



Características de la primera fase (distensiva) hercínica en la Sierra de San Pedro (Cáceres-Badajoz)

Characteristics of the first distensive hercynian phase at Sierra de San Pedro (Cáceres-Badajoz)

LOPEZ DIAZ, F.

En el área de la Sierra de San Pedro (Cáceres-Badajoz), aparecen materiales Paleozoicos de edades comprendidas entre el Ordovícico inferior y el Carbonífero superior que descansan discordantes sobre el sustrato Precámbrico. En ella se han podido individualizar una fase de deformación distensiva, con fallas horizontalizadas en profundidad, de trazado general NO-SE, y que producen el hundimiento del labio sur. Asimismo se precisa la existencia de una falla de desgarre «Transfer» perpendicular a las anteriores y movimiento dextro. El movimiento distensivo va acompañado por el relleno de materiales sin-tectónicos en el bloque descendido, basándose en ellos es posible situar la edad del movimiento en el Devónico Superior.

Palabras clave: Hercínico, Zona Centro-Ibérica, Devónico Superior, Fase Distensiva.

The Sierra de San Pedro syncline constitutes an important alignment of Paleozoic rocks comprises between Early Ordovician and Upper Carboniferous, wich reposes in discordant form over the precambrian basement. Here we can identify a distensive phase with listric faults of general trend NW-SE that moves-down to the SW and a transfer fault normal to the previous ones and of right-hand movement. At the time of these movements, the basins formed at the hanging-wall are filled with sin-tectonics sediments. So, it is possible to determine this movement as playing on the Upper Devonian time, previous of the general compressive Hercynian phase of Upper Carboniferous age.

Key words: Hercynian, Centro-Ibérica Zone, Upper Devonian, Distensive phase.

SITUACION GEOLOGICA Y GEOGRAFICA

La Sierra de San Pedro se sitúa a lo largo del límite provincial entre Cáceres y Badajoz. Consiste en una estructura alargada en dirección NO-SE de más de 90 Km de largo y de una anchura media de 10 Km, en su mitad meridional y en torno a los 5-7 Km en la septentrional. Pertenece a la zona Centro-Ibérica de LOTZE (1945) formando su límite sur y constituye el afloramiento de rocas paleozoicas más próximo a la zona de Ossa-Morena del mismo autor (Fig. 1).

ANTECEDENTES

No existe, abundancia de trabajos sobre esta zona, pero podemos citar como precursores del conocimiento actual los de LOTZE (1945), BOCHMANN (1956), KELCH (1957), BASCONES y MARTIN (1982) y BASCONES, MARTIN y CORRETGE (1982). De ellos se deduce la existencia de una serie paleozoica que incluye desde el Ordovícico al Carbonífero, deformada durante este último periodo por pliegues concéntricos y cabalgamientos a modo de fallas inversas de fuerte ángulo cuyos ejes siguen las directrices hercínicas generalizadas en to-

da la zona Centro-Ibérica. Para este trabajo se ha utilizado como base cartográfica, el trabajo realizado por G. GIL, V. MONTE-SERIN y A. PINEDA para el ITGE, consistente en la realización de las Hojas 703 (Arroyo de la Luz): 728 (Puebla de Obando) y 729 (Alcuescar).

Este trabajo pretende poner en evidencia la existencia en esta zona de una deformación de carácter distensivo que tiene lugar en el Devónico Superior y cuya morfología condiciona después la existencia de pliegues y cabalgamientos en lo que se conoce como «Inversión estructural» (GILLCRIST *et al.*, 1987).

ESTRATIGRAFIA

Sobre un sustrato de rocas precámbricas del que no se hará mayor mención se sitúa el Paleozoico, en el que en base a caracteres de edad, litoestratigráficos y sedimentológicos se han realizado 6 divisiones (Fig. 2).

Ordovícico

Comienza con areniscas bioturbadas de espesor incierto (150 m?) presentes tan solo en la zona Nor-oriental. En el resto del área, se encuentra un nivel cuarcítico de tonos

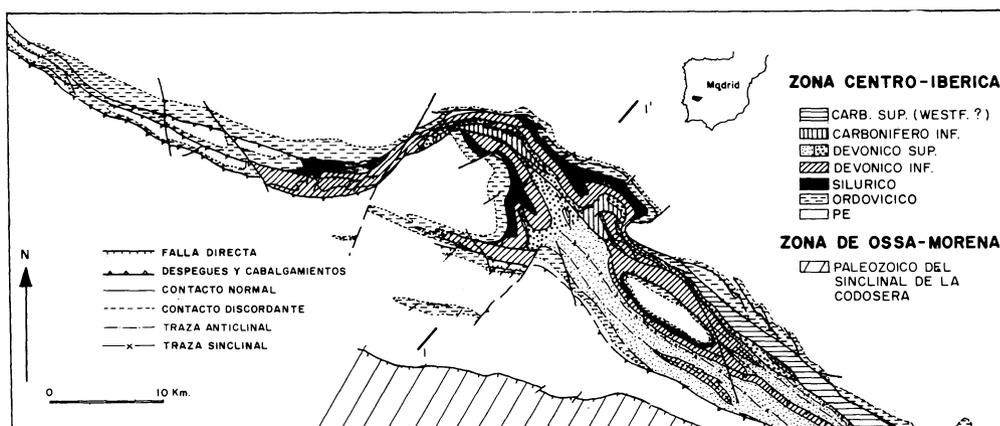


Fig. 1. Esquema geológico de la Sierra de San Pedro. — I-I' corte de la figura 9.

Structural map of Sierra de San Pedro. — I-I' location of the cross-section of figure 9.

