

La estructura del anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica)

F. LOPEZ DIAZ

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo

Resumen: En los materiales que afloran en el Anticlinal de Navalpino se reconocen estructuras generadas durante cuatro ciclos de deformación. El más antiguo, de edad pre-Vendense superior, produjo grandes pliegues, con un flanco en posición E-O. El segundo corresponde a la Deformación Cadomiense, de edad Precámbrico terminal, constituida por una etapa distensiva evidenciada por una fractura NO-SE que condiciona la sedimentación de su bloque hundido, el oriental. Esta fractura se invierte después, produciéndose pliegues de trazado aproximadamente paralelo a la fractura, a veces acompañados de clivaje (Sc). Entre el Cámbrico inferior y el Ordovícico inferior tiene lugar la Deformación Paleozoica Preordovícica, que consiste en un basculamiento de 5 a 10° con hundimiento hacia el NE. El ciclo Hercínico está compuesto por dos etapas principales, la primera forma pliegues ONO-ESE, acompañados de un clivaje de plano axial generalizado (S1). Estos pliegues interfieren con las deformaciones previas produciéndose fenómenos particulares para cada grupo litológico. La segunda etapa está constituida por fenómenos de cizalla vertical y levógira de orientación ligeramente oblicua a la de los pliegues hercínicos anteriores.

Palabras clave: Zona Centroibérica; Anticlinal de Navalpino; Deformación pre-Vendense Superior; Deformación Cadomiense; Deformación pre-Ordovícica; Deformación Hercínica.

Abstract: Structures of four episodes of deformation have been differentiated in the rocks of the core of the Navalpino Anticline. Great folds with a near vertical E-W limb, were formed by the oldest, pre-Upper Vendian in age. Cadomian deformation, Late Precambrian in age, is composed of two episodes. The first one is a distensive phase, with a sedimentary fault trending NW-SE, which has conditioned the great thickness of the deposits in the eastern block. This deformation was continued in time by a compressive phase with N-S vertical folds, sometimes with an axial plane cleavage (Sc). A new deformation took place after Lower Cambrian and before Early Ordovician, and produced a tilting with a sinking towards the NE, of 5-10°. The Hercynian cycle is composed of two main episodes. The first one forms WNW-ESE vertical folds with a generalized axial plane cleavage (S1), which forms different interference patterns with previous folds. The second is constituted by a vertical and NW-SE shear zone.

Key words: Central Iberian Zone; Navalpino Anticline; pre-Upper Vendian deformation; Cadomian deformation; pre-Ordovician deformation; Hercynian deformation.

López Díaz, Fernando (1993): La estructura del anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). *Rev. Soc. Geol. de España*, 6: 145-163.

La zona estudiada se encuadra en el sector geográfico peninsular conocido como Montes de Toledo, en las provincias de Ciudad Real y Badajoz. Según la división del Hercínico Peninsular, realizada por Julivert et al. (1972), esta zona se sitúa en el sector meridional de la Zona Centro-Ibérica (Fig. 1), resultado de la fusión de las Zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcúdice de Lotze (1945).

Históricamente ha existido una gran confusión sobre la estratigrafía y la deformación propia de los materiales anteordovícicos de la Zona Centroibérica. Los criterios de subdivisión de estas rocas adoptados en este trabajo corresponden a los definidos por Alvarez-

Nava y otros (1988) y ya utilizados por el autor en un trabajo anterior (López Díaz 1992a).

Siguiendo a Díez Balda y otros (1990a), la Zona Centro-Ibérica en su sector meridional se caracteriza estructuralmente por la presencia de grandes pliegues verticales y sin vergencia, dibujados claramente en la cartografía por la base del Ordovícico. Pueden diferenciarse así grandes anticlinales, donde afloran extensamente materiales pre-ordovícicos, separados por estrechos sinclinales constituidos por materiales paleozoicos post-cámbricos. El Anticlinal de Navalpino constituye uno de estos anticlinales, donde afloran materiales de edad precámbrica y cámbrica, rodeados por las se-

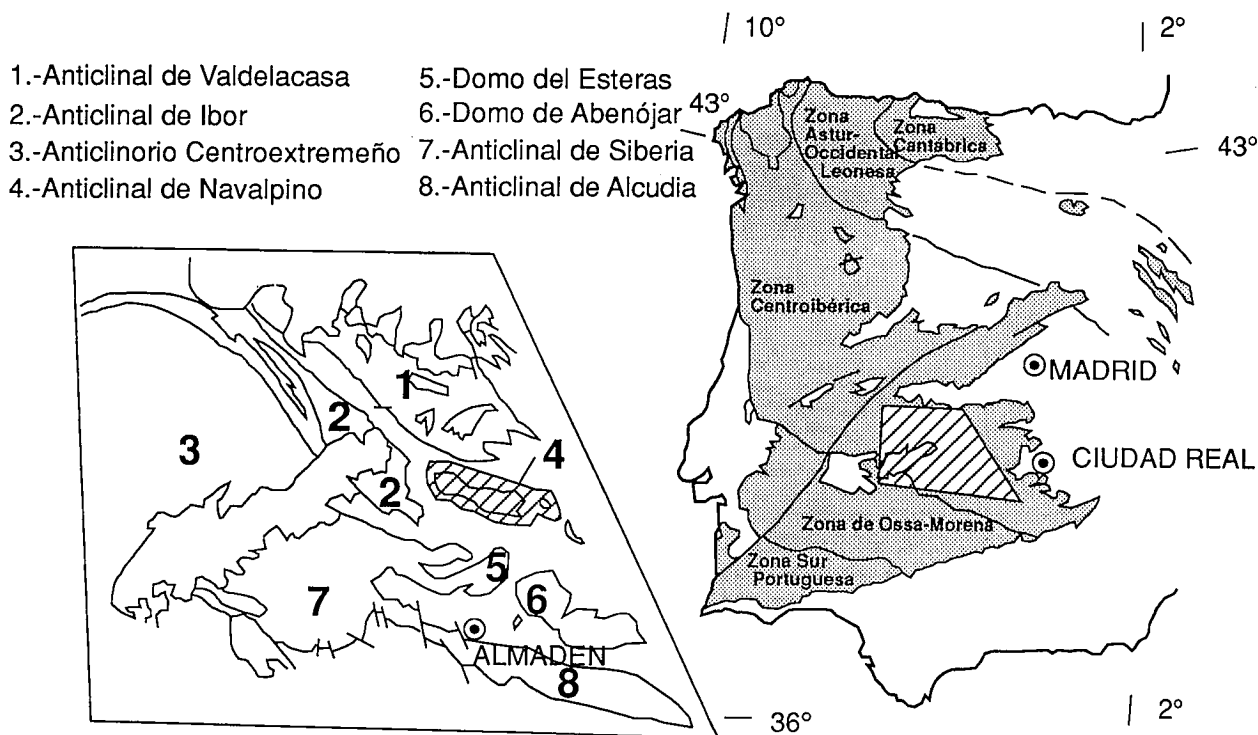


Figura 1.- Situación de la zona estudiada en relación con la división en Zonas del Hercínico Peninsular realizada por Julivert y otros (1972).

ries del Ordovícico inferior, que forman en conjunto un domo alargado en sentido E-O.

Son bastante numerosos los estudios sobre aspectos estratigráficos de la Zona Centroibérica; entre ellos destaca el único trabajo que se refiere en exclusiva al Anticlinal de Navalpino (San José 1984). Una revisión de ellos puede verse en López Díaz (1992a). Tradicionalmente, la discusión se ha centrado sobre la existencia de discordancias internas en los materiales anteordovícicos y su interpretación estructural. Bouyx (1970), como novedad, cita una discordancia intra-pre-cámbrica, aunque sólo se le atribuye una importancia local (Anticlinal del Esteras). Por otra parte Crespo y Rey (1971) distinguen separados por una discontinuidad, en el Valle de Alcudia, el Alcudiense inferior eminentemente grauváquico y el Alcudiense superior con participación carbonatada. Crespo y Tamain (1971) prolongan el Alcudiense Superior al Domo de Abenójar. En 1986, Ortega y Gonzalez Lodeiro definen la discordancia intra-Alcudiense en el Domo de Abenójar, y por fin Ortega y otros (1988) discuten el problema de la discordancia a escala regional.

En conjunto, los trabajos de tipo estructural o bien no existen para grandes zonas ocupadas por materiales precámbricos, o se refieren únicamente a la deformación hercínica, como sucede en los de Díez Balda (1986) y Palero (1991). De todos los trabajos en que se alude a una deformación pre-hercínica, la única que sitúa claramente su edad es la que aparece en Alvarez-Nava y Robles-Casas (1988). Un trabajo de síntesis de los conocimientos existentes puede verse en Díez Balda y otros (1990a).

En el presente trabajo presentamos una nueva cartografía y, dentro de lo permitido por las condiciones de afloramiento, un análisis estructural del Anticlinal de Navalpino, lo que nos permite describir las caracterís-

ticas de sus deformaciones antehercínicas y los fenómenos de interferencia con las estructuras hercínicas, mucho mejor conocidas regionalmente.

Estratigrafía

Las rocas del Anticlinal de Navalpino pueden dividirse en cuatro grandes grupos separados por discordancias. Tres de ellos son de edad anteordovícica y el cuarto lo constituyen las rocas ordovícicas, estas últimas bien conocidas regionalmente.

Grupo Domo Extremeño (GDE)

Constituido por alternancias decimétricas de lutitas y areniscas grauváquicas, cuya edad está considerada como Rifeense-Vendiense inferior (Alvarez-Nava y otros, 1988, basándose en San José, 1984). Aparece en facies tanto organizadas como desorganizadas, predominando las primeras en la parte oriental y las segundas en la parte occidental del anticlinal (Fig. 2). En conjunto el espesor aproximado de cada facies es de al menos 3000 m. Aparece este grupo en el núcleo de tres domos situados longitudinalmente al trazado del anticlinal, que son de O a E los de Villarta, Navalpino y Fontanarejo (Fig. 2).

Grupo Ibor-Navalpino (GIN)

Ha sido definido por Alvarez-Nava y otros (1988), que le atribuyen una edad Vendiense Superior. Aparece en dos facies muy diferentes separadas por la zona de fractura sinsedimentaria del Torilejo (ver Figs. 2 y 9, más adelante).

