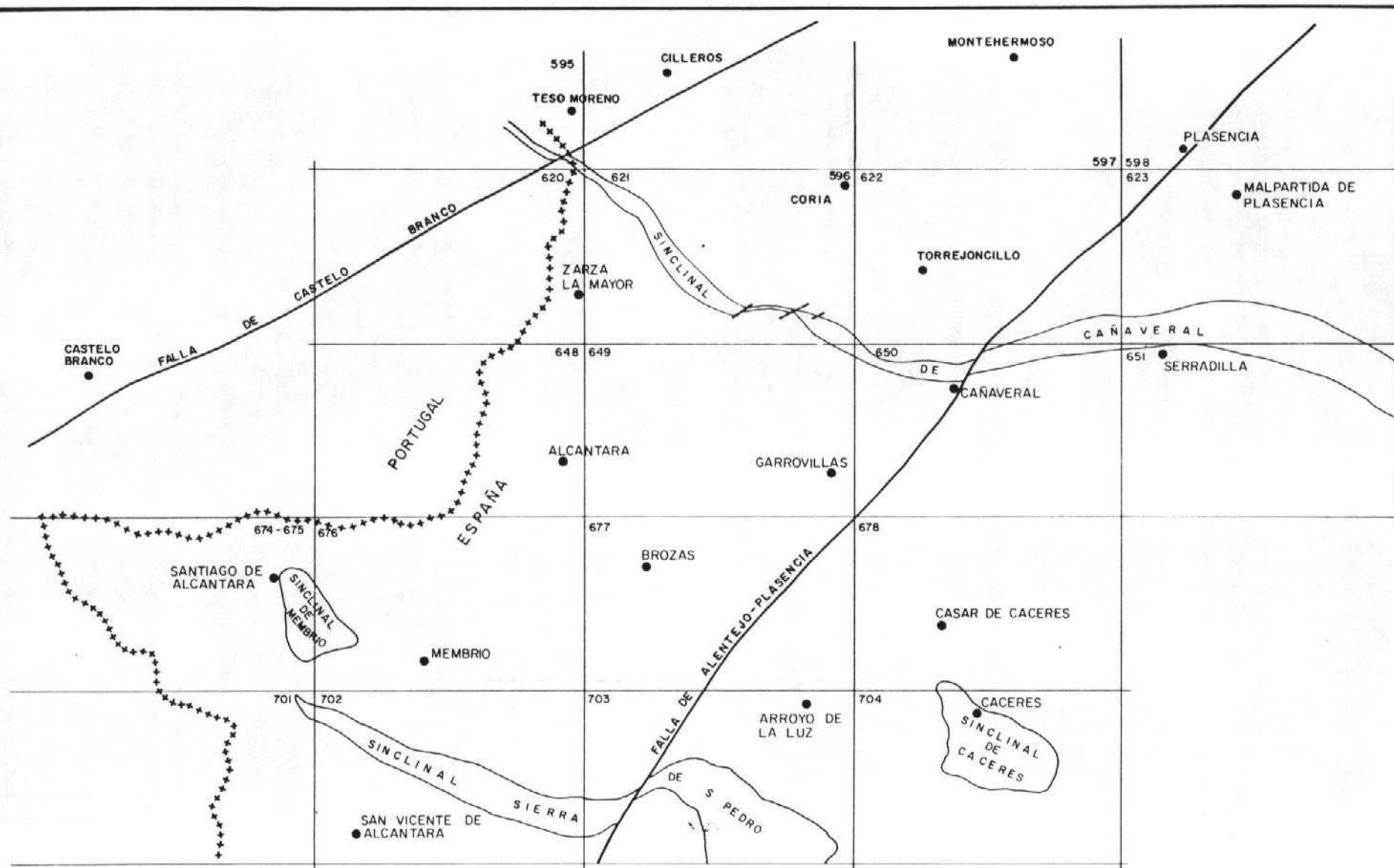


FIGURA nº 4

SITUACION GEOGRAFICA DE LOS SINCLINALES DE MEMBRIÓ, CACERES  
SIERRA DE S. PEDRO Y CAÑAVERAL. (NUMERACION DE HOJAS TOPOGRAFICAS  
ESCALA 1:50.000)

UNIDADES CRONOSTRATIGRAFICAS

CARBONIFERO	INFERIOR	H <sub>1</sub>	
		H <sub>2</sub>	
DEVONICO	SUPERIOR	H <sup>A</sup>	
		D <sub>1-3</sub>	
	INFERIOR	D <sub>1-4</sub>	
		D <sub>1-5</sub>	S-D
		D <sub>1-6</sub>	
SILURICO	SUPERIOR	S <sup>A</sup> -D <sub>1</sub>	S <sup>A</sup> -D <sub>4</sub>
	INFERIOR	S <sub>1</sub> <sup>A</sup>	S <sub>1</sub> <sup>A</sup> -D
ORDOVICICO	SUPERIOR	O <sub>3</sub>	
	MEDIO	O <sub>2-3</sub>	
		O <sub>2</sub>	
	INFERIOR	O <sub>1</sub>	O <sub>1</sub> <sup>f</sup>
PRECAMBRICO	SUPERIOR	PC <sub>2</sub>	

BIOESTRATIGRAFIA

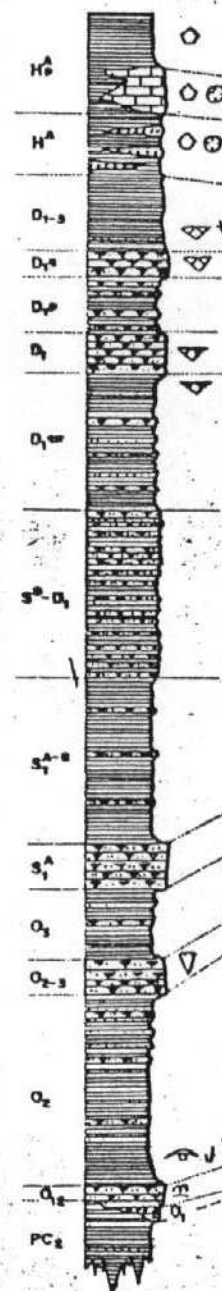
- EQUINIOS
- CRINOIDEOS
- LAMELIBRANQUIOS
- TRILOBITES
- OSTRACOODOS
- BRIOZOOOS
- CONGOONTOOS
- GRAPTOLITES
- CORALES
- ICHNOFOSILES
- BRACIOPODOS

Signos convencionales

- DISCORDANCIA.
- ..... CONTACTO NORMAL.

( m.)  
400  
300  
200  
100  
0

SIERRA DE SAN PEDRO



$0_1^{c9}$  Sobre los materiales  $0_1^c$  se dispone, discordantemente, un tramo conglomerático con cantos deformados según los planos de esquistosidad ( $S_1$ ) que sólo se han localizado en el Alto de la Silleta (Hoja de Cañaveral). Su potencia varía de 0 a 100 m. Este tramo podría ser equivalente al  $0_1$  de la Sierra de San Pedro.