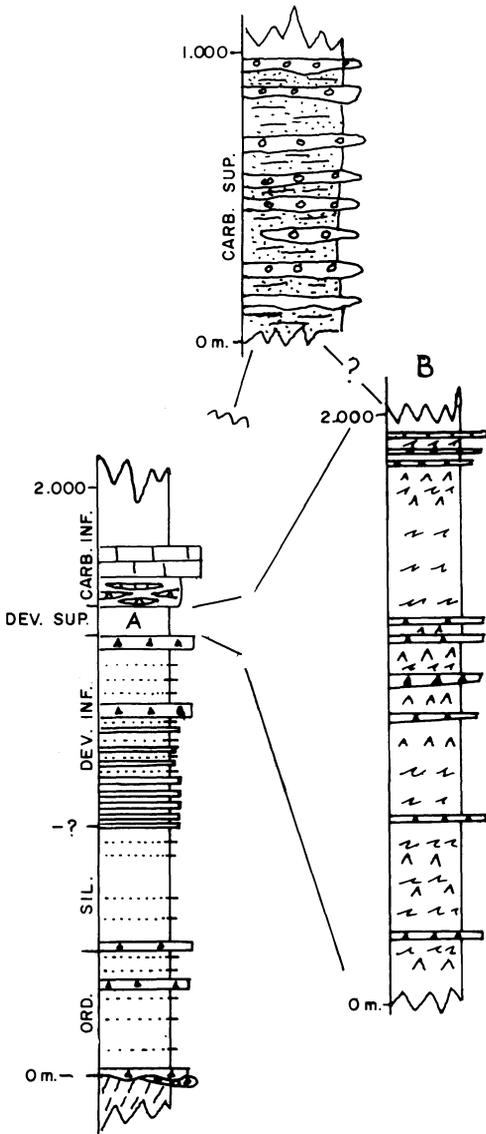


Fig. 2. Columnas litoestratigráficas generales del Paleozoico.

Schematic stratigraphic columns of the Paleozoic succession.

blancos directamente encima de los materiales precámbricos y discordante sobre ellos con una potencia de 15-20 m, se trata de la «Cuarcita Armoricana», a la que se superponen pizarras de tono marrón con numerosas

intercalaciones de areniscas y cuarcitas, a veces estas últimas son casi tan potentes como la propia cuarcita basal, alcanzando en conjunto un espesor aproximado de 300 m. Sobre el tramo anterior se sitúa otro nivel cuarcítico con tonos pardos cuya edad se asigna al Caradoc, su espesor llega en ocasiones a los 50 m, y da paso a pizarras con alguna intercalación cuarcítica (150-200 m). El espesor del conjunto oscila en torno a los 500 m.

Silúrico

Comienza con una Cuarcita de unos 50 m de potencia, a la que siguen unos 300 m de pizarras negras y gris-azuladas con algunos bancos areniscos poco potentes.

Devónico inferior

En tránsito gradual desde las pizarras silúricas y por aumento de la cantidad de cuarcitas se sitúan los materiales más antiguos del Devónico, consisten en una serie alternante de areniscas, cuarcitas y pizarras. En numerosas ocasiones las areniscas y cuarcitas muestran un importante contenido férfero y su espesor se cifra en torno a los 750 m. A su techo aparece una cuarcita de 35 o 50 m de potencia a la que siguen 300 m de predominio lutítico con abundantísimas intercalaciones arenosas que culminan en otra cuarcita con abundante fauna («Spiniferenquarzit» de KELCH, 1957) y de 50 a 70 m de potencia. El espesor total del Devónico inferior se sitúa en 850-900 m.

Devónico superior

En los materiales de esta edad se pueden diferenciar dos dominios de características litoestratigráficas distintas:

DOMINIO A. Ocupa la mitad Norte y también el borde nor-oriental de la zona estudiada (Fig. 1). Está compuesto por pizarras de tonos gris oscuro verdoso con algún

nivel centimétrico de arenisca cuarcítica, calizas arcillosas, rocas ultramáficas y volcánoclasticas (Fig. 2). Su potencia no sobrepasa los 150-200 m de espesor.

DOMINIO B. Aparece la zona central y su prolongación hacia el SE. Alcanza y supera los 2.000 m de espesor aunque con exactitud es muy difícil de precisar, fundamentalmente debido al recubrimiento que podría ocultar accidentes tectónicos. Su techo no es observable en ningún sitio. Está constituido por una serie arenoso-pelítica con algunas intercalaciones cuarcíticas que alcanzan los 20 y 30 m de potencia. Existe una abundantísima participación volcansedimentaria, a veces con sills diabásicos muy potentes (Fig. 3), asimismo son muy frecuentes los niveles de areniscas slumpizadas y existen microconglomerados cuyos cantos consisten en briznas de pizarra. Uno de los niveles que proporcionó una edad más alta (Fameniense) consiste en 20-30 m de calizas arenosas ocreas.

Las diferencias entre estos dominios se interpretan como debidas a la partición de la cuenca producto del funcionamiento de un sistema de fallas distensivas que separaría claramente una zona estable con pocos sedimentos (Dominio A) y otra más profunda que se rellena rápidamente con materiales generalmente de origen inestable y alcanzan gran espesor, así como contienen abundante participación volcánica (Dominio B).

Carbonífero inferior

Solamente puede observarse superpuesto al Devónico Superior del Dominio A. Comienza con un nivel muy irregular en cuanto a espesor y composición en el que aparecen pizarras, cuarcitas, tobas, calizas y liditas con 75 a 100 m de potencia, les siguen unas calizas recifales grises y cuyo espesor varía de 0-175 m, por encima de ellos un espesor indeterminado de pizarras calcáreas grises (> 400 m?).

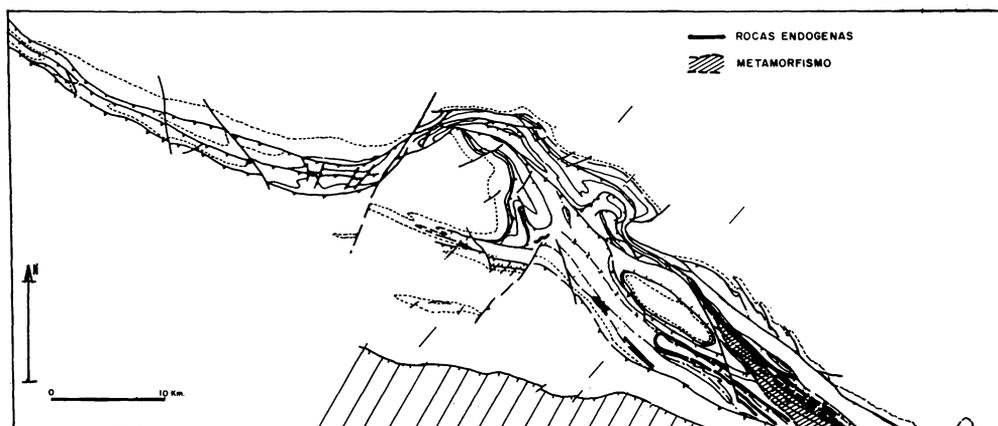


Fig. 3. Situación de los afloramientos de rocas endógenas y del área con metamorfismo.
Intrusive rocks situation and metamorphic area (Chloritoid).