Serie del Castillejo (López Díaz 1992 a). Aparece en

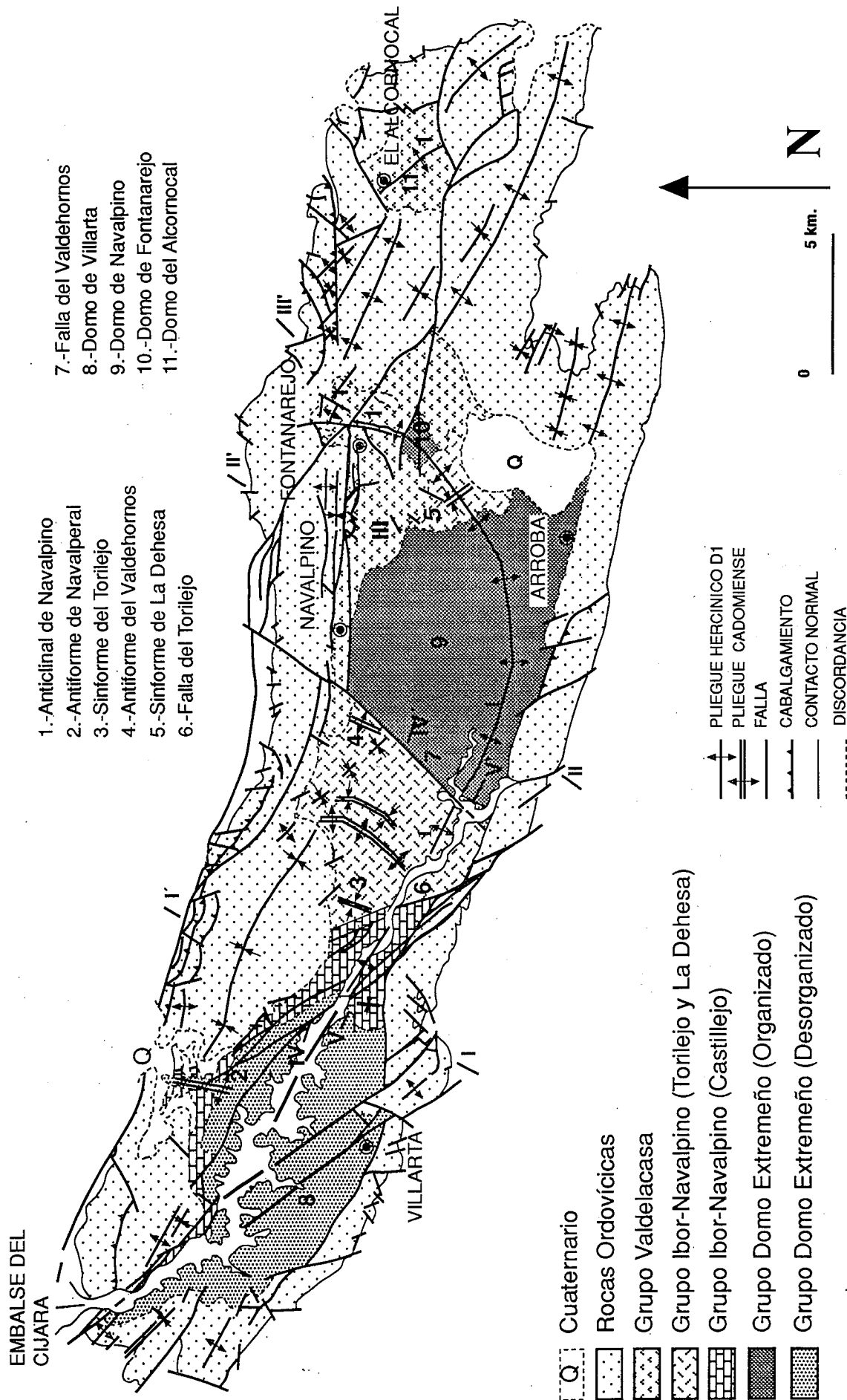


Figura 2.- Esquema geológico del Anticlinal de Navalpino.

la parte occidental del anticlinal y muestra las características de una sedimentación de plataforma costera en gran parte carbonatada abierta hacia el NE. En esta serie se han diferenciado cuatro unidades que de muro a techo son: Conglomerados de La Antigua (75 m), Lutitas de Los Parrales (400 m), Calizas de Villarta (200 m) y las Lutitas y grauvacas del Tamujosillo (200 m).

Serie del Torilejo (López Díaz 1992 a). Aflora en la parte central y oriental del anticlinal. En conjunto las rocas de esta serie presentan facies más profundas que las de la Serie del Castillejo, con fuertes afinidades turbidíticas, e importante presencia de conglomerados. Se han diferenciado de muro a techo tres unidades, las Alternancias del Valdehornos (3500 m); los Conglomerados del Torilejo (1000 m) y las Lutitas de Los Parrales (300 m).

Serie de La Dehesa (López Díaz 1992 a). Ocupa la parte más oriental del anticlinal, y en ella aparece una sola unidad litológica, las Lutitas de La Dehesa (500 m).

Grupo Valdelacasa (GV)

Fue definido por Alvarez-Nava y otros (1988), y está constituido en el Anticlinal de Navalpino por tres formaciones diferentes. En la base aparece el Nivel de Fuentes (60 m), constituido por bloques y cantos de material carbonatado y grauváquico. A continuación se sitúan las Pizarras de Pusa que ocupan la mayoría del grupo (3500 m) y en las que se individualiza un miembro medio (500 m) compuesto por conglomerados de cuarzo y de fosfato. A techo del grupo aparece la Fm. Azorejo compuesta de areniscas ocres y pizarras con un espesor de 500 m. La edad de este grupo es atribuida al Cámbrico inferior por Nozal y Martín Serrano (1989), aunque es posible que la parte más baja del grupo sea aún Vendense superior (San José y otros 1990).

Rocas ordovícicas

Constituidas básicamente por una alternancia de pizarras y cuarcitas, con conglomerados, sobre todo de cantos de cuarzo, en sus primeros tramos. Aunque no existe un acuerdo generalizado sobre su nomenclatura (véase por ejemplo Nozal y Martín Serrano, 1989), regionalmente se diferencian claramente cinco formaciones: el Conglomerado Basal (50 m), la Serie Púrpura (950 m), la Cuarcita Armoricana (450 m), los Estratos Pochico (200 m) y las Pizarras con *Calymene* (500 m).

Estructura

Se han encontrado en la zona evidencias de la actuación de cuatro episodios de deformación diferentes: la deformación pre-Vendense superior, la deformación cadomiense, que separa el Precámbrico del Paleozoico, la deformación paleozoica preordovícica que afecta a todos los materiales ante-ordovícicos, y la deformación hercínica, que se encuentra presente en todos los materiales y es responsable de las mayores estructuras que se observan a nivel cartográfico como es el propio Anticlinal de Navalpino. De la interferencia entre estas deformaciones se obtiene la compleja distribución de

unidades estratigráficas que observamos en la cartografía (Fig. 2 y 3).

Desde el punto de vista metamórfico, las asociaciones mineralógicas observadas se encuadran dentro de la facies de los esquistos verdes (zona de la clorita). En las litologías cuarzosas y grauváquicas no se aprecia en general una recristalización importante. Esta homogeneidad en el grado metamórfico alcanzado viene corroborada por el similar desarrollo de la principal foliación hercínica (clivaje S1) en casi todos los grupos de materiales, pues en las rocas del GDE, en numerosas ocasiones, y debido a fenómenos de interferencia que describiremos posteriormente, en el campo no se observa el clivaje S1. De esto se deduce que el grado metamórfico de los eventos prehercínicos, no debió alcanzar la epizona en ningún momento.

Deformación pre-Vendense superior (Dpv)

Afecta exclusivamente a los materiales del Grupo Domo Extremeño, siendo su posible edad, por tanto, de Rifeense a Vendense Inferior. La evidencia más destacable de esta deformación consiste en la discordancia con la que los materiales del GIN reposan sobre los del GDE. En conjunto, la discordancia es difícil de ver, dada la similitud litológica y/o el carácter desorganizado de los materiales del GDE. En la parte centro-occidental del anticlinal, el mejor lugar para observar la discordancia es la vertiente oriental del arroyo conocido como del Carrear, afluente por la derecha del río Guadiana en el sector del Castillejo. En este sector los materiales del GIN comienzan con una unidad conglomerática y su buzamiento 75/50 (indicando el primer número la dirección de la línea de máxima pendiente respecto al norte, y el segundo número su inclinación respecto a la horizontal, convenio que se seguirá en lo sucesivo), contrasta con el del infrayacente GDE, que se encuentra próximo a la vertical y con orientación casi ortogonal a la del conglomerado.

En el Sinforme de La Dehesa, en la parte oriental del anticlinal, se aprecia esta discordancia en sus dos flancos. En el flanco SO existen dos arroyos que cortan el contacto GIN/GDE. En el arroyo San Marcos (Fig. 4 a), a lo largo de dos kilómetros de corte, pueden seguirse los materiales del GDE que afloran en un flanco homoclinal de buzamiento 320/90; al pasar al GIN, los buzamientos dejan de ser verticales, aparece claramente desarrollada la S1 y cambia notablemente la litología, pasando de una serie casi totalmente grauváquica a otra pizarrosa con alguna capa calcárea. La superficie de discordancia se encuentra en este caso casi obliterada por las deformaciones posteriores, que la aplastan, y el cambio en el buzamiento producido es poco significativo. Algo similar, aunque con mayor claridad, se puede ver en el arroyo del Tamujar situado inmediatamente al S, donde el contraste de buzamientos es mayor.

En el flanco NE del Sinforme de La Dehesa, en el arroyo Valdehornillo (Fig. 5), puede observarse también el contacto GDE/GIN. Ambos grupos presentan aquí una gran similitud litológica, pero en cambio existen diferencias estructurales importantes, como se describirá más adelante.