$0_{12}$  Este tramo correspondiente a la cuarcita armoricana del Skidawienense, aparece con una potencia bastante uniforme (del orden de los 35-40 m. de media) en los Sinclinales de la Sierra de S. Pedro, Membrío y Cáceres, no así en el Sinclinal de Cañaveral en donde existen potencias próximas a los 200 m.

$0_2$  En las pizarras con intercalaciones cuarcíticas y areniscosas se aprecian las mayores potencias en la zona más occidental (Sierra de San Pedro y Membrío) con relación a la zona más oriental (Cáceres-Cañaveral) en donde, a su vez, las características litológicas varían al disminuir los niveles detríticos gruesos de tipo cuarcítico-areniscosos con relación a los términos finos más pizarrosos.

Dentro de la serie establecida para el Sinclinal de Membrío, se puede ver (figura 5) que existe un tramo ( $0_{21-22}$ ) formado por cuarcitas y areniscas cuarcíticas, solo representable en esta zona con entidad cartográfica a E 1/50.000.

$0_{2-3}$  La sedimentación de las cuarcitas de este tramo es bastante uniforme en las dos grandes alineaciones (Sierras de S. Pedro y Cañaveral) con potencias que alcanzan los 50-80 m., en tanto que para las dos zonas aisladas de los Sinclinales de Membrío y Cáceres no superan los 15 y 10 m., respectivamente.

$0_3$  Termina el Ordovícico con un tramo fundamentalmente pizarroso que ya no aparece en la zona del Sinclinal de Membrío. Para las otras tres zonas, se puede ver una cierta uniformidad en la potencia de estos depósitos.

## SILURICO

$S_1^A$  Se inicia el Silúrico con un tramo cuarcítico, muy uniforme a escala regional, con potencias que varíen entre 50 y 80 m.

## SILURICO-DEVONICO

Continúa la serie silúrica con unas pizarras negras ampelíticas que tienen una potencia aproximada de unos 100 m. correlacionables en los sinclinales de la Sierra de S. Pedro, Cañaveral y Cáceres aunque en esta última, a nivel cartográfico, se ha incluido en el tramo cuarcítico infrayacente ( $S_1^A$ ).

En el Sinclinal de Cañaveral aparecen las primeras intercalaciones de rocas volcánicas.

El resto de la serie, hasta la base del Carbonífero inferior, se encuentra representado en la Sierra de S. Pedro por siete tramos ( $S_1^{A-B}$ ,  $S^{B-D_1}$ ,  $D_1^{q-p}$ ;  $D_1$ ;  $D_{1p}$ ;  $D_{1q}$  y  $D_{1-3}$ ) con una potencia total de 1.050-1.500 m. en tanto que para el sinclinal de Cáceres sólo aparecen tres ( $S_1^{A-D}$ ;  $S^{B-Dq}$  y  $S^{B-D}$ ) con una potencia del orden de los 390-410 m. A la vista de estas características no ha sido posible realizar una correlación entre ambos sinclinales.

## CARBONIFERO

$H^A$  Se inicia el Carbonífero inferior con un tramo formado por tobas, liditas, calizas y pizarras, para la zona de la Sierra de S. Pedro y pizarras y tuff volcánico, para la de Cáceres. Las potencias varían en los dos sinclinales siendo mayor en el Sinclinal de Cáceres.

H<sub>C</sub><sup>A</sup> El único tramo calcáreo de la serie paleozoica corresponde a unas calizas arrecifales aflorantes en ambos sinclinales (Sierra de S. Pedro y Cáceres). La potencia es muy dispar, ya que para la zona occidental varía de 0 a 175 m. en tanto que la oriental está representada por un tramo bastante uniforme en toda la estructura sinclinal, comprendido entre 40-60 m.

H<sub>P</sub><sup>A</sup> Culmina la serie paleozoica con un tramo de pizarras del Carbonífero inferior que presentan sus mayores potencias en la zona de la sierra de S. Pedro (400 m. aproximadamente) en tanto que en el Sinclinal de Cáceres es del orden de los 60 m.

### 2.3.2. Niveles faunísticos de interés

En la figura nº 4 se ha representado la bioestratigrafía existente en cada tramo, para las distintas zonas de estudio.

A la vista de dichas clasificaciones, ya mencionadas en apartados anteriores, se pueden observar las siguientes características: (de muro a techo).

- Existencia de Icnofósiles en las cuarcitas (O<sub>12</sub>) del Ordovícico inferior, típicos de este tramo en todo el Macizo Hercínico.
- El Llanviniense-Llandeilo aparece muy claro en las cuatro zonas, con dataciones de Trilobites (O<sub>2</sub>).
- Aparición de Moluscos en la Sierra de S. Pedro y Braquiópodos en el Sinclinal de Cañaveral pertenecientes al Ordovícico medio superior, hacia la base de los niveles cuarcíticos (O<sub>2-3</sub>).
- Dataciones de Graptolites del Llandovery en las pizarras negras amfelfíticas en los sinclinales de Cáceres y Cañaveral.



- Presencia de Braquiópodos en diferentes niveles del Devónico inferior ( $D_{1qp}$ ;  $D_1$ ;  $D_{1q}$  y  $D_{1-3}$ ) en la serie establecida para el Sinclinal de la Sierra de S. Pedro.
- El tramo  $D_q$  constituye un buen nivel gufa al aparecer, en zonas, como una lumaquela de Spirifer (Sierra de S. Pedro).
- El último de los tramos cartografiados como Devónico ( $D_{1-3}$ ), presenta en su base fauna característica del Emsiense-Cuviniense, por lo que suponemos que el Devónico Superior esté también representado en dicho tramo.
- En el tramo basal del Carbonífero inferior ( $H^A$ ) de la Sierra de S. Pedro, se han clasificado: Crinoides, Corales y Braquiópodos.
- Para el tramo calcáreo ( $H^C$ ) de la Sierra de S. Pedro aparecen: Crinoides, Corales y Braquiópodos, en tanto que para el Sinclinal de Cáceres se han clasificado: Conodontos, Equinidos, Crinoides y Lamelibránquios.
- Finalmente en el techo de la formación ( $H_p^A$ ) y en ambas zonas, aparecen en niveles calcáreos restos de crinoides.