Carbonífero superior

Su edad es incierta, pues existen pocas dataciones realizadas. Aparece en una banda alargada en el sentido de las estructuras

en el flanco N de la mitad meridional de la estructura sinformal. Posee una estructura monoclinial hacia el SO con buzamientos menores de 45° lo que a pesar de que sus contactos son tectónicos hace pensar que se

encuentra discordante sobre todos los otros materiales. Litológicamente está constituido por potentes niveles (en torno a los 50 m) conglomeráticos intercalados entre tramos pizarrosos de mayor espesor, siendo los cantos de los conglomerados de origen polimítico aunque predominan los cantos de cuarcita. Dada su posición tectónica y composición se les atribuye un carácter molásico. Existen unos 750 a 1.000 m visibles.

TECTONICA

Los materiales descritos se encuentran afectados por una deformación cuyas direcciones principales habituales coinciden con las de la deformación Hercínica en toda la mitad sur de la Zona Centro-Ibérica. Por su edad y carácter pueden diferenciarse dos etapas principales:

Etapas distensiva

Produce una serie de fallas directas orientadas NO/SE de morfología lístrica (WERNICKE y BURCHFIEL, 1982) horizontalizadas a nivel de las pizarras Silúricas y que hundan el labio sur. Se han identificado dos estructuras principales de este tipo, denominadas Falla de Valtrujillo, al SO y Falla del Coscojal, en el borde NE. Estas fallas se encuentran separadas por una fractura de desgarre que las relaciona lateralmente y por tanto puede considerarse como falla «Transfer» (GIBBS, 1984) dextrógira (Falla de Palomares). Asimismo, se han identificado alguna otra estructura menor, de la que es un claro ejemplo la fractura distensiva de los Terreros, (del tipo «detached foot wall relay» de LARSEN, 1988) situada por detrás de la Falla de Valtrujillo (Fig. 7). El movimiento no se ha podido cuantificar, pero debe tenerse en cuenta que como ya se vio en el Devónico superior, el espesor del relleno de la fosa producida por la Falla de Coscojal supera los 2.000 m.

Debido a la superposición de deformaciones posteriores, estas características no son observables directamente y podemos dividir los argumentos en favor de su existencia en dos tipos principales.

Tectónicas

La superposición de fenómenos de tectónica compresiva sobre otros preexistentes típicos de tectónica distensiva, produce estructuras conocidas como «Estructuras de Inversión Tectónica». Se han identificado cinco de estas superposiciones que describimos a continuación:

La Falla de Valtrujillo (Fig. 4) corta a los materiales del Devónico inferior con un ángulo de casi 60°, pero al llegar al Silúrico se pone casi paralela a las capas, en lo que se refiere a su autóctono relativo, sin embargo no llega a cortar a la Cuarcita Armoricana en la base del Ordovícico y reaparece plegada en el sinclinal situado más al sur. Por todo ello y por el tipo de superposición tectónica que produce se interpreta como una Falla lístrica normal sin continuación hacia el SE al llegar a la Falla de Palomares, y mediante la cual pasaría a la Falla de Coscojal (ver más abajo).

El núcleo anticlinal precámbrico de Malanche bordeado por la Falla del mismo nombre (Fig. 5). Una reconstrucción en la horizontal del mismo, muestra claramente su carácter distensivo al superponer materiales más jóvenes sobre otros más antiguos. Se trata de un tramo de falla, el que es visible, en el que el ángulo formado por la estratificación tanto del autóctono como del alóctono relativo con el plano de falla, es muy bajo, pero es muy posible que originalmente se trate de una falla lístrica similar a la de Valtrujillo aunque en una posición más avanzada al NE que ésta. Es también probable y así se interpreta aquí que la prolongación NE de esta estructura coincida con el límite NO/SE de los dominios A y B del De-

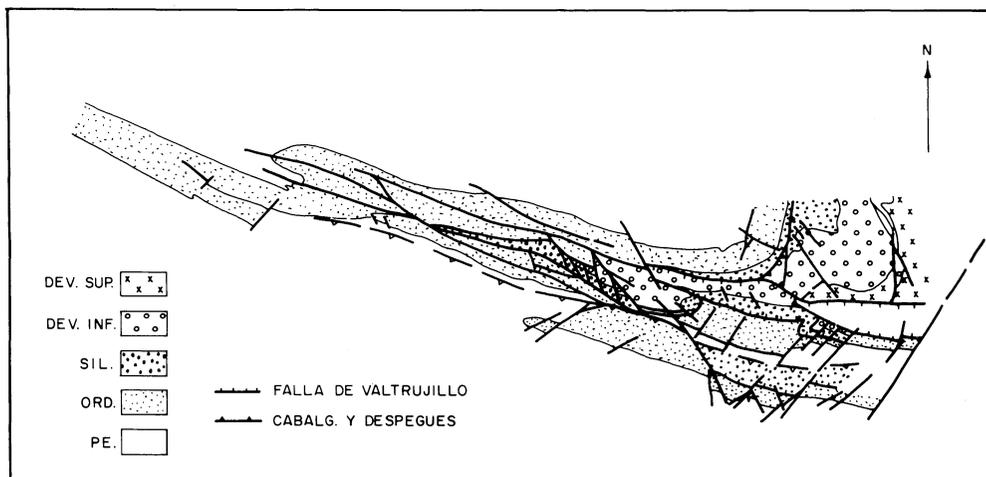


Fig. 4. Esquema cartográfico de los alrededores de la Falla de Valtrujillo.
Chartographic sketch around Valtrujillo Fault.

vónico Superior pero la deformación compresiva posterior nos impide afirmarlo con certeza, pudiendo ser en este caso que la superficie actual sea una nueva superficie de cabalgamiento. Existen en cualquier caso muchas posibilidades de que se trate de la continuación de la Falla de Coscojal (ver más abajo).