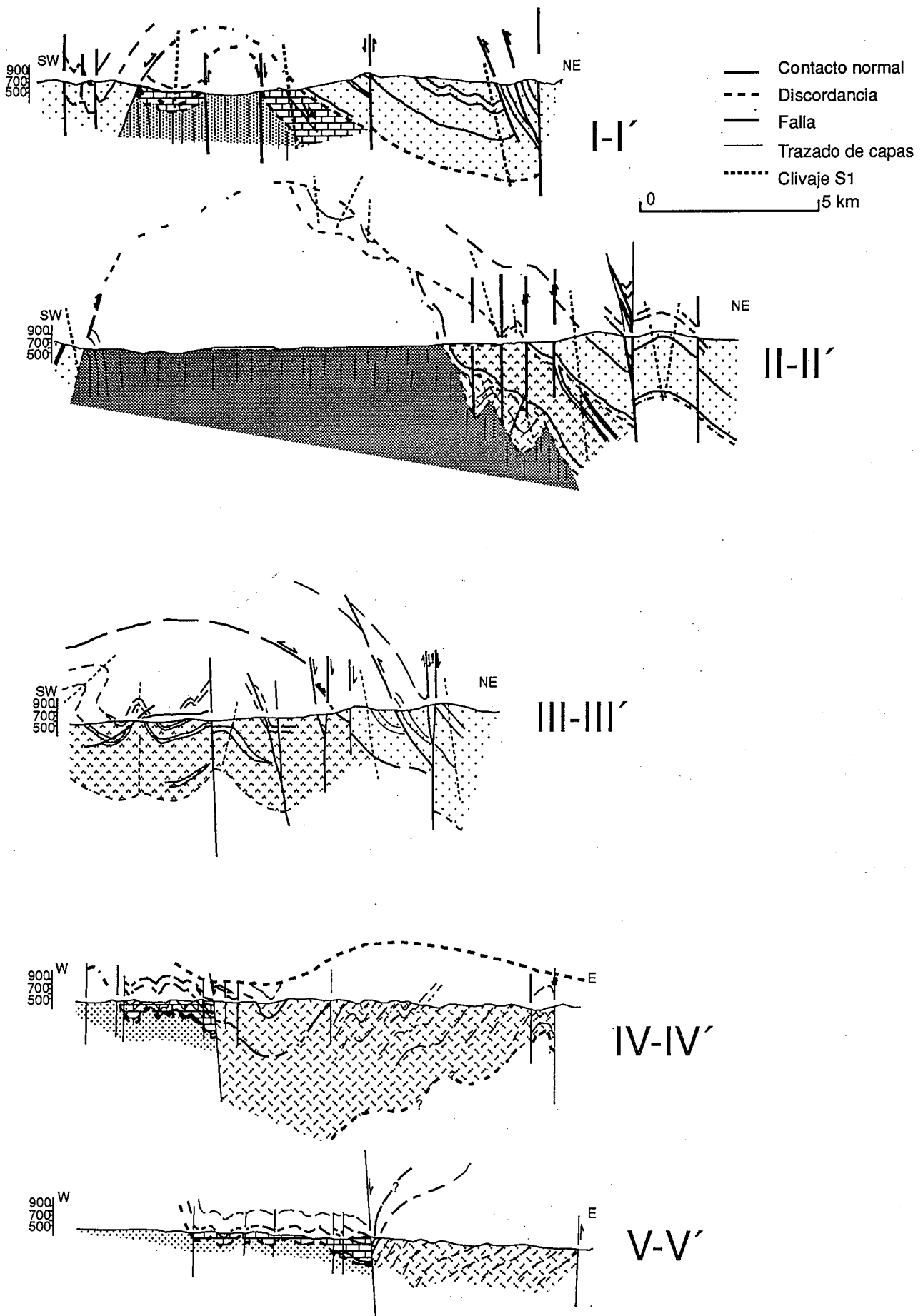


Figura 3.- Cortes geológicos a través del Anticlinal de Navalpino. Situación en la Fig. 2.

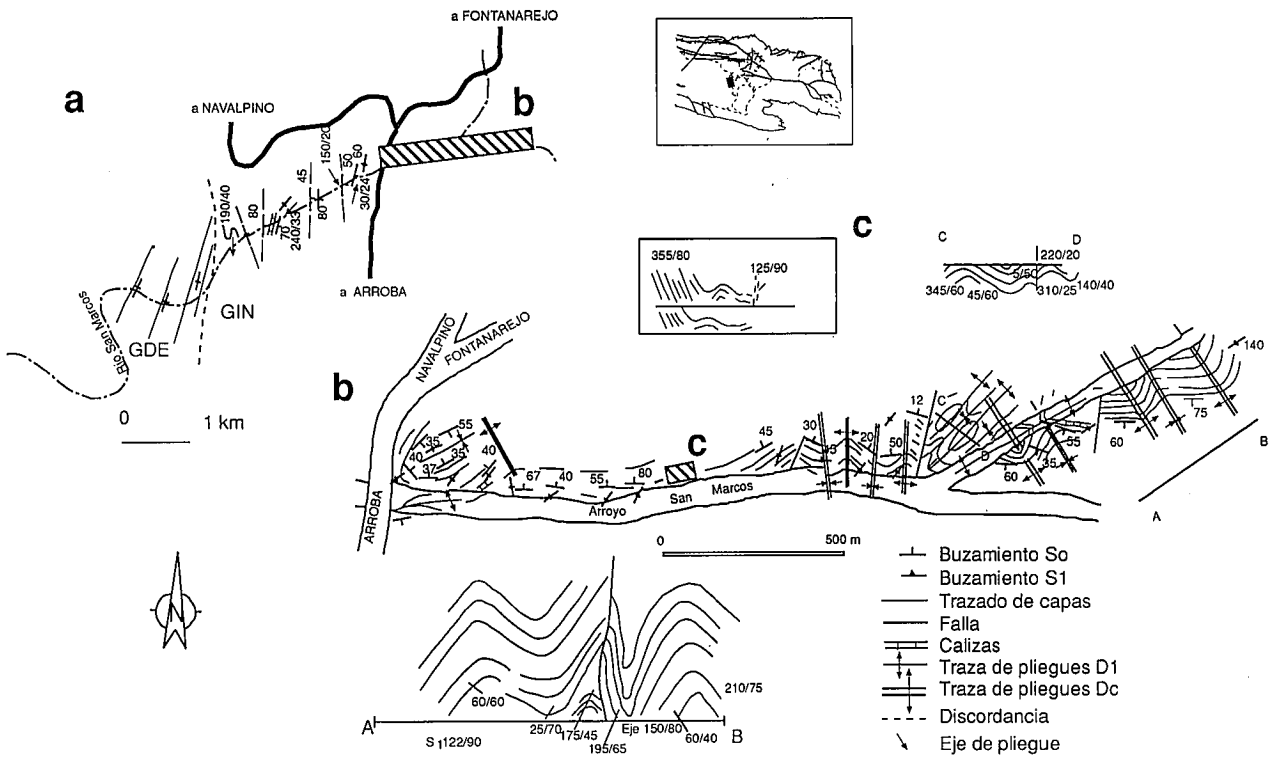


Figura 4.- a) Esquema estructural del borde O del Sinforme de La Dehesa (Grupo Ibor-Navalpino), mostrando la discordancia con los materiales del Grupo Domo Extremeño. b) Detalle de a) mostrando la presencia de pliegues cadomienses (Dc) y hercínicos (D1) prácticamente ortogonales y rotados al N por la deformación por cizalla D2. c) Detalle de b).

Otra muestra de la existencia de deformación es el buzamiento vertical, o muy próximo, generalizado que muestran las rocas del GDE (Fig. 6A). La diferencia sistemática de buzamiento entre estos materiales y los pertenecientes a los grupos superiores que, como veremos, presentan en general buzamientos más bajos, indica la existencia de una deformación antigua exclusiva de los materiales del Grupo Domo Extremeño.

Respecto a las características de la deformación pre-Vendense superior, poco se puede decir aquí, pues no se han visto pliegues propios de ella, ni tampoco ninguna otra estructura asociada tal como clivajes, etc. En todo el Domo de Navalpino parece que solamente existe un flanco de pliegue de esta deformación en la mitad sur del mismo, cuya orientación es E-O y su buzamiento alto, lo que se deduce de la posición vertical generalizada

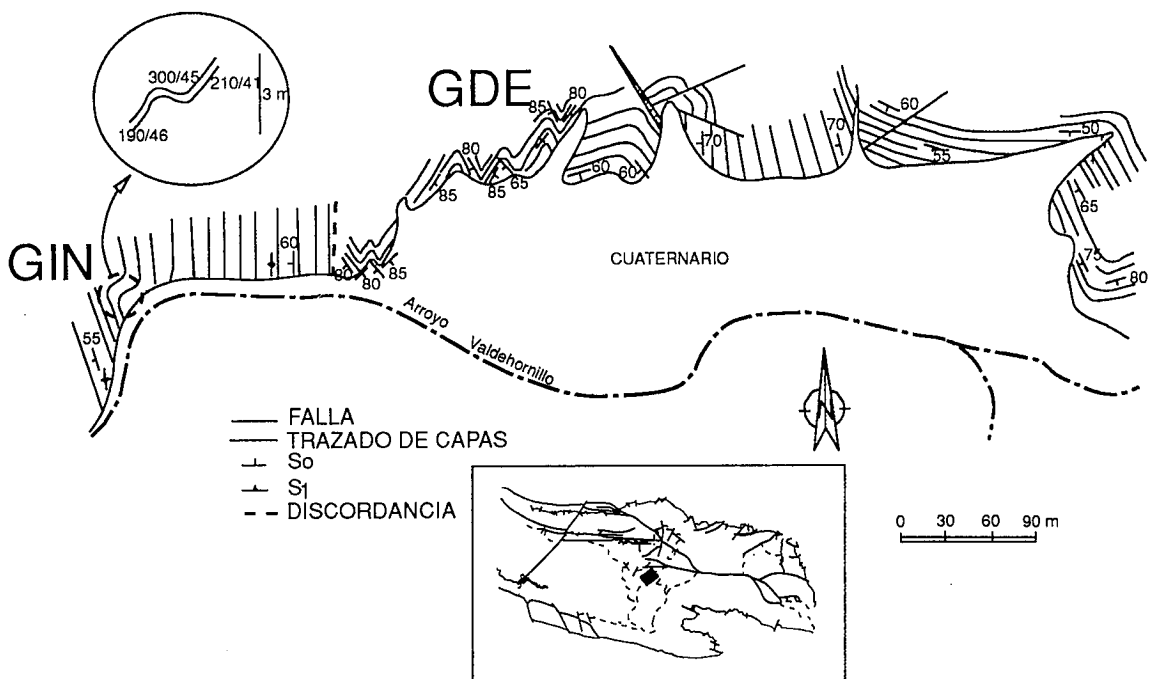


Figura 5.- a) Esquema estructural del borde O del Domo de Fontanarejo (Grupo Domo Extremeño), donde se observan pliegues asimétricos D1, con el eje subvertical y la discordancia con el Grupo Ibor-Navalpino.