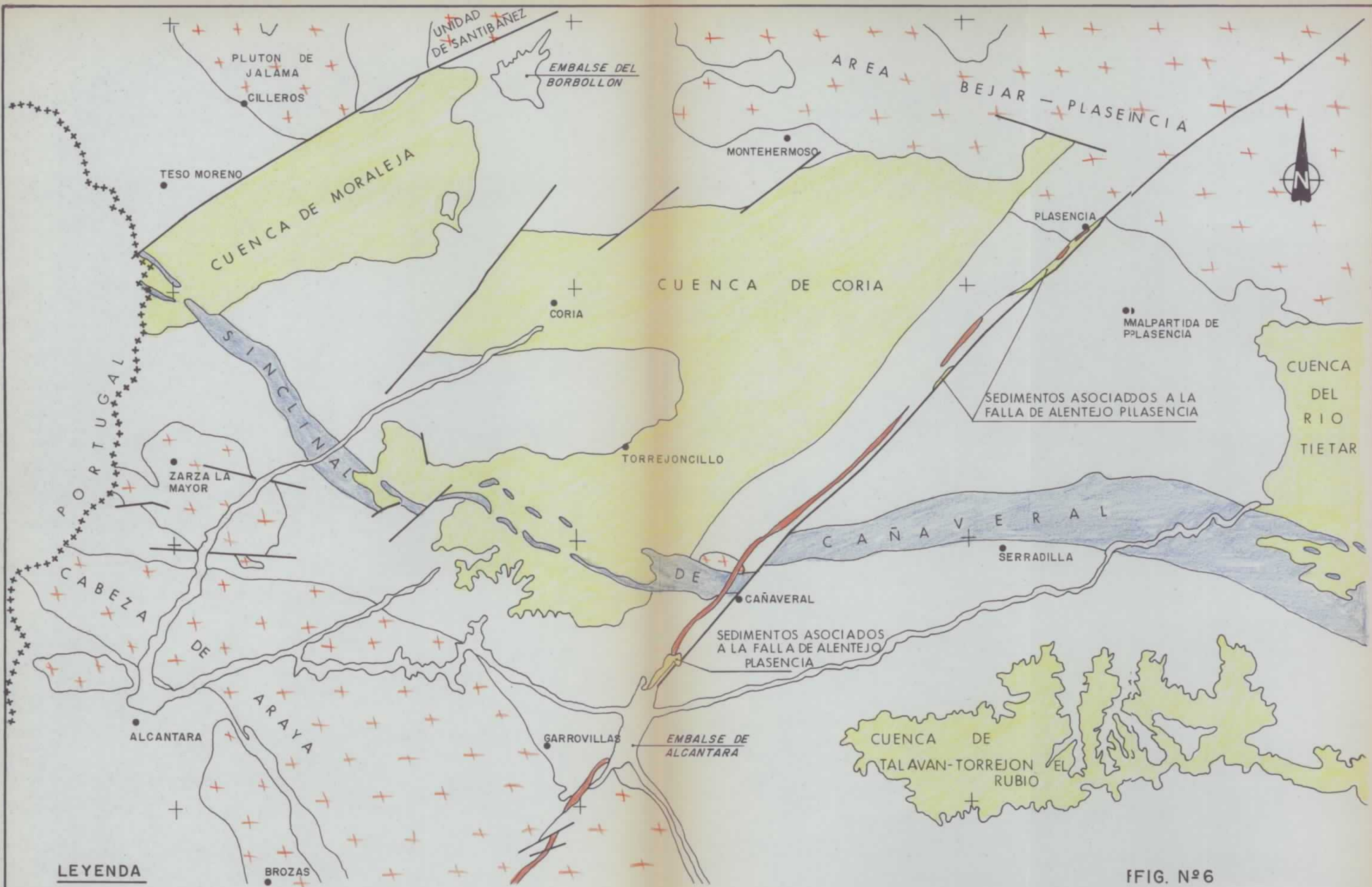
## 2.4. Terciario

Se exponen a continuación las características generales de las diferentes cuencas neógenas situadas en la zona noroccidental de la provincia de Cáceres cuya distribución geográfica queda reflejada en la figura nº 6.






### 2.4.1. Cuenca de Moraleja

Se trata de una cuenca caracterizada por un claro control estructural, que se extiende desde las proximidades del paraje de Solana de la Muerta, al Sur del Castillo de las Moreras, dentro de la hoja Zarza la Mayor, hasta las proximidades de la localidad de Moraleja, según una franja de orientación SW-NE, de 2,5-3,5 km. de anchura y unos 12 km. de longitud (Figura nº 7).





# LEYENDA

- |  |   |
|--|---|
|  Terciario.       |  Rocas ígneas.               |
|  Paleozoico.      |  Dique ALENTEJO - PLASENCIA. |
|  Precámbrico sup. |   |