La Falla de Palomares (Fig. 1 y 4) constituye el límite NE/SO entre los dominios A y B del Devónico Superior, asimismo su prolongación al SO constituye el límite de los sinclinales ordovícicos aislados que existen en la zona y hacia el NE. Aunque más difusa parece el límite de los pliegues trazados en materiales Silúricos, Devónicos y Carboníferos, existiendo a cada lado de la falla inclinaciones contrarias de los ejes de los pliegues, que precisamente en esta zona presentan buzamientos mayores o iguales a 45° . Estas características junto al hecho fundamental de que las fallas distensivas se encuentren desplazadas a uno y otro lado, nos permite atribuir a esta fractura el carácter de «Transfer» con carácter dextrógiro.

La estructura de las Terreros (Fig. 6) interpretada aquí como «footwall short cuts»

de GILLCRIST *et al.* (1987), o también como un «inversion roll-over» de GIBBS (1987), en este caso la reactivación tiene lugar sobre una falla distensiva del tipo de los «detached footwall relay» de LARSEN (1988) (Fig. 8) que estaría situada por detrás de la Falla de Valtrujillo.

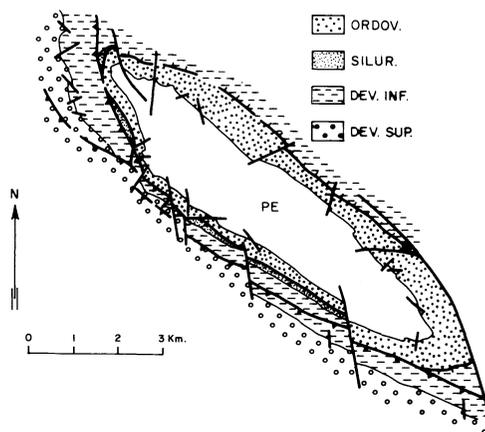


Fig. 5. Esquema cartográfico del Anticlinal y Falla de Malanche.
Chartographic sketch of Malanche Anticlinal structure and Fault.

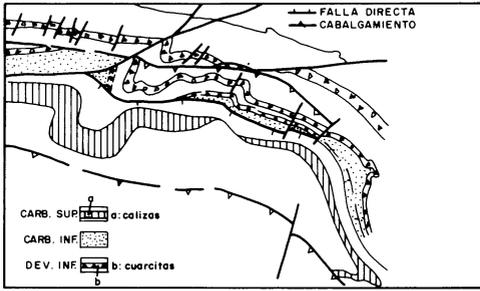


Fig. 6. Esquema cartográfico del área de Terreros. Chartographic sketch of Terreros area.

E estructura de la zona de Peña Madroñera. Aquí, (Fig. 9), donde se puede observar un despegue en el Silúrico que actúa como cabalgamiento cortando a una falla directa (Falla de Coscojal), lo que hace que parezca también una estructura de tipo «short cuts». Hay que tener en cuenta que la falla distensiva tiene su terminación NO en la Falla «Transfer» de Palomares, y es esta última la que produce una serie de problemas de compatibilidad que se solucionan con una serie de juegos dextrógiros en apariencia pero con posibles componentes verticales (ver corte en Fig. 9) que afectan al Ordovícico y al Silúrico. Llama la atención

la existencia de una cabeza anticlinal del Carbonífero Inferior sobre la Falla de Coscojal. Dado que la falla actúa en el Devónico Superior, hay que suponer un juego cabalgante inicial al comienzo de la etapa compresiva, durante la que se reactivaría.

Estratigráficos y Sedimentológicos

La diferencia de dominios para el Devónico Superior ilustra estos argumentos de una manera precisa, así el cambio de espesor de 150 a más de 2.000 m; el cambio de fácies descrito anteriormente permite interpretar los materiales de dominio B como sindeformationales mientras los del dominio A parecen depositados sobre un fondo estable. Asimismo lo confirma la existencia de rocas de carácter volcánico solamente en el dominio B.

Aparte de las cinco estructuras descritas, existen muchos otros criterios que pueden relacionarse indirectamente con la estructura distensiva, que tendríamos para el Devónico Superior (Fig. 1 y 10) como son los despegues en el Silúrico a ambos lados del sinclinal con sus pliegues asociados y que pueden corresponder a procesos de tectónica de

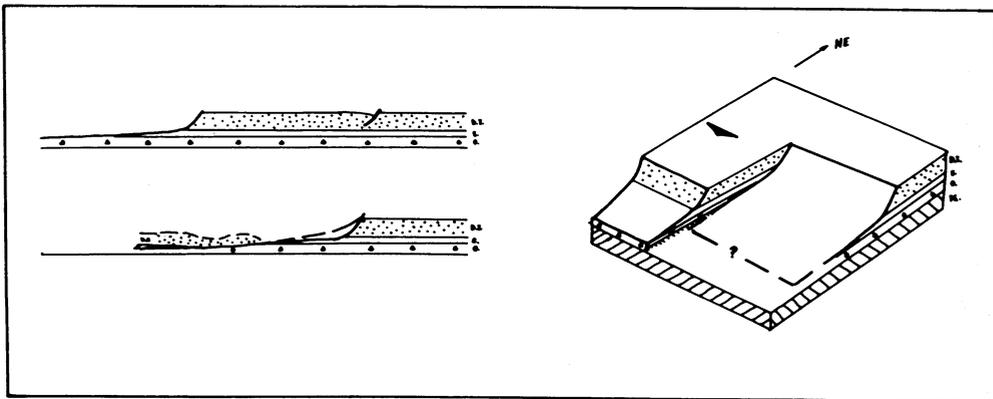


Fig. 7. Esquema estructural a escala aproximada de la morfología distensiva producida en el Devónico Superior mostrando las fallas Lísticas y la «Transfer» de Palomares. Structural sketch (scale aproximated) of Distensive morphology at Upper Devonian. See two listric faults and a Transfer fault (Palomares).