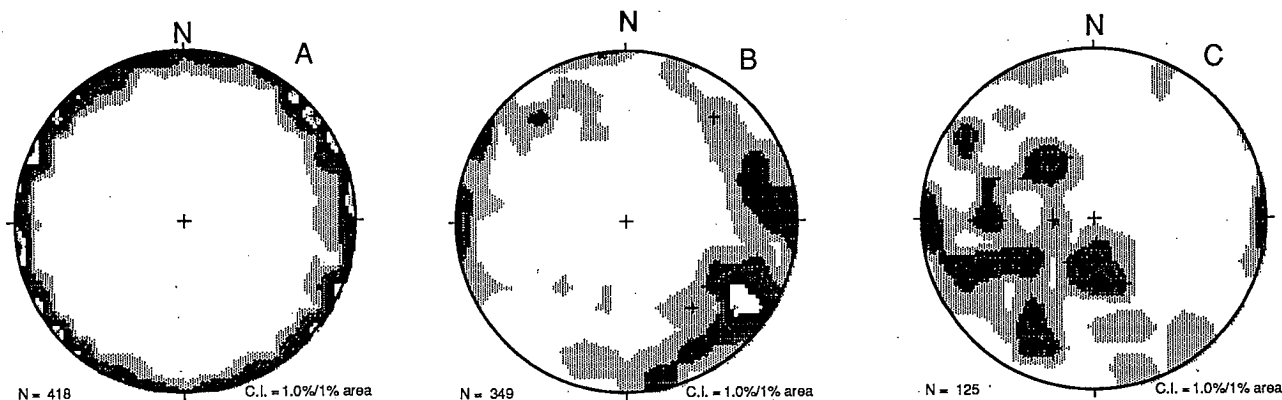


Figura 6.- Proyección polar de los datos de So en los materiales de : A) Grupo Domo Extremeño. Nótese la dispersión generalizada y los buzamientos siempre próximos a la vertical. B) Grupo Ibor-Navalpino, mostrando una fuerte dispersión en su dirección y un buzamiento alto generalizado, pero no vertical como en A. C) Grupo Valdelacasa. Obsérvese su fuerte dispersión y sus buzamientos bajos comparados con los de los otros dos grupos.

de estos materiales al principio de la deformación cadomiense, como veremos al tratar de esta última deformación. En la mitad N del Domo de Navalpino, la estructura producida por la interferencias de las distintas etapas de deformación es muy compleja (ver más adelante y Fig. 7) y no puede demostrarse con seguridad la existencia del otro flanco de los pliegues de la Dpv.

En resumen, concluimos que la Dpv existe y que tan sólo conocemos de ella que produjo pliegues con un flanco bastante inclinado de orientación aproximadamente E-O, y que carecían de clivaje.

Deformación cadomiense (Dc)

Denominamos así a la deformación que afectando a todos los materiales precámbricos presentes en la zona, no llega a afectar al Grupo Valdelacasa. Considerando la edad Vendiciense superior del GIN y la edad Cámbrico inferior del GV, esta deformación debió de ocurrir a finales del Precámbrico. Dentro de los materiales precámbricos, cuando afecta a rocas del GDE esta deformación se superpone a la Dpv y cuando afecta al GIN se desarrolla en rocas sin deformación previa.

La deformación cadomiense puede dividirse en dos etapas principales; la primera, de carácter distensivo, da lugar a una fractura directa, la Falla del Torilejo (Fig. 2, y más adelante, Fig. 7), y la segunda, de carácter compresivo, con desarrollo de pliegues, en ocasiones con clivaje asociado.

La deformación Dc en los materiales del Grupo Domo Extremeño. La etapa distensiva de esta deformación no posee expresión clara en estos materiales, aunque cabe en lo posible que la diferencia entre las facies organizadas y desorganizadas del GDE pueda asimilarse a un funcionamiento temprano de la Falla del Torilejo, que describiremos posteriormente. El principal efecto, y más evidente, de la Deformación Cadomiense en las rocas del GDE, es la generación de pliegues con el eje vertical.

En el Domo de Villarta (Fig. 2), dada la naturaleza caótica de los materiales del GDE es difícil observar estructuras mayores; ni siquiera a pequeña escala se han observado pliegues que puedan ser atribuidos a esta deformación.

Al contrario que en el caso anterior, en el Domo de Navalpino (Fig. 7) los materiales son de tipo organizado y permiten una reconstrucción aproximada de su estructura. Tal reconstrucción pone en evidencia la existencia de pliegues cadomienses en la casi totalidad de la extensión del domo, aunque más visibles en su mitad S. Los pliegues mayores presentan una longitud de onda que varía entre 1 y 3 km. Su ángulo entre flancos es muy variable, con un valor modal a 95°. Los ejes de estos pliegues son predominantemente verticales. Los planos axiales (Fig. 8A) tienen una gran dispersión, presentándose en la actualidad un amplio abanico de direcciones (N50E a N20O), todos ellos próximos a la vertical. En el análisis de estos datos deben tenerse en cuenta los efectos producidos por la Deformación hercínica, sobre todo por la segunda etapa de esta deformación en la parte oriental del domo (Fig. 7), que produce una doblez y por tanto un cambio en las orientaciones originales de los planos axiales de estos pliegues. La orientación original debe corresponder a la que se observa en la parte O del domo, donde los planos axiales muestran unos valores próximos a 110/90, que se corresponden perfectamente con la dirección del clivaje hercínico en esta parte del anticlinal, que es la regional que se observa en la mayoría de la mitad sur de la Zona Centroibérica.

Los pliegues cadomienses llevan en ocasiones asociado un clivaje de plano axial. Se trata de una foliación que aparece donde las características litológicas, tales como la presencia de niveles pelíticos, y estructurales, como el grado de apretamiento de los pliegues, lo permiten. Generalmente, se trata en el campo de un clivaje espaciado, pero son numerosas las ocasiones en que aparece con un desarrollo similar al de la principal foliación tectónica de la región, el clivaje S1 hercínico.

La deformación frágil cadomiense en el Domo de Navalpino no parece ser muy importante, pues la estructura ha podido ser reconstruida con fidelidad en varios lugares. La única excepción importante es precisamente el contacto GDE/GIN en el margen O del domo, que es tectónico (Falla del Valdehornos), pues los materiales de ambos grupos muestran unas relaciones no explicables por la existencia única de una discordancia que los separe. En efecto, la base de los mate-

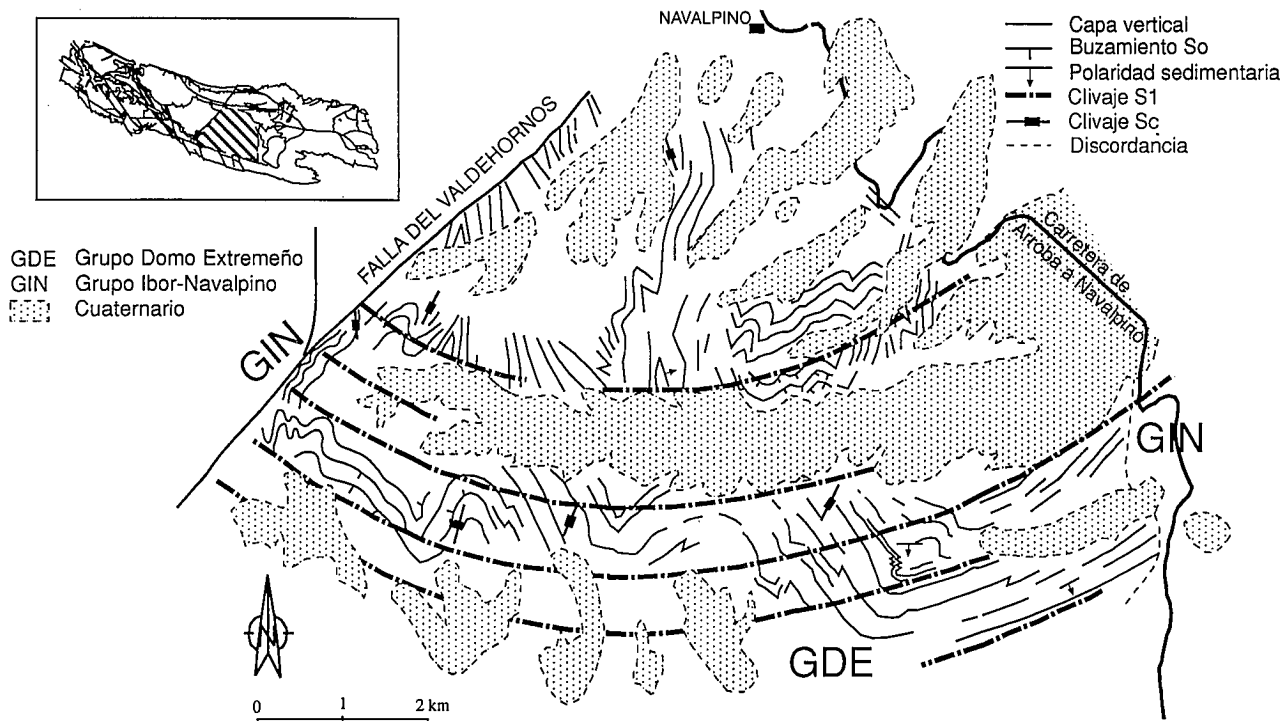


Figura 7.- Esquema estructural del Domo de Navalpino (Grupo Domo Extremeño). Nótese la presencia de pliegues cadomienses y hercínicos asociados a la deformación D1, así como la flexión en el trazado del clivaje S1 producto de la deformación D2.

riales del Vendense superior no llega a aflorar nunca, y en el borde N del domo los pliegues en uno y otro material no son en absoluto correlacionables. Los materiales ordovícicos suprayacentes no presentan ninguna fractura de importancia en esta zona, y por esto pensamos que se trata de un accidente de edad Cadomiense, de trazado NNE-SSO, que hunde el labio O y lleva asociada una pequeña fractura N-S posiblemente también cadomiense y con un juego similar.