0 5 10 15 Km.  
ESCALA GRAFICA

FIG. Nº 6

ESQUEMA DE: SITUACION DE LAS  
DIFERENTES CUENCAS NEOGENAS  
EN LA ZONA N.O. DE LA PROVINCIA  
DE CACERES

# ESQUEMA GENERAL DE LA CUENCA NEOGENA DE MORALEJA Y SUS DIFERENTES SECTORES

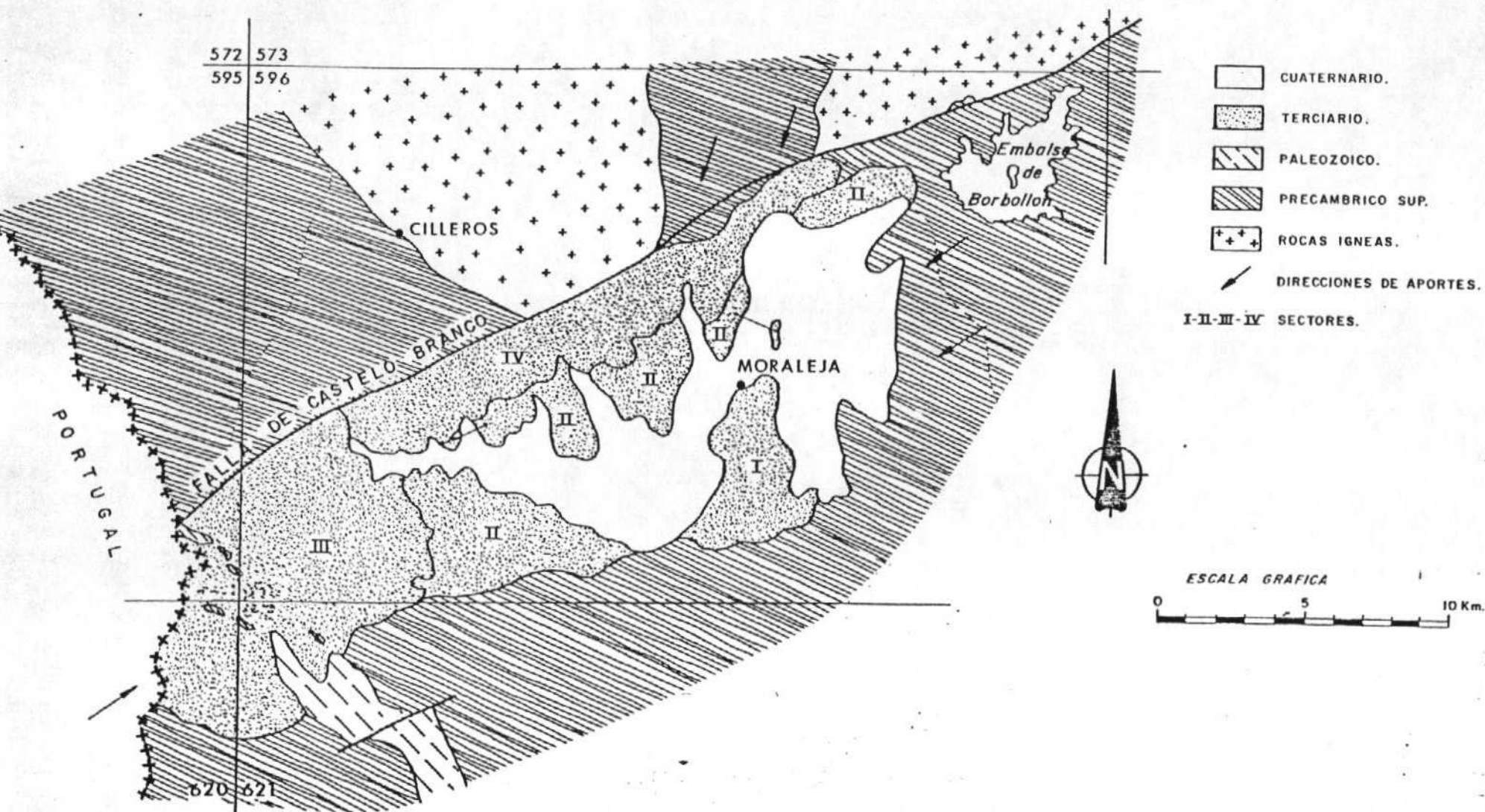


Fig. nº 7



Las características litológicas de los distintos sectores es la siguiente:

Sector I:	arcillas, limos y arenas micáceas.
Sector II:	arcosas y arcillas.
Sector III:	arenas, arcillas y conglomerados cuarcíticos.
Sector IV:	arcillas, arenas y conglomerados.

#### 2.4.2. Cuenca de Coria

Al igual que la cuenca de Moraleja, la cuenca de Coria presenta también un claro control estructural según dos direcciones preferentes, una próxima a E-W y otra NE-SW (N 50° E).









Esta cuenca, que se extiende desde las proximidades de la Sierra de Cañaveral, por el sur, dentro de la hoja de Garrovillas, hasta las proximidades de Oliva de Plasencia, dentro de la Hoja de Plasencia, al Norte, presenta una serie de sectores claramente diferenciados, sin embargo, sus límites son, en muchos casos, poco claros a tenor de los datos disponibles actualmente, ya que más del 50% de la superficie de la cuenca queda fuera de la zona por nosotros estudiada.

Los sectores que se pueden diferenciar en esta cuenca y sus características son los siguientes (su ubicación queda gráficamente expresada en la Figura nº 8):

Sector I: Corresponde a una facies de borde. Se distinguen dos litologías diferentes: conglomerados y fangos procedentes del C.E.G. y conglomerados cuarcíticos, y arcillas y arenas, procedentes de los relieves paleozoicos situados al Sur.

Sector II: Caracterizado litológicamente por arcosas, niveles de conglomerados y arcillas de posible procedencia SW (batolito de Cabeza de Araya). Este sector se ubica al N y S. de la Sierra de Cañaveral.

# ESQUEMA GENERAL DE LA CUENCA NEOGENA DE CORIA Y SUS DIFERENTES SECTORES

-  CUATERNARIO.
-  Terciario (Cuenca de Coria).
-  Paleozoico.
-  Precámbrico sup.
-  Rocas ígneas.
-  Dique Alentejo-Plasencia.
-  Límite supuesto entre sectores.
-  Dirección de aportes.

ESCALA GRAFICA  
0 5 10 Km.



I-II-III-IV-V SECTORES

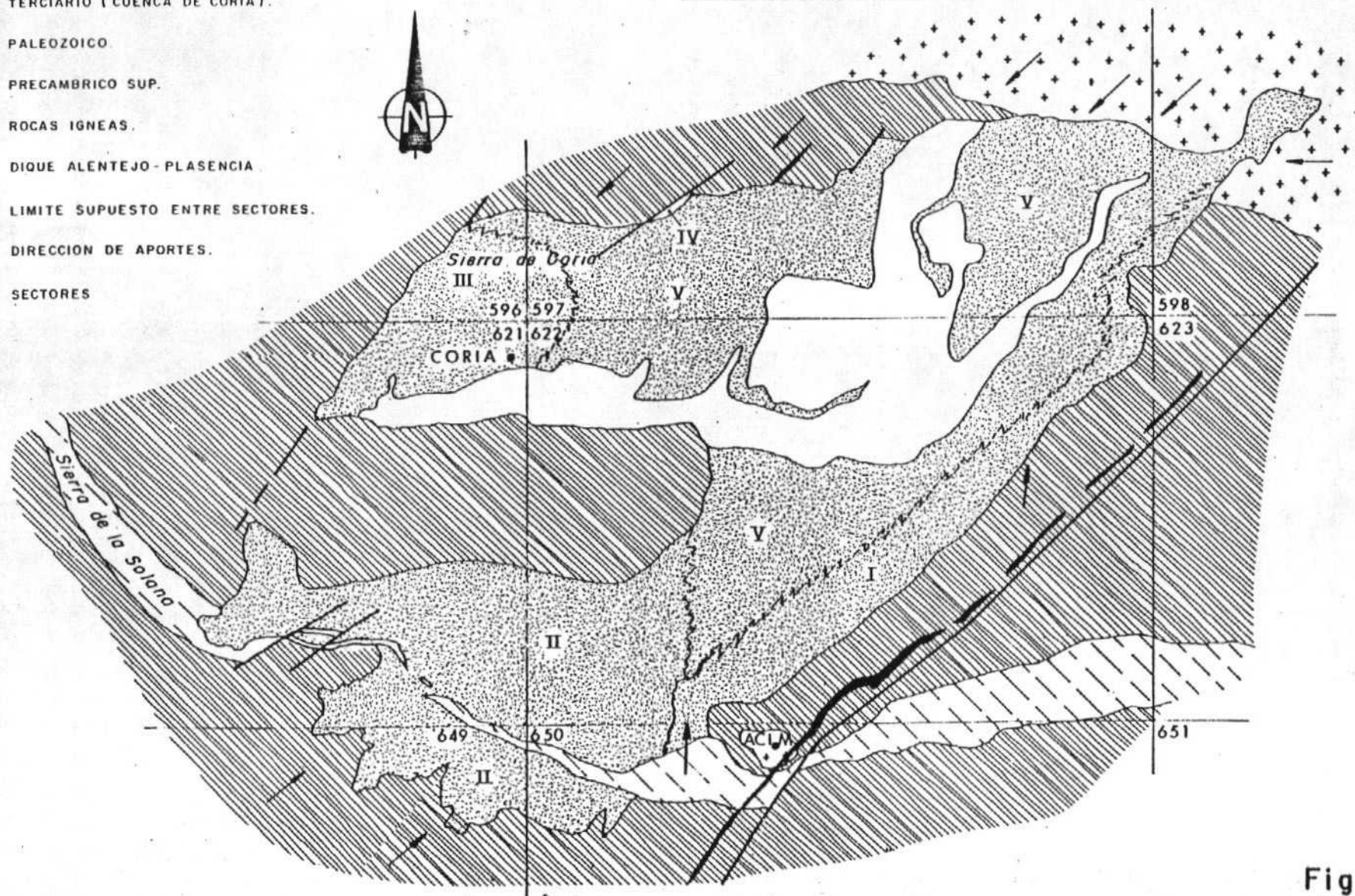


Fig. nº 8

Sector III: Ocupa una superficie de unos 50 km<sup>2</sup> de forma casi rectangular en cuyo centro se encuentra la localidad de Coria. Litológicamente se distinguen en general tres tipos de facies: arenas fangosas y fangos, arenas blanco amarillentas micáceas y limos, arcillas y arenas de grano fino. Este sector puede corresponder a una evolución del sector V.