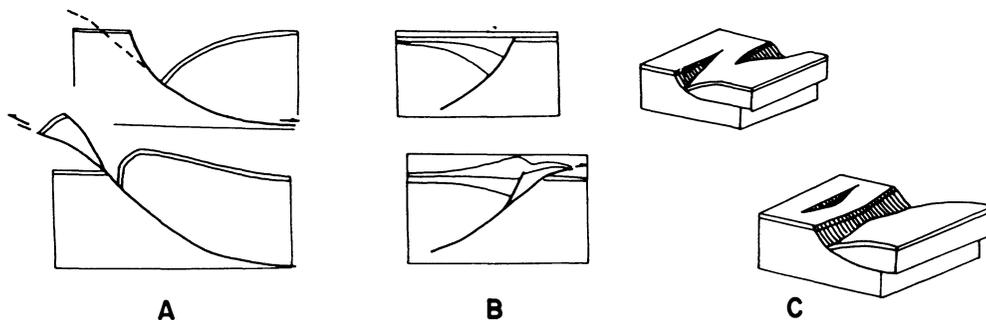


Fig. 8. A) Estructura de un «footwal short cuts» según GILLCRIST *et al.* (1987).
 B) Estructura de un «Inversión roll-overs» de GIBBS (1987).
 C) Esquema de «Detached footwall relay» de LARSEN (1988).
 A) «Footwall short cuts» structure of GILLCRIST *et al.* (1987).
 B) «Inversion roll-over» structure of GIBBS (1987).
 C) «Detached footwall relay» structure sketch of LARSEN (1988).

inversión. También los cabalgamientos de la zona sur pueden estar controlados por la estructura distensiva previa, aunque dado el estado actual de la cartografía esto no puede ser precisado con seguridad.

La reactivación de las Fallas lítricas distensivas tienen lugar preferentemente en la parte del rellano (Fig. 7) «Flat» de la fractura, cuando bajo compresión horizontal la inclinación del plano de falla supera los 60° (GILLCRIST *et al.*, 1987, pág. 21) esa parte del plano queda fosilizada y aparece otra fractura con un plano no tan inclinado, lo que sirve para explicar la estructura de los Terreros, e incluso los despegues en las pizarras Silúricas del Sector Central.

Etapa compresiva

En el sinclinorio de la Sierra de San Pedro, existe toda una gama de estructuras compresivas entre las que destacamos:

Cabalgamientos

De trazado general NO/SE, suelen mostrar gran paralelismo con la estratificación del alóctono relativo. En el borde NO, se aprecian cabezas anticlinales asociadas,

mientras en el sector central cortan pliegues claramente, e incluso a estructuras distensivas como la Falla de Valtrujillo. Su buzamiento es difícil de medir en el campo, pero cartográficamente se muestran inclinados al SW, siendo el bloque cabalgante el meridional. Su evolución en profundidad es incierta (Fig. 10) siendo probable que algunos de ellos por ejemplo los situados en el núcleo del sinclinal enraícen con el rellano (flat) distensivo, mientras los situados más a los bordes tienen según la cartografía el aspecto de fallas inversas de fuerte ángulo.

Con la aparición del movimiento compresivo, la Falla de Palomares, se invierte y se transforma en una falla de desgarre levógiro que separa dominios cabalgantes diferentes, como se puede comprobar en el emplazamiento que sufre el extremo E del sinclinal más meridional de la Sierra de S. Pedro (Fig. 1). Se trata de un fenómeno común en zonas de Inversión tectónica (GILLCRIST *et al.*, 1987, figura 2).

Pliegues

Muy abundantes en todo el sinclinorio, muestran un plano axial constantemente orientado NO/SE y unos ejes que aunque

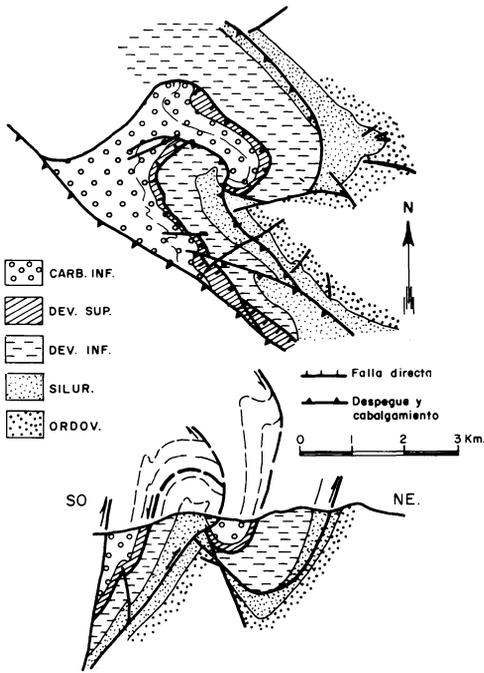


Fig. 9. Esquema estructural de la Zona de Peña Madroñera.
Structural sketch of Peña Madroñera area.

predominan inclinados hacia el SE tienen numerosos cambios de buzamiento. Estos suelen ser bajos, ($< 30^\circ$) excepto en la zona Central alrededor de la «Transfer» de Valtrujillo. Su morfología general es de tipo concéntrico, aunque, en el sector central y sobre todo en su parte meridional están apretados. Todos los pliegues se relacionan con estructuras previas, (tangenciales) bien sean distensivas, o compresivas, aunque algunas aparezcan cortadas, por otros cabalgamientos.

Asociado a los planos axiales de los pliegues existe en la zona un clivaje ampliamente desarrollado con preferencia en materiales pelíticos donde aparecen como un «slate cleavage» o clivaje pizarroso (BASTIDA, 1981), cuando se aprecia en areniscas o materiales similares aparece como «rough cleavage» o clivaje grosero (BASTIDA, 1981).