De la estructura del Domo de Navalpino (Fig. 7) se deduce la existencia de un flanco de un pliegue de la deformación previa Dpv y su alto valor de buzamiento. Como se ve en la parte sur de la figura citada, los pliegues cadomienses pueden deshacerse fácilmente, obteniéndose así un único flanco de dirección E-O. El valor del buzamiento original debió de ser muy alto pues si no los pliegues cadomienses no presentarían un eje vertical.

El Domo de Fontanarejo, el más oriental de los afloramientos del GDE, presenta materiales organizados, en los que se observan pliegues de eje próximo a la vertical, aunque sin desarrollo del clivaje hercínico (S1). Dada la orientación de los planos axiales de estos pliegues, quizás se trate de la prolongación del flanco que se observa en el borde SE del Domo de Navalpino, donde apenas hay pliegues cadomienses desarrollados.

La deformación Dc en los materiales del Grupo Ibor-Navalpino. En estos materiales la Dc comienza con una etapa distensiva que condiciona el depósito de los materiales de las series del Torilejo y de La Dehesa, que deben su gran espesor al relleno de la cuenca producida por el descenso del labio oriental de la Falla del Torilejo (Figs. 2 y 9). Se trata ésta de un accidente de orientación NO/SE, próximo a la vertical en la actuali-

dad. En las inmediaciones del mismo, tanto en las rocas de la serie del Castillejo como en los Conglomerados del Torilejo, pueden observarse numerosas fracturas distensivas sinsedimentarias a escala de afloramiento. Esta fractura produce tres efectos principales en el Conglomerado del Torilejo que lo diferencian del Conglomerado de la Antigua (Serie del Castillejo) con el cual parece posible relacionarlo dado que se trata de los únicos niveles conglomeráticos en el GIN, y presentan una litología similar de los cantos: El considerable aumento de espesor en los Conglomerados del Torilejo, también un tamaño de los cantos mucho mayor y por último, el Conglomerado del Torilejo muestra además una disminución de su espesor y en la proporción de cantos sobre el total de la roca hacia la parte oriental.

En conjunto, las estructuras de la deformación cadomiense que aparecen en estos materiales se caracterizan por el predominio de las capas inclinadas fuertemente (Fig. 6B), aunque existen pocos buzamientos verticales, en contraposición a los materiales del Grupo Domo Extremeño, donde éstos últimos son absolutamente predominantes.

La etapa compresiva aparece desarrollada en todas las rocas de este Grupo. El principal afloramiento de rocas del Grupo Ibor-Navalpino está situado al O de la Falla del Valdehornos (Figs. 2), conformando un amplio sinforme de traza aproximada N-S, el Sinforme del Torilejo. Aparte de este, existe un pequeño afloramiento, también sinforme, más hacia el E (Fig. 2), conocido como el Sinforme de la Dehesa. Trataremos ambos de una manera separada.

En el sinforme de Torilejo, la parte estructuralmente más interesante es la zona del núcleo y su prolongación oriental (Fig. 9). La estructura, a pesar del cambio

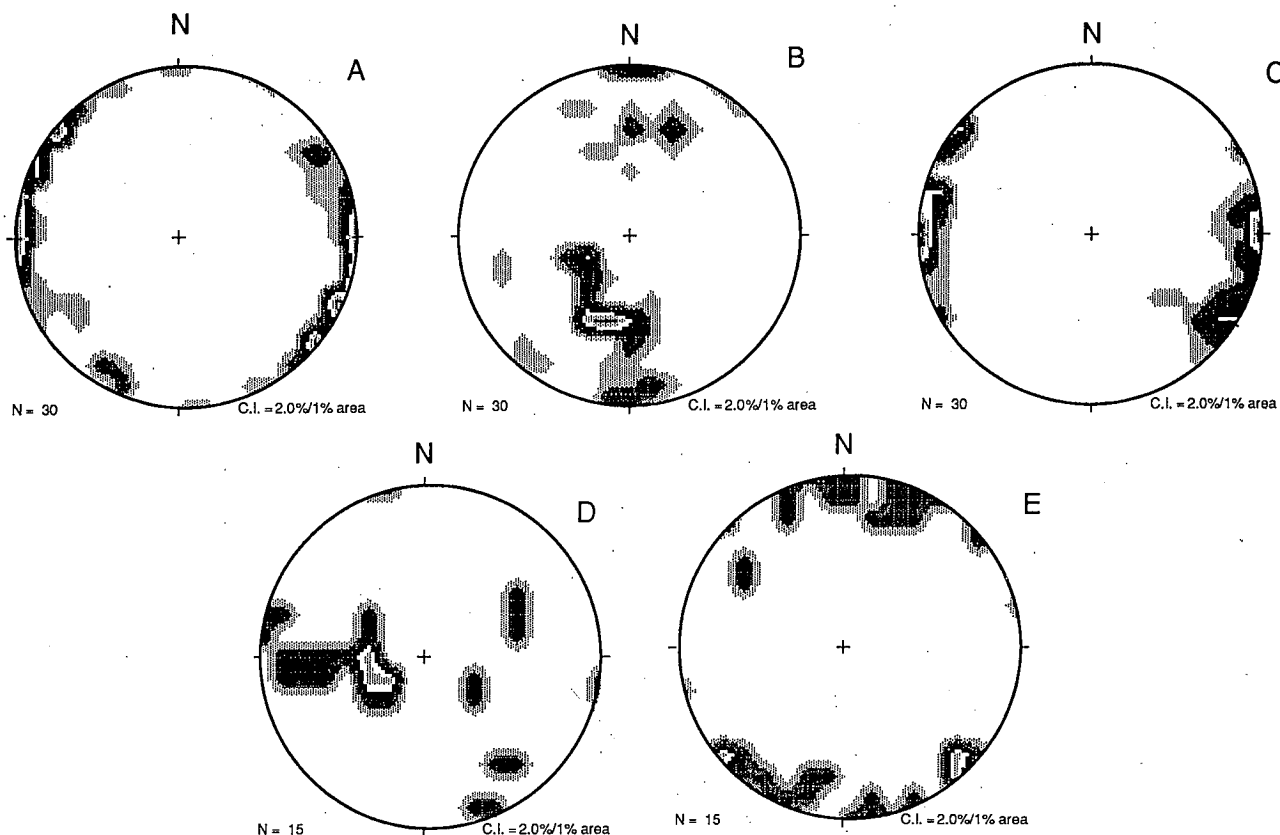


Figura 8.- A) Proyección polar de los planos axiales de los pliegues cadomienses en el Domo de Navalpino (Grupo Domo Extremeño). B) Proyección de los ejes de los pliegues cadomienses en el Sinforme del Torilejo (Grupo Ibor-Navalpino), mostrando una acusada tendencia N-S, e inclinaciones en ambos sentidos. C) Proyección polar de los planos axiales de los mismos pliegues. D) Proyección de los ejes de los pliegues D1 en el Sinforme del Torilejo. Obsérvese el predominio E-O y la inclinación al O. E) Proyección polar de los planos axiales de los mismos pliegues, orientados claramente E-O.

de facies producido en los materiales del GIN entre las series de El Castillejo y El Torilejo, es coherente con la existencia de un gran sinforme con un flanco occidental que se extiende por casi todo el afloramiento del Grupo, y un flanco oriental que llega hasta la zona de aparición del Grupo Valdelacasa (Fig. 2). En su extremo oriental, este flanco presenta una zona antiformal (Antiforme del Valdehornos), el cual, dada su situación en el extremo del afloramiento, tanto puede representar un pliegue menor de este flanco oriental, como un pliegue de similar tamaño al propio Sinforme del Torilejo y que motiva la existencia del Domo de Navalpino (Fig. 2).

Aparte de los pliegues cartográficos mencionados, la longitud de onda de los pliegues cadomienses de 2º orden no suele sobrepasar los 200 m. Sus planos axiales se sitúan N-S ó NNE-SSO. La orientación de sus ejes varía notablemente, pues si bien los situados al N del Embalse del Cijara se encuentran inclinados hacia el N (Fig. 8B), los situados al S, se inclinan preferentemente al S y en medio existe una zona con interferencias, normalmente con morfología de domos y cubetas (la interferencia de pliegues de tipo 1 de Ramsay, 1967). Asimismo, en la zona antiformal del Valdehornos, los ejes de los pliegues cadomienses se encuentran inclinados mayoritariamente hacia el S (Fig. 9). Esta variación en la posición de los ejes se debe a la primera etapa hercínica, y no es difícil deducir que, en la

época de su formación, estos ejes debían encontrarse próximos a la horizontal, lo que los hace contrastar claramente con los pliegues cadomienses del Domo de Navalpino (Fig. 7), desarrollados en materiales del GDE, que presentan siempre sus ejes verticales. Los cambios de dirección de estos ejes no son frecuentes. Tan sólo una banda de pliegues menores aparece claramente doblada por pliegues hercínicos (Fig. 9, parte central), alternando direcciones NE-SO con NO-SE y constituyendo una figura de interferencia comparable a las de tipo 2 de Ramsay, pero los pliegues principales y la mayoría de las figuras de interferencia (domos y cubetas) conservan las direcciones originales N-S ó NNE-SSO. El grado de apretamiento de estos pliegues es muy variable siendo el valor modal del ángulo entre flancos 85°. La homogeneidad de la Dc en todo este sinforme refuerza la consideración que hemos hecho de los materiales de la Serie del Torilejo, y, en especial, las Alternancias del Valdehornos como pertenecientes al Grupo Ibor-Navalpino (López Díaz, 1992a).