Sector IV: Litológicamente constituido por conglomerados y arenas y localizado al norte del Sector IV. Correspondería a una facies de borde de cuenca, análoga a la del sector I, de escasa continuidad lateral.

Sector V: Eminentemente arcósico con procedencia del NE y con esporádicos cantos procedentes del C.E.G. y del granito.

#### 2.4.3. Cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio

Se localiza al Sur de la Sierra de las Corchuelas, extendiéndose preferentemente por la zona centro y sur de la Hoja de Serradilla y porlongándose por el Oeste hasta la localidad de Talaván, por el Sur hasta la de Monroy (Figura 6) y por el Este hasta Jaraicejo.

Se diferencian, al menos zonalmente en esta cuenca, dos unidades cartográficas con litologías bien definidas: una inferior arcillosa, discordante sobre el Complejo Esquisto Grauváquico y de carácter discontinuo, y otra superior, que se extiende por toda la cuenca, formada por arenas feldespáticas y gravas.

#### 2.4.4. Cuenca del Río Tietar

Fosiliza los niveles paleozoicos situados al NE de la Hoja de Serradilla y se prolonga hacia el NE hasta la Sierra de Gredos. Su litología dominante son arenas arcósicas y subarcósicas de grano grueso de tonos blanquecinos, procedentes de las masas

graníticas situadas al N. y NE (Figura 6). Son frecuentes los niveles arenosos endurecidos y esporadicamente se individualiza algún nivel lenticular conglomerático de composición más cuarcítica.

#### 2.4.5. Sedimentos asociados a la falla de Plasencia

En este caso no se puede hablar en realidad de una única cuenca ya que en el área estudiada al menos se localizan dos zonas independientes: una al Sur, dentro de la Hoja de Cañaveral y otra al Norte, en las Hojas de Torrejoncillo, Malpartida de Plasencia y Plasencia. En ambos casos su génesis está ligada al importante accidente tectónico Alentejo-Plasencia (Figura nº 6).

##### a) Zona Sur:

A pesar de la poca extensión superficial de los afloramientos adosados a la falla y al dique, los aportes y su distribución es bastante compleja, con procedencia del Sur, (Granito de cabeza de Araya) de la Sierra de Cañaveral, al Norte, del C.E.G. circundante e incluso de las diabasas del dique.

Su litología se caracteriza por formar coladas de arenas arcósicas, fangos arenosos y conglomerados que se disponen dando geometrías fundamentalmente tabulares que, por lo general, presentan una inclinación de 10-15º hacia el Sur.

##### b) Zona Norte:

En este área existe un pequeño afloramiento situado al Sur de la localidad de Plasencia y que se prolonga a unos 2 km. por la Hoja de Malpartida de Plasencia y otro en el P.K. 144 de la C.N. 630 de la Hoja de Torrejoncillo.



Litológicamente se caracterizan estos depósitos por estar formados por arcillas más o menos rojizas, arenas, arenas arcillosas y niveles de conglomerados formados por cantos poco o nada cementados, angulosos y con características lenticulares. Estructuralmente presentan una ligera inclinación hacia el N-NE (5-10°) y su deposición debe relacionarse con movimientos tardíos de la falla de Plasencia.

Por lo que se refiere a la edad de esta unidad el único dato faunístico es el descubrimiento en la base en las proximidades de Plasencia (HERNANDEZ PACHECO, F. 1.960, ROSO DE LUNA, I. y HERNANDEZ PACHECO, F. 1.960, Hoja a E 1:50.000, VILLAR DEL REY, nº 751, 1ª Edición) de restos óseos y dentarios de un rinoceronte primitivo Hispanotherium matritense, que indica una edad Aragoniense medio (NM4-5) semejante a la de los yacimientos de San Isidro, Puente de Toledo, La hidroeléctrica, Moratines y O'Donell, de la Cuenca de Madrid (ALBERDI et al. 1.981 a y b, y 1.983) y al de Torrijos en la Cuenca del Tajo occidental (AGUIRRE et al. 1.982).

La potencia máxima de esta unidad no debe sobrepasar los 100 m., aunque las malas condiciones de observación y la ausencia de datos de sondeos hace que cualquier estimación pueda ser errónea.

#### 2.4.6. Laboratorio

En este apartado se incluyen los resultados más significativos de las muestras tomadas en las cuencas de Moraleja y Coria. Se comentan las técnicas utilizadas para la realización de los distintos ensayos y se incluyen cuadros que permiten comparar los resultados en ambas cuencas.

También hemos creído oportuno incluir los ensayos pertenecientes a las Hojas nº 620 y 621, Zarza la Mayor y Coria, que quedan dentro en estas cuencas.

#### 2.4.6.1. Rayos X

La mineralogía global se ha determinado a partir de difractogramas de polvo, rodados en las siguientes condiciones: radiación Cu K ; filtrada con Niquel, velocidad de exploración, 2º por minuto, constante de tiempo, 1 e intervalo de exploración de 2º a 60º. Las muestras han sido secadas a temperatura ambiente.

La mineralogía de las arcillas se ha determinado a partir de difractogramas obtenidos sobre agregados orientados preparados con la fracción menor de 20 micras. Las condiciones de trabajo han sido las mismas que las expuestas anteriormente para el difractograma de polvo, y sobre los agregados orientados se han realizado los siguientes tratamientos específicos.

- a) Saturación con etilen-glicol para confirmar la presencia de minerales hinchables.
- b) Tratamiento térmico a 550º durante dos horas para confirmar la presencia de clorita.

La estimación semicuantitativa se ha realizado sobre el polvo total para determinar la proporción total de filosilicatos con relación a otros materiales frecuentes en las muestras, y sobre el agregado orientado tratado con etilen-glicol para cuantificar los componentes minerales dentro del conjunto de los filosilicatos.

En todos los casos se ha tomado como referencia el cuarzo y la caolinita, siguiendo el método de los poderes reflectantes.

Los resultados obtenidos quedan reflejados en los cuadros nº 1, 2, 3, 4 y 5.