En la parte central de la zona sur del sinclinatorio existe un fuerte contenido en Cloritoide (Fig. 3) que no parece debido a un metamorfismo de contacto, sino que podría, dado el fuerte control estructural con

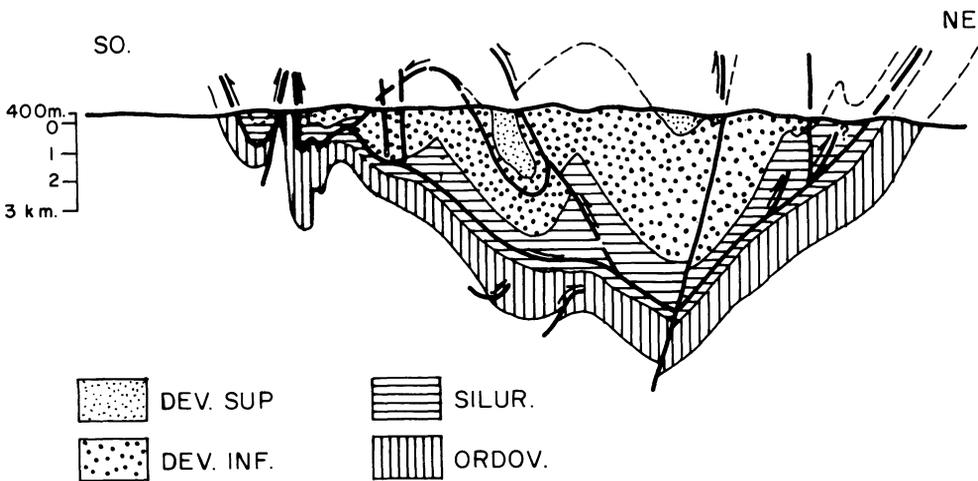


Fig. 10. Corte geológico. Situación en figura 1.
Geological cross-section. Location shown in figure 1.

el que aparece, deberse a un metamorfismo regional con posible influencia de la fase distensiva y estar entonces relacionado con el metamorfismo «Diastotérmico» (Extensional) de bajo grado descrito por ROBINSON y BEVINS (1989).

Deformaciones tardías

Al final de la etapa comprensiva tiene lugar un reajuste general en la zona que produce fallas directas como las que bordean al Carbonífero Superior, sin que hagamos más precisiones sobre ello. Tampoco las haremos sobre los movimientos de cizalla vertical levógira que parecen tener lugar en el borde norte del extremo SE del Sinclinorio y que podrían estar relacionados con la intrusión de un plutón granítico (Alcuescar).

CONCLUSIONES

Los sucesos tectónicos principales en el Sinclinorio de la Sierra de San Pedro, pueden ordenarse como sigue:

1. Formación de estructuras distensivas tales como Fallas listricas horizontalizadas en profundidad y Fallas «Transfer», con formaciones de cuencas sedimentarias que se rellenan sintectónicamente.
2. Reactivación de parte de estas estructuras para formar despegues y cabalgamientos.
3. Reapretamiento de todo ello formándose pliegues. Con rejuego de algunos despegues.
4. Fallas inversas (o sistemas conjugados) relacionados con la última etapa del apretamiento de los pliegues.
5. Basculamiento, fallas directas que afectan al Carbonífero Superior. Quedan

sin situar los movimientos de Strike-slip ya citados.

Llama localmente la atención la similitud en dirección y en movimiento aparente que posee la Falla de Plasencia (situada más al O) (Fig. 1) con la Falla de Palomares, siendo probable que se trate también de una «transfer» asociada al movimiento distensivo aunque dados los afloramientos y la cartografía realizada esto no se pueda asegurar firmemente.

Las edades de estos fenómenos son aún algo inciertas, pues si bien el proceso distensivo parece claramente tener lugar durante el Devónico Superior, la etapa compresiva al no tener datado con precisión el Carbonífero Superior discordante puede, siendo post-Viseense (dataciones en calizas) tener una edad cualquiera, anterior siempre a los materiales molásicos.

RELACION CON OTRAS ZONAS

Entre las regiones con características similares en parte podemos citar el Sinclinal de Almaden donde también se aprecia una laguna estratigráfica en el Devónico medio (PARDO y GARCIA ALCALDE, 1984). Entre los lugares más próximos con características similares están los alrededores de Mérida (GONZALO, 1989) donde la serie paleozoica es prácticamente igual a la descrita aquí.

Una especial relación tiene el sinclinorio de la Sierra de San Pedro con el Sinclinal de la Codosera, situado más al sur y perteneciente ya a la zona de Ossa-Morena. Es importante mencionar al respecto que el límite N de la Codosera con los materiales precámbricos se trata de una zona de falla de carácter distensivo (Fig. 1) que podría corresponder a la continuación hacia el S de las estructuras distensivas mencionadas en este trabajo.

Finalmente diremos que recientemente MARTINEZ-CATALAN (1990) ha establecido un modelo sobre la evolución del Cinturón Hercínico en Europa del Oeste, el cual es coherente con la existencia de un proceso distensivo en el Devónico Superior para al menos el borde S de la zona Centro-Ibérica, entre otros fenómenos posiblemente asociados a los procesos de Subducción y Cabalgamiento que tienen lugar durante ese tiempo en el Cinturón.