El sinforme de La Dehesa consiste en una pequeña estructura de trazado NO-SE situada en la parte oriental del Anticlinal de Navalpino (Fig. 2). En el arroyo San Marcos, en la zona próxima a la carretera Arroba-Fontanarejo (Fig. 4 b), aparecen numerosos pliegues métricos cadomienses, con planos axiales próximos a la dirección NO-SE. Al igual que en el Sinforme del Torilejo, los ejes presentan inclinaciones contrarias, tanto al

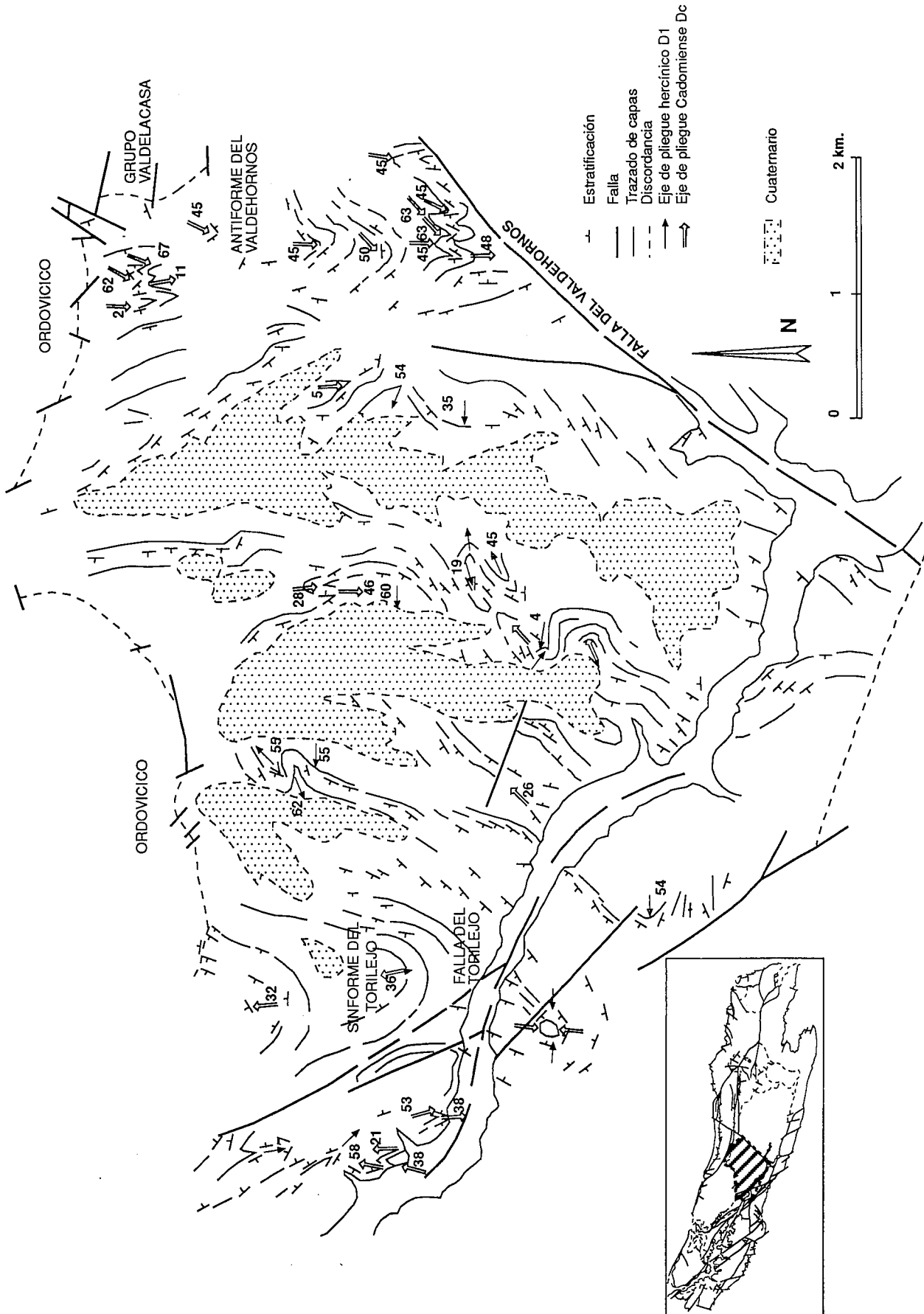


Figura 9.- Esquema estructural del Núcleo del Sinforme del Torilejo y su flanco oriental. Obsérvese la presencia de pliegues cadomienses (Dc) y hercínicos (D1) prácticamente ortogonales, y la presencia de figuras de interferencia de los tipos 1 y 2 de Ramsay (1967). El clivaje hercínico S1 se encuentra en toda la zona orientado ONO-ESE.

SE como al NE, debido al tipo de interferencia en domos y cubetas. En este sinforme la dirección del clivaje S1 y con él todas las estructuras previas, se encuentran rotadas por los efectos de la deformación por la Cizalla Hercínica (D2). Los ángulos entre flancos de estos pliegues son generalmente mayores que en el Sinforme del Torilejo, variando entre 60 y 160°, lo que puede deberse a la naturaleza más pelítica de los materiales.

El clivaje Sc ligado a la deformación cadomiense. Asociado a la deformación cadomiense aparece, en algunos lugares donde existen condiciones litológicas y estructurales favorables, un clivaje primario (sensu Bastida, 1981) que se desarrolla preferentemente en las rocas pelíticas. En las areniscas y conglomerados no se observa casi nunca, apareciendo sólo en casos excepcionales una foliación muy espaciada. En las rocas pelíticas, este clivaje se observa en el campo en algunos casos como una estructura penetrativa, mientras que en otros se muestra como una estructura más incipiente. Al microscopio aparece normalmente como un clivaje pizarroso grosero, aunque se dan todos los casos intermedios entre un clivaje grosero y un clivaje casi pizarroso. Los principales mecanismos que intervienen en su formación son la disolución por presión y la cristalización de minerales, especialmente filosilicatos.

Deformación Paleozoica Preordovícica (Dpp).

Esta deformación está evidenciada por la discordancia entre los materiales ordovícicos y su sustrato, y corresponde a la denominada "Fase Sárdica". En la ZCI siempre que existen los dos grupos de materiales citados, se observa su contacto discordante (Moreno 1974, Díez Balda 1986).

En el Anticlinal de Navalpino esta deformación consiste en un basculamiento de los materiales anteordovícicos hacia el NE, de carácter simple y de 5 a 10°, como demuestra la existencia del Grupo Valdelacasa tan sólo en la parte nor-oriental del anticlinal (Fig. 2). Este basculamiento podría relacionarse con la tectónica simple de bloques propuesta por McDougall y otros (1987) para la Zona Centro-Ibérica, basándose en el análisis sedimentológico de los materiales ordovícicos.

Las Deformaciones Hercínicas (D1 y D2).

En la zona estudiada aparecen estructuras que atribuimos a dos etapas con características muy diferentes entre sí, D1 y D2; la primera es responsable de los grandes pliegues existentes en la zona, tales como el propio Anticlinal de Navalpino, y de la foliación regional ONO-ESE que aparece asociada a ellos (S1), mientras que la segunda tiene un carácter más localizado, tratándose de una cizalla subvertical levógira, y que localmente desarrolla un clivaje de crenulación muy débil (S2). La deformación D1 está representada en toda la zona estudiada, mientras que la deformación D2 se localiza preferentemente en la parte E del anticlinal y en los materiales ordovícicos de su flanco N. Existe por último una fracturación localizada de carácter tardío. Debido a que los materiales más modernos afecta-

dos por estas deformaciones en el Anticlinal de Navalpino y en los sinclinales inmediatos son de edad silúrica, no resulta clara la atribución temporal de estas deformaciones, por lo que me baso en criterios regionales para considerarlas hercínicas (Díez Balda y otros 1990a, López Díaz 1991).

La deformación D1. La primera etapa de deformación hercínica origina en la parte meridional de la ZCI amplios pliegues, próximos a los 30 km. de longitud de onda, de trazado general NO-SE a O-E, y que llevan asociado un clivaje de plano axial (S1). Uno de estos pliegues es el Anticlinal de Navalpino. Se trata de un pliegue abierto (ángulo entre flancos en torno a los 90°), con el plano axial subvertical o muy inclinado al N. Su eje se encuentra horizontal en la mayor parte de su trazado, aunque en los extremos de la zona se inclina en direcciones opuestas, definiendo en conjunto una morfología de domo alargado (braquianticlinal). Respecto a las estructuras menores producidas en esta etapa, sus características varían en los diferentes grupos de materiales, debido a que estos presentan diferentes deformaciones previas, por lo que su descripción se hará por separado.

La deformación D1 en los materiales del Grupo Domo Extremeño. En el Domo de Villarta, la presencia de materiales desorganizados impide la reconstrucción de la estructura. Se aprecian, sin embargo, en algunos lugares aislados pliegues con charnelas de eje subvertical, con la foliación S1 de plano axial, foliación que en conjunto presenta una dirección ONO-ESE claramente hercínica. No se han identificado estructuras mayores de ningún tipo.

En el Domo de Navalpino, los materiales son de tipo organizado y la estructura puede reconstruirse con bastante fidelidad (Fig. 7). En general, nos encontramos con pliegues asociados a la deformación D1 en todo el domo, pero sin formación de estructuras mayores cartografiables. Estos pliegues normalmente interfieren con los producidos en las deformaciones anteriores, presentándose según la posición de las estructuras previas dos tipos de interferencia. En la mayor parte del Domo de Navalpino, los pliegues cadomienses con el eje y el plano axial verticales aparecen cortados ortogonalmente por el clivaje S1 como puede verse en la Fig. 7. En la Fig. 10, correspondiente al extremo SO de la Fig. 7, pueden observarse claramente los pliegues cadomienses con plano axial N-S cortados por el clivaje S1 de orientación aproximada E-O. En ocasiones, los planos axiales cadomienses aparecen plegados, siempre con el eje vertical. Lo mismo debe suceder también a mayor escala, pero debido al tipo de afloramientos que presenta la zona no se puede reconstruir este efecto en la Fig. 8. Cuando los pliegues previos presentan originalmente flancos con una posición aproximada ONO-ESE, se desarrollan interferencias especiales, como puede verse en el extremo SE del domo, donde el flanco de un pliegue cadomiense de tamaño kilométrico (cuya orientación actual está modificada por la flexión producida por la D2) es afectado por la deformación D1. Se producen así pliegues hercínicos de carácter fuertemente asimétrico, con flancos largos, incluso de tamaño kilométrico, sin apenas pliegues me-