# RAYOS X

HOJA Nº 9-25/620 ZARZA LA MAYOR

MUESTRA Nº	9.101	9.102	9.103
Recolector	CC	CC	CC
Cuarzo	30%	40%	50%
Filosilicatos	70%	60%	40%
Feldespatos			10%
Illita	40%		40%
Caolinita		100%	95%
Palygorkita	10%		
Esmectitas	35%		25%
Vermiculita	15%		
Clorita			10%

CUENCA DE MORALEJA

CUADRO Nº 1

HOJA Nº 10.24/596 CILLEROS

Muestra Nº	9.210	9.211	9.214	9.215	9.216	9.218	9.224	9.240
Recolector	LB	LB	LB	LB	LB	LB	LB	LB
Cuarzo	10%	15%	15%	20%	20%	10%	10%	15%
Filosilicatos	85%	85%	85%	80%	80%	85%	90%	85%
Feldespatos	5%	Ind.				5%	Ind.	
Illita	40%	45%	30%	60%	35%	15%	40%	10%
Esmectita	35%	20%	40%	15%	45%	80%	50%	90%
Caolinita	5%	10%	5%	Ind.		5%	10%	Ind.
Clorita	20%	25%	20%	20%	20%	20%		
Interestratificado clorita-esmectita			5%					

CUENCA DE MORAJELA

CUADRO Nº 2

HOJA Nº 11-24/597 MONTEHERMOSO

Muestra Nº	9.880	9.881	9.882	9.886
Recolector	DM	DM	DM	DM
Cuarzo	30%	30%	45%	20%
Filosilicatos	65%	65%	45%	50%
Feldespatos	5%	5%	10%	
Dolomita				30%
Illita	25%	25%	40%	25%
Esmectita	50%	65%	40%	45%
Caolinita			20%	
Clorita	20%			30%
Interestratificado				
Clorita-esmectita	5%	10%		

CUENCA DE CORIA  
CUADRO Nº 3

# RAYOS X

HOJA Nº 10-25 CORIA

MUESTRA Nº	9.101	9.102
Recolector	CC	CC
Cuarzo	15%	30%
Filosilicatos	75%	45%
Dolomita	5%	
Feldespato	5%	25%
Illita	30%	20%
Caolinita	5%	
Clorita	15%	
Esmectita	50%	15%
Clorita-moscovita		65%

CUENCA DE CORIA

CUADRO Nº 4



HOJA Nº 11.25/622 TORREJONCILLO

MUESTRA Nº	9.062	9.064	9.436	9.438	9.461	9.462	9.466	9.468	9.475	9.476
Recolector	DM	DM	LB	LB	LB	LB	LB	LB	LB	LB
Cuarzo	10%	20%	25%	20%	25%	30%	15%	25%	25%	10%
Filosilicatos	85%	80%	65%	80%	75%	65%	80%	70%	65%	90%
Feldespatos	5%	Ind.	10%			5%	5%	5%	10%	Ind.
Illita	10%	15%	35%	30%	10%	30%	75%	85%	20%	30%
Esmectita	90%	85%	55%	60%	65%	60%			50%	45%
Caolinita		Ind.	5%	10%	Ind.	Ind.		5%	Ind.	Ind.
Clorita			5%	Ind.	25%	10%	5%		25%	25%
Interestratificado clorita-esmectita							20%	10%	5%	

CUENCA DE CORIA

CUADRO Nº 5

#### 2.4.6.2. Minerales pesados

En su tratamiento se ha partido de 100 gramos de muestra seca, lavando la arena con pirofosfato monosódico al 10% aproximadamente para favorecer la dispersión de las arcillas, y posteriormente atacando la fracción arena con solución de ácido oxálico 10% en presencia de aluminio y en caliente

Tras el tamizado se ha utilizado la fracción comprendida entre 0,25 y 0,062 mm para separación con bromoformo. No se han establecido los pesos de las fracciones densas ya que la gran cantidad de micas y su parcial flotación en bromoformo introduciría datos muy poco fiables.

El conteo se ha referido a las fracciones densas montadas en portas, excluyendo de los % los minerales opacos, las micas y los carbonatos y sulfatos.

Por la naturaleza de las muestras se ha considerado el conjunto de opacos naturales formado por ilmenita, ilmenotitanita y magnetita en un solo bloque como ilmenita, ya que su reconocimiento por separado requiere técnicas específicas. Las micas se han clasificado igualmente en micas blancas como moscovita y todas las biotitas, micas decoloradas y verdes salvo absoluta seguridad, se han incluido en la casilla de biotita.

Son frecuentes los minerales alterados, entre los que se encuentran apatito y granate, los porcentajes de estos minerales reflejan solo los identificados ópticamente, indicándose en la casilla de observaciones la existencia y abundancia relativa de estos minerales cuando se presentan alterados.

Posiblemente existen además, entre los opacos algunos granos de wolframita y casiterita, de difícil identificación salvo por test químico, y entre los transparentes tasas de scheelita en algunas muestras.

Finalmente los minerales de  $TiO_2$  (rutilo, anatasa, titanita, broquita) son con frecuencia más abundantes que lo que expresa su porcentaje como transparentes, en función de la alteración que tiende a transformarlos en leucóxeno o de la propia coloración de los granos.

Los porcentajes se han establecido básicamente sobre los correspondientes potis pero se ha tenido en cuenta en lo posible las modificaciones que por la observación en lupa binocular de los anteriormente citados minerales de  $TiO_2$  era conveniente introducir en los resultados obtenidos por transparencia en microscopio.

Los conteos mineralógicos observados indican la procedencia de las arenas de un área fuerte compuesta por un granito con su aureola metamórfica, en la que el mineral característico, la andalucita (a veces en porcentajes altos) hace pensar en un metamorfismo de contacto.

Las elevadas cantidades de anatasa y otros minerales de  $TiO_2$  podrían relacionarse con filones en el área fuerte (Cuadros nº 6, 7, 8 y 9).

#### 2.4.6.3. Minerales ligeros

El estudio se ha realizado sobre fracciones de arena superiores a 0,25 mm, ya que en granulometrías inferiores el FH utilizado para atacar diferencialmente el cuarzo y feldespatos destruye con enorme facilidad los granos sueltos de estos últimos.

Las fracciones se montan sobre portas y tras ser expuestas a vapores de FH se tiñen sucesivamente con solución de cobaltinitrito potásico, que colorea de amarillo los feldespatos potásicos y con rodizonato potásico, tras inmersión de la preparación en una solución de  $Cl_2Ba$ , quedando las plagioclasas coloreadas en rosa.

Localidad \_\_\_\_\_

Observador \_\_\_\_\_

Fecha \_\_\_\_\_

PORCENTAJE DE MINERALES PESADOS TRANSPARENTES ENTRE SI

Laboratorio de Estratigrafía.—Trabajo de:

Muestra \_\_\_\_\_

Localidad \_\_\_\_\_

Edad \_\_\_\_\_

Observador \_\_\_\_\_

Fecha \_\_\_\_\_

## MINERALES PESADOS

MUESTRAS	Opacos naturales.	Opacos de alteración .....	PORCENTAJE DE MINERALES PESADOS TRANSPARENTES ENTRE SI																			Observaciones	
			Turmalina	Circón ....	Granate ...	Rutilo .....	Anatasa ...	Broquita...	Ytania....	Esaurolita	Distena....	Andalucita	Silimanita	Epidota....	Anfibol...	Piroxenos	Micas .....	Clorita y ... Muchas vetas	Carbonatos	Sulfatos ...	Apatita....		Monacita
9.881	Tr	Tr	42	22	1	14	19	7			Tr	1								4	1		C. CORIA
9.882	F	A	59	7		3	2	5			24					AF					Tr		"
9.884	A	A	52	2		4	11	6	2		21	2				AA							"
9.885	E		47	2	4				2		40	3				AA					Tr		"
9.886		A	+			+	+				+	+				Tr							"
9.887	E	A	34	15	1	14	27	4	3		2					EA							"
9.888	F	A	7	10		1		1				1				EA				78			"
9.892	A	E	38	10	3	10	6	1	Tr		Tr	32				AE				1			"
9.893	A		20	31	4	8	16	2	2		Tr	20	Tr							2	Tr	Tr	"
9.895	F	E	+	+		+	+				+					EA							"
9.896	A	F	8	2	2	2	1				3					EE				73	3		"
9.897	A	F	20	12	5	5	17	Tr			10					E				29	2		"
9.898	E		+	+			+				+	+				AA				+			"
9.899	A	F	38	8	6	6	10				24	2	1							3	2		"
9.900	E	E	+	+		+	+				+	+				AA		+					"
9.901	F	A	17	8	2	Tr	2				6									64			"
9.907	A	A	60	5	3	5	4				27					AF							"
9.912	A	A	13	7	6	3	2	1			4	2				AA	F		E	62			"

Laboratorio de Estratigrafía.—Trabajo de: \_\_\_\_\_



Edad .....