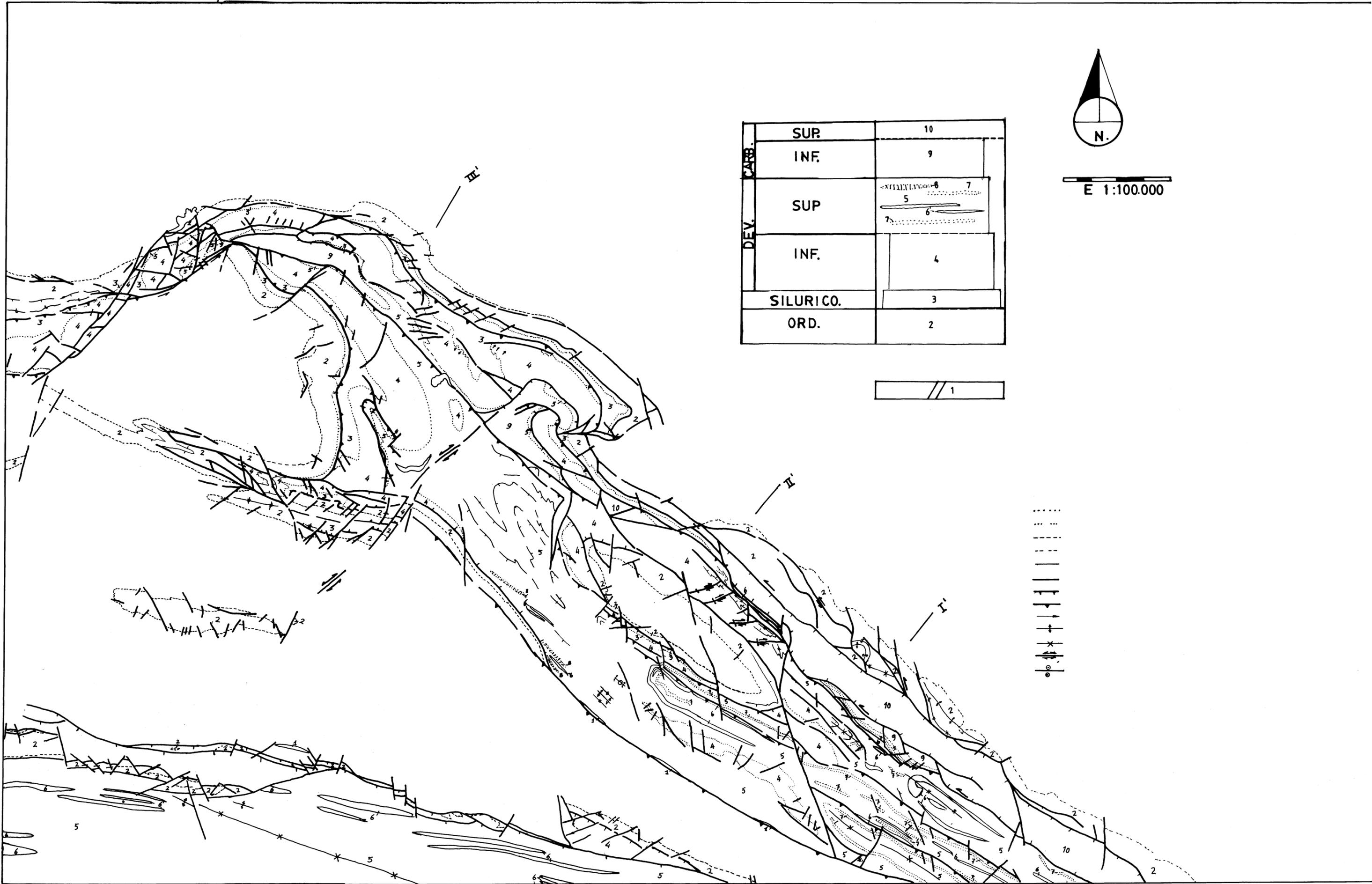
AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a PINEDA, A. la aportación de información cartográfica inédita de la hoja n.º 703 (Arroyo de la Luz); a LODEIRO, F. el haberme introducido en la geología del área de este estudio y a mis compañeros del I.T.G.E., RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R., y HEREDIA CARBALLLO, N., por su apoyo y por las discusiones y revisión crítica del manuscrito original.

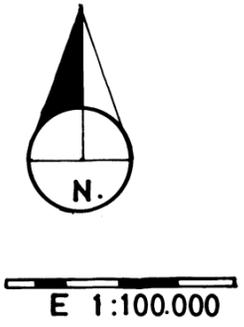
BIBLIOGRAFIA

- BASCONES, L. y MARTIN, D. (1982). Hoja n.º 702 «San Vicente de Alcántara» del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2.ª serie (MAGNA). IGME.
- BASCONES, L., MARTIN, D. y CORRETGE, L. G. (1982). Hoja n.º 703 «Arroyo de la Luz» del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2.ª serie (MAGNA). IGME.
- BASTIDA, F. (1981). «La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo». *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 11, 35-54.
- BOCHMANN, H. -G. (1965). «Stratigraphie und Tektonik der zentralen Extremadura in Bereich von Cáceres und der östliche Sierra de San Pedro (Spanien)». —*Unveröff. Dies. math naturwiss. Fak.* Univ. Münster, 1955.
- GIBBS, A. D. (1984). «Structural evolution of extensional basin margins». I. Geol. Soc. London. Vol. 141. 609-620.
- GILLCRIST, R., COWARD, M. & MUGNIER, J. L. (1987). «Structural inversion and its control: examples from the Alpine foreland and the French Alps» *Geodinámica Acta* 1, 1, 5-34. París.
- GONZALO, J. C. (1989). «Litoestratigrafía y tectónica del basamento en el área de Mérida (Extremadura Central)». *Boletín Geológico y Minero. T. C.-I.* 48-72.
- KELCH, H. -J. (1957). «Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura im Bereich der westhichen Sierra de San Pedro (Spanien)». *Unveröff. Diss. Math. Naturwiss. Fak.* Univ. Münster, 145 s.
- LARSEN, P. -L. (1988). «Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland». *Jour. Struc. Geol.* Vol. 10, n.º 1, 3-8.
- LOTZE, F. (1945). «Zur gliederung der Varisziden Iberischen Mesetas». *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1990). «A non —cylindrical model of development of the Hercynian belt allochthonous terranes (1990)». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, Vol. 15, 47-60.
- PARDO, M. V. y GARCIA-ALCALDE, J. L. (1984). «Bioestratigrafía del Devónico de la Región de Almadén (Ciudad Real, España)». *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 14, 79-120.
- ROBINSON, D. y BEVINS, R. (1989). «Diastathermal (extensional) metamorphism of very low grades and possible high grade analogues». *Earth and Planetary Science Letters*, 92, 81-88.
- WERNICKE, B. y BURCHFIEL, B. C. (1982). «Modes of extensional tectonics». *Jour. Struc. Geol.* Vol. 4, n.º 2, 105-115.