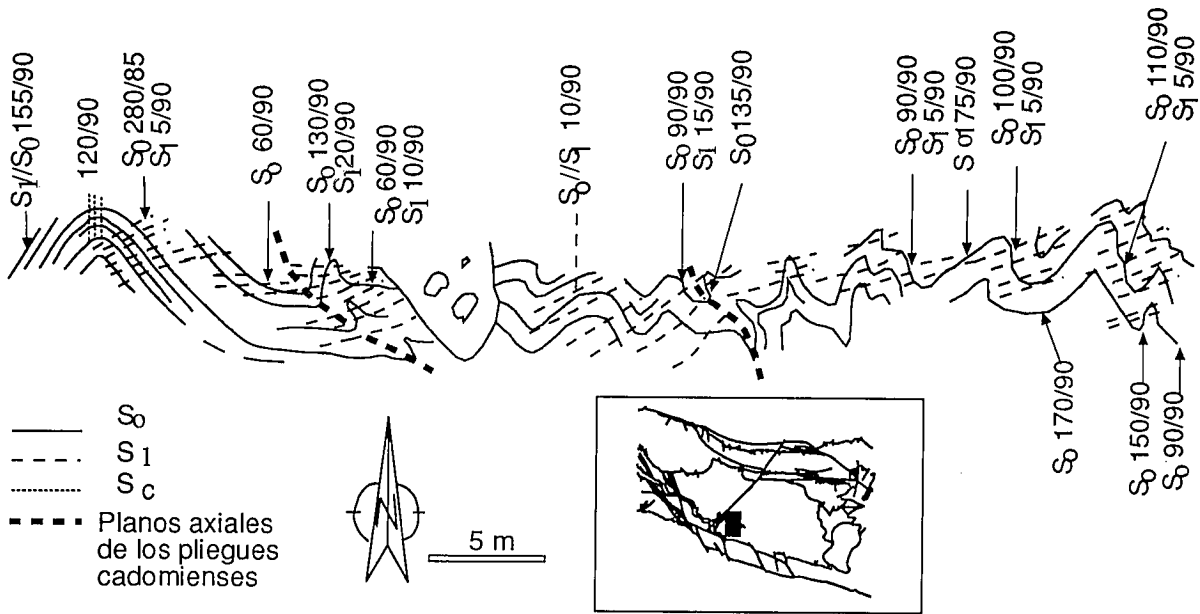


Figura 10.- Esquema estructural de un afloramiento situado en el extremo SO del Domo de Navalpino (Grupo Domo Extremeño), donde se aprecian los pliegues cadomienses cortados por el clivaje S1 y en algunas ocasiones con su plano axial doblado.

nores. En estos flancos no se observa el clivaje S1, por ser paralelo a la superficie de estratificación, de tal manera que en afloramiento no se observa ninguna lineación de intersección (ver capítulo de clivajes). En estos flancos sí se observa el clivaje que se ha denominado de "fractura" (Sf) con una disposición ortogonal a las capas. Este clivaje se interpreta como producido por el reaplastamiento de las capas, previamente plegadas y próximas a la vertical, durante la deformación hercínica (D1). En los flancos cortos, por el contrario, aparecen numerosísimos pliegues fuertemente simétri-

cos, con el clivaje S1 de plano axial y eje también vertical. Estos flancos cortos aparecen tanto a escala cartográfica como de afloramiento (Fig. 11). El origen de estas zonas plegadas que se intercalan entre amplias zonas reaplastadas con el clivaje S1 paralelo a la estratificación no está claro, pues puede tratarse de zonas de flanco corto de pliegues cadomienses que han caído en el campo de acortamiento del elipsoide ligado a la deformación D1 hercínica. Sin embargo, podría tratarse también de fenómenos atribuibles en exclusiva a la deformación D1 y desarrollados en el curso de la pro-

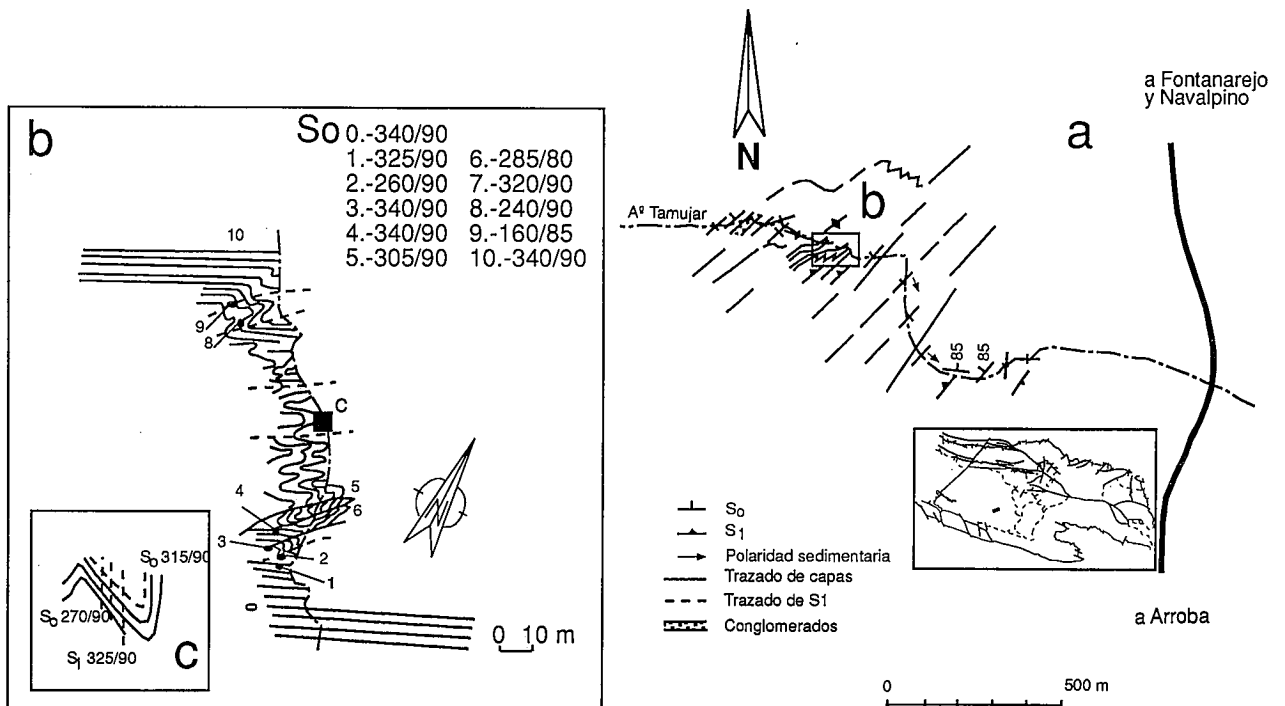


Figura 11.- a) Esquema estructural de una localidad del extremo SE del Domo de Navalpino. Obsérvese la existencia de pliegues hercínicos (D1) con el eje vertical, que alternan flancos largos con el clivaje S1 paralelo a la S0 y flancos cortos replegados. b) Detalle de a). c) Detalle de b).

pia deformación. Estos pliegues guardan un fuerte parecido con los denominados "forelimb folds", descritos por Ray (1991), aunque como este mismo autor reconoce, casi nunca es posible distinguir los producidos en dos fases de plegamiento de los producidos en una sola fase.

Debido al pequeño tamaño del Domo de Navalpino, no se reconoce en él ninguna estructura mayor. Es importante el afloramiento del arroyo Valdehornillo, que es el único que atraviesa la zona. Un esquema de este afloramiento puede verse en la Fig. 5, donde se aprecia la existencia de pliegues de eje y plano axial verticales o muy próximos a esta posición, en los que apenas está desarrollada la foliación S1. Dada la posición del plano axial de estos pliegues, deben de ser hercínicos, reorientados posteriormente por la deformación D2.

La deformación D1 en los materiales del Grupo Ibor-Navalpino. En el Sinforme del Torilejo, los fenómenos producidos por la deformación D1 pueden verse a diferente escala en las Figs 8 y 9. Así, se observa cómo el núcleo del Sinforme del Torilejo se encuentra plegado, inclinándose su eje al N en la parte N del Embalse del Cijara y al S en la parte S de este embalse; este fenómeno evidencia un pliegue anticlinal de trazado NO-SE, correspondiente al propio Anticlinal de Navalpino. En la figura citada en último lugar puede verse, además de la prolongación al E del anticlinal mencionado, toda una serie de pliegues menores asociados a este anticlinal y desarrollados en sus dos flancos, que al interferir con los pliegues previos cadomienses producen figuras de interferencia de tipo 1 y 2 de Ramsay (1967), como ya hemos explicado al tratar de la deformación cadomiense. La posible coexistencia de dos modelos de interferencia (tipos 1 y 2 de Ramsay, 1967) ha sido mostrada por Ghosh y Ramberg (1968) en modelos experimentales y regionalmente por Julivert y Marcos (1973) en la Zona Cantábrica. La aparición de un tipo u otro de interferencia parece estar condicionada principalmente por el mayor o menor grado de apretamiento de los pliegues previos. Los planos axiales de estos pliegues tienen un trazado que varía de NO-SE a O-E (Fig. 8D); en el caso de los ejes, se observa una fuerte dispersión, pero con predominio de los inclinados al O, debido a la inclinación previa al O del flanco oriental del Sinforme del Torilejo (Fig. 8E). Los ángulos entre flancos de estos pliegues varían considerablemente, aunque su distribución presenta un máximo a los 95°. La longitud de onda más común es la hectométrica aunque se encuentran todos los tamaños, desde métricos a cartográficos, como sucede con el Anticlinal de Navalpino.

En el Sinforme de La Dehesa, a lo largo del arroyo San Marcos (Fig. 4b) aparecen numerosos domos y cubetas de interferencia, en los que el plano axial de los pliegues D1 aparece en posición NE-SO, y debido al posterior giro de las estructuras producidas por la cizalla (D2), sus ejes se inclinan tanto al NE como al SO. Llama la atención lo abiertos que suelen ser los pliegues D1, fenómeno que también ocurría en los pliegues cadomienses de esta sinforma.

La deformación D1 en las rocas del Grupo Valdelaca-

sa. El Grupo Valdelacasa aparece en el extremo NE del Anticlinal de Navalpino, en la zona de Fontanarejo, y más al E, en un afloramiento aislado rodeado por materiales ordovícicos, denominado Domo del Alcornocal. El carácter discordante de este grupo sobre el GIN se aprecia claramente en la Fig. 12, donde puede observarse el contacto GV/GIN, presentando los materiales de este último grupo pliegues tanto de edad cadomiense como hercínica.