Observador \_\_\_\_\_

Fecha \_\_\_\_\_

## MINERALES PESADOS

[illegible]

Laboratorio de Estratigrafía.—Trabajo de:\_\_\_\_\_

Muestra.....

Edad.....

Localidad.....

Observador.....

Fecha.....

## MINERALES PESADOS

MUESTRAS	Opacos naturales	Opacos de alteración .....	PORCENTAJE DE MINERALES PESADOS TRANSPARENTES ENTRE SI																				Observaciones
			Turmalina	Circón ....	Granate ...	Rutilo .....	Anatasa ...	Broquita...	Ytania...	Estaurolita	Distena....	Andalucita	Silimanita	Epidote....	Antiboles	Piroxenos	Micas .....	Clorita y ...	Carbonatos	Sulfatos ...	Apatita....	Monacita	
9.436	E	E	27	12	6	13	10	3	2		Tr	12				AA				15			C. CORIA
9.437	A		+	+					+			+	+			AA							"
9.438	E		+	+	+	+	+		+			+				AA				+			"
9.439	F	A	23	40	3	5	16	3				2	7	1		Tr							"
9.440	A	A	35	10	2	7	4	1		1		22	14			EE				4		Tr	"
9.443	E	A	76	6	2	6	2					8				EE							"
9.461	F	A	8	17	2	4	2					7				FA				59			"
9.462	F	A	+	+	+	+	+					+				AF							"
9.464	A	E	42	16	7	2	3	5				23		1		AA				1	Tr		"
9.465	A	F	75	1	5	3	2		1			11				AA							"
9.466	A	A	57	16	10	4	5	2				3									3		"
9.468	A	A	43	10	3	8	3	1	1			15	14	Tr	Tr							2	"
9.469	A		51	35	1	1	1	1				10				Tr							"
9.470	E		+	+	+											FA				+			"
9.061	E	E	11		4	1						10	1	1		AA				72			"
9.062	A	A	60	11		8	12		1	1		4		1							2		"
9.063	F	E	+	+	+	+				Tr		+	+	Tr		AA			A	+			"
9.064	A	A	44	10		11	22	3	2			8	Tr	Tr							Tr		"

Laboratorio de Estratigrafía.—Trabajo de:.....

Los porcentajes se han estimado a la lupa.

El metodo presenta como inconveniente la fiabilidad parcial de estas tinciones y en particular la de la plagioclasa, aunque esta dificultad ha sido reconocida también en otros sistemas de tinción más sofisticados.

En el caso de las muestras recibidas, el grado de alteración de los feldespatos dificulta enormemente las tinciones produciendo interferencias entre los reactivos empleados, por lo que consideramos más fiable la evaluación total de los feldespatos que los porcentajes relativos de feldespatos potásicos y de plagioclasa ya que incluso se ha procedido a un pulido parcial de los granos montados sobre su porta, sin que los resultados hayan mejorado sensiblemente.

En razón de granulometría finas y/o alteración intensa, algunas muestras no se han podido realizar.

#### Observaciones a los contajes

El alto grado de alteración de los feldespatos y plagioclasas ha determinado que el ataque previo con FH, usual como paso previo a las tinciones selectivas de estos minerales destruyera casi totalmente los granos.

Se han realizado siempre que ha sido posible tres preparaciones, una con granos debastados y que se han teñido por ataque con vapores de FH (técnica habitual), otra semejante teñida sin ataque previo y finalmente otra en grano sin debastar y sin ataque previo. Los porcentajes obtenidos son promedio de las tres láminas.

Debe destacarse que en conjunto y para casi la totalidad de las muestras el porcentaje de feldespatos (feldespatos potásicos+plagioclasas) es bastante semejante en las distintas preparaciones de una misma muestra.

En el detalle, las plagioclasas pueden variar más, en función de su grado de alteración y debido a que muchas veces que se presentan asociadas en el mismo grano a cuarzo e incluso feldespato potásico. La tinción empleada además se fija sobre costes de alteración de micas y otros minerales que resultan imposible de separar de los ligeros, por lo que consideramos más fiables las apreciaciones en lámina con grano sin desbastar, en la que la morfología del grano aunque la tinción no sea neta permite una mejor identificación (Cuadro nº 10).

MINERALES LIGEROS

	Nº de Hoja	Rec.	Nº de muestra	Cuarzo	Feld.tot.	Feld.K	Plagloc.
CILLEROS	10-24	LB	9.209	84	16	13	3
"	"	"	9.213	86	14	11	3
"	"	"	9.217	91	9	4	5
"	"	"	9.218	100	0	0	Tr.
"	"	"	9.241	89	11	10	1
MONTEHERMOSO	11-24	DM	9.881	86	14	4	10
"	"	"	9.882	76	24	20	4
"	"	"	9.884	81	19	14	5
"	"	"	9.885	83	17	10	7
"	"	"	9.887	96	4	4	Tr.
"	"	"	9.888	90	10	9	1
"	"	"	9.892	91	9	7	2
"	"	"	9.893	77	23	18	5
"	"	"	9.895	88	12	11	1
"	"	"	9.896	88	12	6	6
"	"	"	9.897	78	22	20	2
"	"	"	9.898	88	12	9	3
"	"	"	9.899	90	10	6	4
"	"	"	9.900	88	12	10	2
"	"	"	9.901	84	16	14	2
"	"	"	9.907	86	14	10	4
"	"	"	9.912	79	21	19	2
TORREJONCILLO	11-25	DM	9.061	84	16	10	6
"	"	"	9.062	87	13	10	3
"	"	"	9.063	77	23	18	5
"	"	"	9.064	94	6	4	2
"	"	"	9.436	74	26	22	4
"	"	"	9.437	71	29	25	4
"	"	"	9.438	88	12	10	2
"	"	"	9.461	75	25	15	10
"	"	"	9.462	88	12	8	4
"	"	"	9.464	87	13	10	3
"	"	"	9.465	83	17	14	3
"	"	"	9.469	86	14	10	4
"	"	"	9.470	80	20	16	4



### 3. HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Precámbrico superior tiene lugar la sedimentación de los materiales más antiguos que se depositaron sobre una corteza silícea erosionada e inmediatamente después de una fase distensiva (VEGAS et al 1977). Esta serie correspondería al denominado Complejo Esquisto Grauváquico.