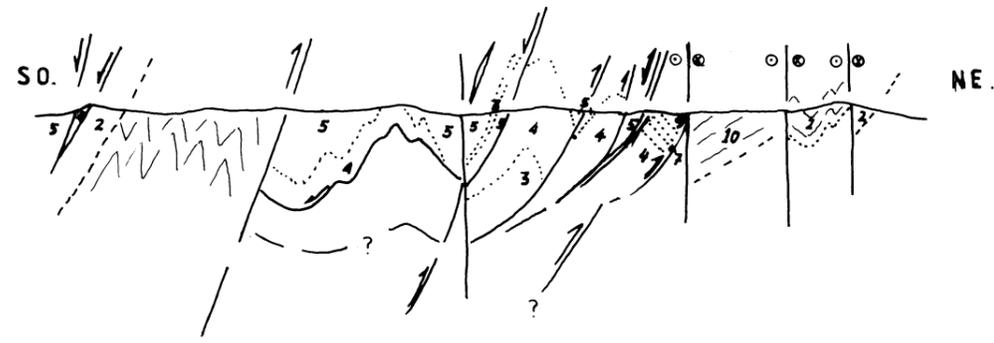
Recibido, 5-VI-90
Aceptado, 13-IV-91



CARB.	SUP	10
	INF.	9
DEV.	SUP	8 5 6 7
	INF.	4
SILURICO.		3
ORD.		2

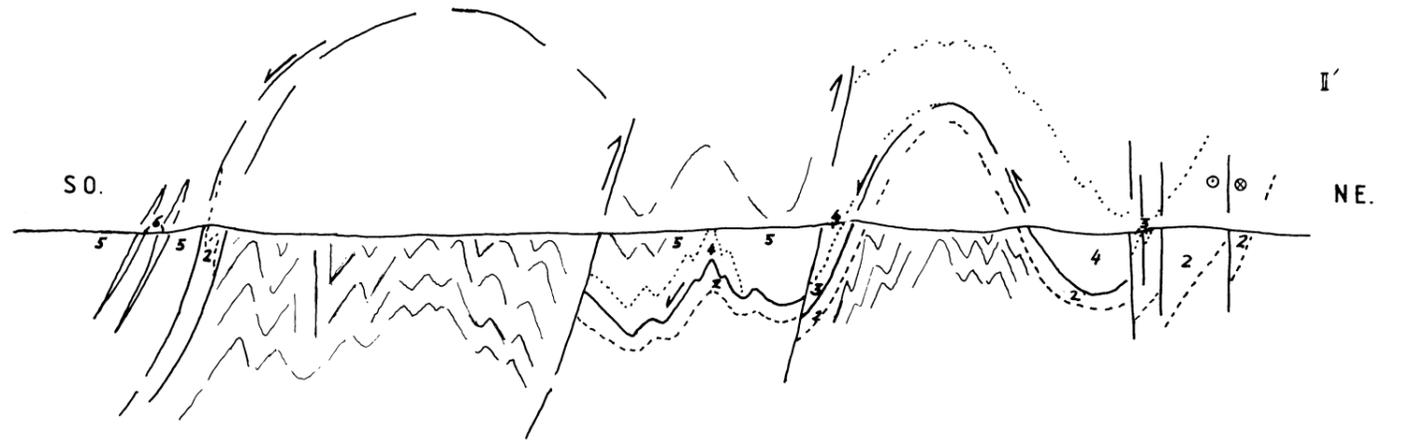


J



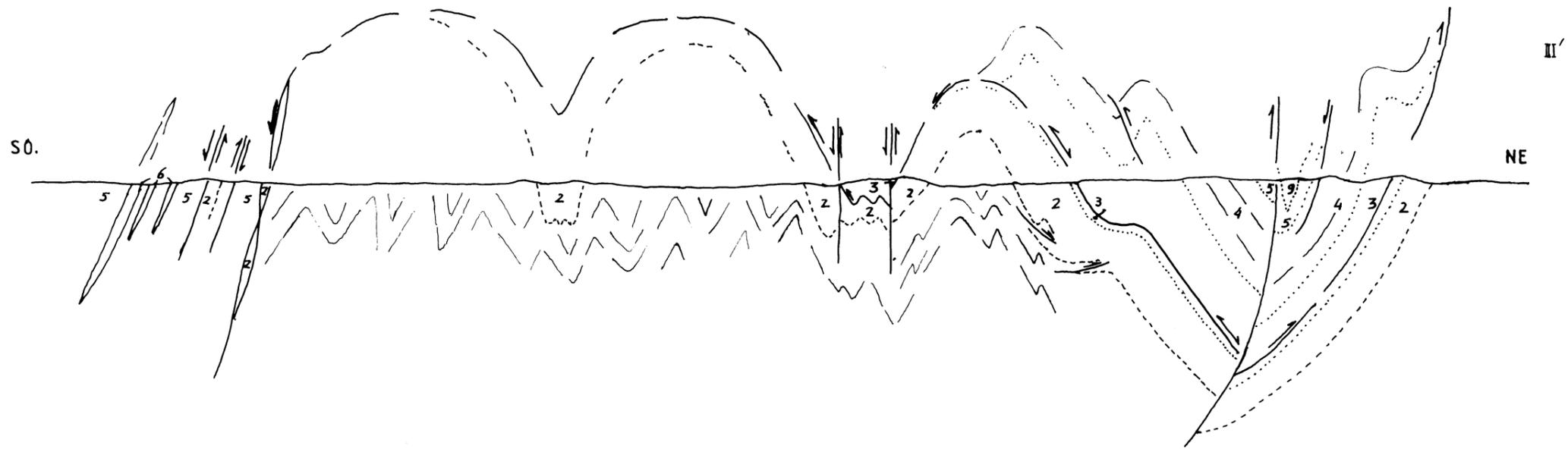
I'

II



I'

III



II'