Estos depósitos se acumulan de una forma continua dentro de un ambiente marino profundo caracterizado por la existencia de secuencias turbidíticas que se pueden relacionar con aparatos de sedimentación de abanicos aluviales, como se pone de manifiesto en la existencia de niveles microconglomeráticos y cuarcíticos.

Sobre el C.E.G. se habría depositado una serie detrítica de edad Cámbrico inf-med. no presente en la zona por efecto de la fase Sárdica, y que tiene su representación más próxima hacia el N. de la Peña de Francia, al E. en el Sinclinal de Guadarranque y al S. en las proximidades de Albuquerque.

Esta fase Sárdica se produce después del Cámbrico medio y daría lugar a suaves pliegues de dirección NE-SO, al mismo tiempo que va acompañada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO et al (1976) la discordancia Sárdica debe ser al menos anterior al Tremadoc inferior.

El comienzo de la sedimentación ordovícica se caracteriza por la aparición de depósitos propios de una plataforma marina somera detrítica formada por cuarcitas, areniscas y pizarras en donde son abundantes los niveles bioturbados y las pistas orgánicas. Le sigue una discordancia intraordovícica, ya mencionada por LOTZE (1969), que se puede observar en diversos puntos de la Sierra (Hojas nº 10-25, 11-25 y 11-26) (Coria, Torrejoncillo y Cañaveral respectivamente).

Sobre ellos se deposita una serie conglomerática de carácter aluvial que implica una importante regresión, emersión y laguna que solo aparece en el Alto de la Silleta (hoja nº 11-26 Cañaveral), y que podrían tener su equivalencia en los niveles conglomeráticos rojizos existentes en algunos puntos del flanco Sur del Sinclinal de la Sierra de S. Pedro (Hoja nº 10-28 Arroyo de la Luz) MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1980).

La transgresión marina posterior afecta ya a toda el área. El resto de los materiales que constituye el conjunto del Ordovícico, formado por cuarcitas, areniscas y pizarras, se caracteriza por su depósito de forma continua en un medio de plataforma marina somera relativamente estable. Hacia el Ordovícico superior la plataforma se inestabiliza cambiando también el carácter de los depósitos, estando sometida también a la acción de corrientes constantes y aumentando la pendiente.

La sedimentación del Silúrico se inicia con la aparición de cuarcitas originada en una plataforma somera con aportes detríticos groseros, a partir de la cual se registra una tranquilidad relativa de la cuenca depositándose fundamentalmente pizarras. Es en esta última época cuando tiene lugar un volcanismo que interestratifica materiales tuffíticos (Hojas nº 12-25 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla respectivamente).

En las sierras situadas al sur la serie detrítica continúa en el Silúrico superior y Devónico, en donde se ponen de manifiesto diversas variaciones en la profundidad que originan los distintos tramos pizarrosos y/o cuarcíticos. Es en estos términos donde se encuentran mejor desarrolladas las estructuras sedimentarias, tanto orgánicas como inorgánicas.

La diferencia de potencias observadas entre las zonas de Cáceres y la Sierra de S. Pedro, hace pensar en el levantamiento de la cuenca que conllevaría la no deposición de materiales, o bien que arrasaría gran parte de los sedimentos devónicos, que sí están presentes en el Sinclinal de la Sierra de S. Pedro. Ahora bien, esta supuesta fase erosiva no se ha detectado en ninguno de los cortes realizados.

Hacia el techo de la serie devónica aparecen intercalaciones de rocas subvolcánicas que van a tener su gran desarrollo durante el Carbonífero inferior (Tournaisiense) con la presencia de tobas, coladas y diques (zonas de la Sierra de S. Pedro y Cáceres) que aparecen interestratificadas con sedimentos detríticos que intercalan a su vez, depósitos calcáreos.

Seguidamente la cuenca sufre una importante disminución en la profundidad, depositándose calizas con fauna de Crinoideos en un ambiente arrecifal. A continuación la cuenca vuelve a adquirir mayores profundidades, dando lugar a depósitos pizarrosos de características distales.

Todos estos materiales paleozoicos, hasta el Carbonífero inferior, y anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica que en sucesivas etapas produce micro y macro estructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa se produce un metamorfismo regional de diferente intensidad según las zonas, aunque en general de bajo grado.

Con posterioridad, y antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, tiene lugar la intrusión de los batolitos de Cabeza de Araya, Acim y Zarza la Mayor, que produce un metamorfismo de contacto que afecta tanto a los materiales anteordovícicos como a la serie paleozoica, hasta el Carbonífero inferior (Sinclinal de Cáceres).

En la zona NE se intruyen las masas graníticas del área Bejar-Plasencia, que produce un metamorfismo de contacto que no es claramente separable del metamorfismo regional y en la zona N-NO las rocas plutónicas de la Unidad de Santibañez y Plutón de Jalama.

La relación entre las diversas deformaciones y el metamorfismo y las intrusiones graníticas del área Bejar-Plasencia pueden sintetizarse de la siguiente forma:

- Durante la primera fase hercínica (Fase I) se desarrolla una esquistosidad de flujo ( $S_1$ ) con crecimiento de clorita, moscovita y biotita en dominios de bajo grado metamórfico.
- Interfase I.- Fase tardía principal: crecimiento de biotita, moscovita, andalucita y cordierita (?) en zonas de grado intermedio y de sillimanita en zonas de alto grado. Comienzo del desplazamiento de las isogradas. Comienzo de la anatexia. Transformación de andalucita en fibrolita.
- Fase tardía principal: crecimiento de clorita, biotita, andalucita (?) y cordierita (?) en zonas de bajo y medio grado metamórfico. Plegamiento de  $S_1$ . Continuación de anatexia y desplazamiento de las isogradas. Formación de leucogranitos.
- Tardi-post Fase tardía principal: desarrollo de biotita, moscovita, andalucita y cordierita en zonas de grado medio. Sillimanita III en zonas de alto grado. Migmatitas cordieríticas. Removilización de leucogranitos (+). Intrusión de granitos de dos micas. Intrusión de granitos biotíticos.

A continuación se producen deformaciones tectónicas que dan lugar a diversos sistemas de fracturas tardi y posthercínicas, entre los cuales cabe destacar el sistema de dirección N 30-70° E al que pertenecen las fallas de Castelo Branco y Alentejo-Plasencia, las cuales presentan desplazamientos horizontales senestros claramente visibles en las hojas por las que discurren.

Ya en el Mioceno comienza el relleno de diversas cuencas terciarias del área que en general presentan un claro control estructural. Su relleno se realiza en condiciones continentales por medio de sistemas aluviales y fluviales.

Los relieves previos, su naturaleza litológica y grado de alteración, van a condicionar el tipo de sedimentación registrado en ellas. La naturaleza de las áreas madres responde a tres conjuntos litológicos. El Complejo Esquisto Grauváquico, el conjunto Paleozoico y los plutones graníticos.