En la zona de Fontanarejo afloran, dentro del Grupo Valdelacasa, la Brecha de Navalpino y la Fm. Pusa, cuya cartografía puede verse en la Fig. 13. Los buzamientos de estos materiales presentan en general valores medios (Fig. 6C), lo que los diferencia notablemente de los dos grupos infrayacentes. En la Fig. 13 se aprecia que la estructura más notable de la zona es un gran pliegue con la traza orientada N-S (que se corresponde con el propio Anticlinal de Navalpino), orientación que también presenta el clivaje asociado S1. Esta posición anómala del clivaje S1 y de los planos axiales de los pliegues es el resultado de la deformación D2 que afectó a la zona con posterioridad a la etapa que estamos tratando. Esto puede comprobarse siguiendo el trazado de estos mismos pliegues hacia el SO, en los materiales infrayacentes del Grupo Ibor-Navalpino y del Grupo Domo Extremeño, donde puede verse que más al SO, y dibujando un arco adquieren la disposición hercínica normal ONO-ESE (Figs. 2, 7 y 13). Asimismo, en el extremo N del afloramiento, el clivaje S1 vuelve a cambiar hacia posiciones típicas hercínicas (Fig. 13). En conjunto, el Anticlinal de Navalpino dibuja pues una figura en "S", que indica un proceso de cizalla levógira posterior (D2). No obstante, al contrario de lo que ocurre en los materiales infrayacentes en los que, como vimos, existen deformaciones importantes previas a la D1, en el Grupo Valdelacasa los pliegues atribuidos a la deformación D1 son los primeros pliegues originados. En conjunto, los pliegues menores D1 presentan una fuerte dispersión tanto de sus planos axiales como de sus ejes, habiéndose ya descrito sus posiciones. Los ejes, por lo general, no presentan inclinaciones fuertes (<25°). Los ángulos entre flancos de los pliegues menores presentan un valor modal en torno a 105°.

En el Domo del Alcornocal (Fig. 2) aparecen el techo de la Fm. Pusa y la Fm. Azorejo, que no afloraba en la zona de Fontanarejo, conformando un amplio anticlinal de trazado NO-SE que se corresponde con el Anticlinal de Navalpino, el cual discurre bajo la cobertura ordovícica despegada desde la zona de Fontanarejo, y aflora aquí con dirección claramente hercínica, como corresponde a la prolongación de la rama N de la doblez en "S" trazada por el Anticlinal de Navalpino en la zona de Fontanarejo.

La deformación D1 en las rocas ordovícicas. El principal resultado de la deformación D1 en estos materiales son los pliegues, destacando la gran forma anticlinal de Navalpino. Se trata de un pliegue de traza axial ONO-ESE, con cierta tendencia E-O en su parte oriental, con flancos amplios, generalmente rectos que buzanan una media de 45° tanto al N como al S y una zona de char-

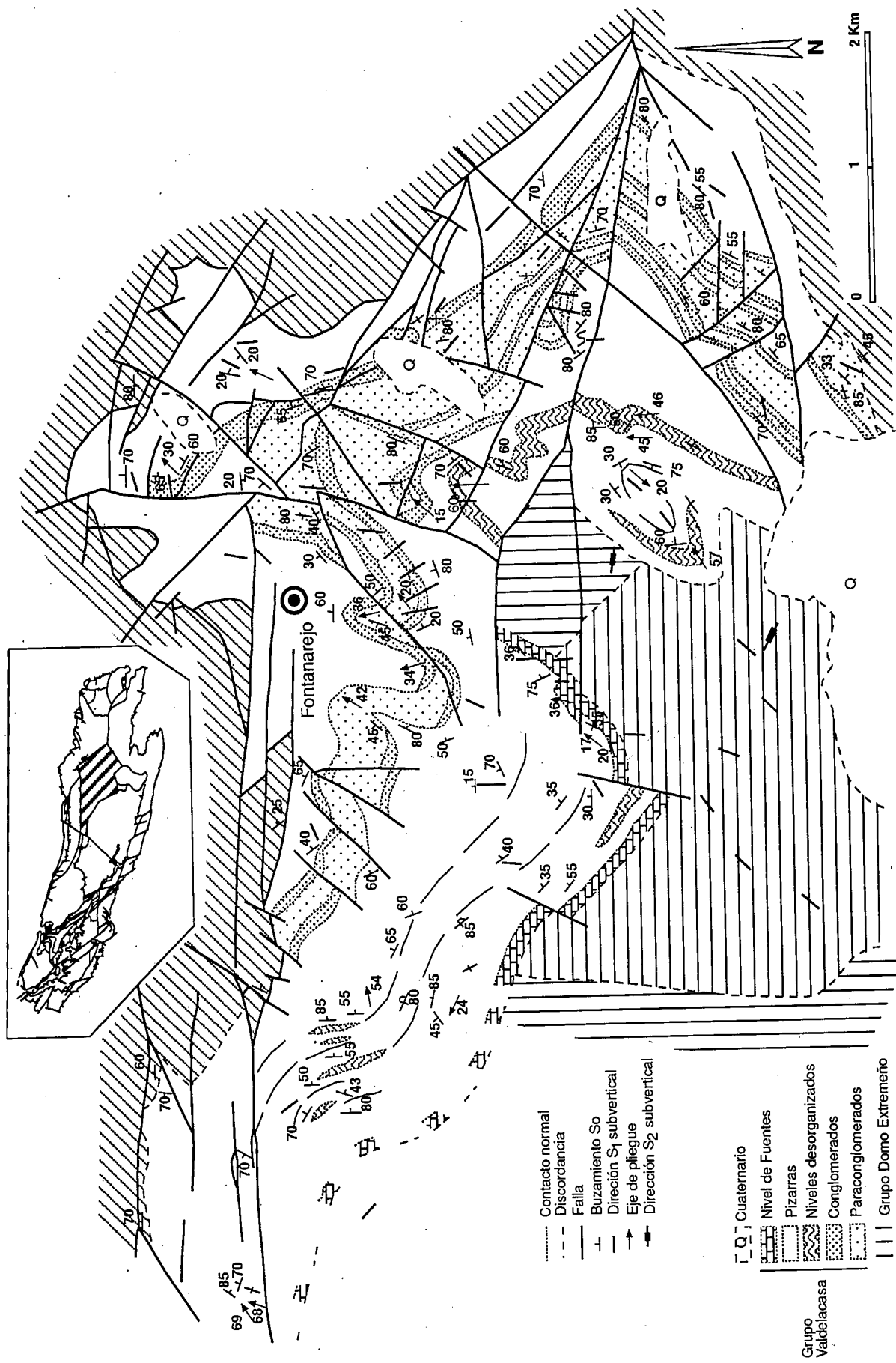


Figura 13.- a) Esquema estructural del Grupo Valdelacasa en el área de Fontanarejo.

logía, pues cuanto más pizarrosa es ésta, más frecuente es el carácter penetrativo. A este respecto, llama la atención el que los casos más penetrativos se den en el Grupo Valdelacasa y sobre todo en el Ordovícico, en contraposición a los Grupos Ibor-Navalpino y Domo Extremeño, que ocupan una posición estructuralmente inferior, siendo la única causa que se ha encontrado para ello, la diferencia litológica entre estas unidades, pues parece que pizarras más puras, es decir de grano más fino, se encuentran con más frecuencia en los dos conjuntos litológicos superiores. En algunos casos, este clivaje se sobrepone al cadomiense (Sc), presentando entonces las características de un clivaje de crenulación.

El clivaje Sf. Aparece en el borde SE del Domo de Navalpino, en materiales del GDE. Ejemplos similares se han denominado "clivaje de fractura" (Foster y Hudleston 1986). Se caracteriza por definir una anisotropía planar penetrativa a escala de afloramiento, perpendicular a la estratificación y a los planos axiales de los pliegues, lo que lo diferencia claramente de los clivajes normales que suelen ser de plano axial. Así, este clivaje se desarrolla en los flancos largos reaplastados de los pliegues hercínicos asimétricos D1 ya descritos, donde el clivaje S1 no se aprecia a simple vista por ser paralelo a la estratificación, y por tanto es subperpendicular a los planos axiales de los pliegues menores desarrollados en el flanco corto. Este clivaje está constituido por diaclasas extensivas, desarrolladas exclusivamente en niveles arenosos competentes, y sus superficies abiertas se encuentran normalmente rellenas de cuarzo, pero también de óxidos de Fe y Mg.

La deformación D2. En la zona estudiada las estructuras que se desarrollan en relación con esta fase corresponden a cizallas subverticales. Esta etapa está representada en todo el Anticlinal de Navalpino, pero con especial intensidad en su mitad oriental. Corresponde a una cizalla de dirección 25/90 y de carácter levógiro. Los materiales del Anticlinal de Navalpino se comportan frente a la deformación D2 de dos maneras diferentes. Por un lado, los materiales preordovícicos responden a esta deformación con importantes fenómenos de plegamiento y fracturas asociadas. Esto se evidencia por la forma en "S" trazada por el Anticlinal de Navalpino en la zona de Fontanarejo (Fig. 13), flexión que también afecta a los grupos Domo Extremeño e Ibor-Navalpino (véase la orientación que presentan los planos axiales de los pliegues cadomienses en el Informe de la Dehesa en la Fig. 4). Por el contrario, en el Ordovícico se forman casi exclusivamente fracturas. Esta diferencia de comportamiento puede explicarse como debida al diferente grado de competencia de los materiales que forman ambas series, y origina un problema de compatibilidad en el contacto GV/Ordovícico que se resuelve en el sector mencionado y en la prolongación del flanco N del anticlinal con la aparición de un despegue entre ambos materiales, como puede verse en la carretera Arroba-Navalpino a 500 m de este último pueblo. La existencia del despegue viene también indicada por la diferente orientación que en ambos materiales muestran el clivaje S1 y los pliegues D1.

Asociado a la flexión producida en los materiales preordovícicos aparece un clivaje de crenulación muy poco desarrollado (S2) con orientación constante en torno a 30/90.

Las deformaciones tardías.

Con posterioridad a los episodios de deformación que se acaban de describir, se desarrolla una ancha (más de 1 km) y larga zona de cizalla frágil vertical que afecta tanto al flanco N como al S del Anticlinal de Navalpino en su parte occidental (Fig. 2), constituida por varias fallas cuyo trazado es más rectilíneo en los materiales ordovícicos y más anastomosado en los precámbricos. Esta zona de fractura afecta al extremo NO del anticlinal (Fig. 2), para pasar después al flanco S mediante un trazado NO-SE. En el flanco S del Anticlinal de Navalpino, esta zona de fractura presenta una fractura asociada que se desvía con dirección ONO-ESE y, transcurriendo a lo largo del Embalse del Cijara, llega a cortar otra vez al flanco S en la parte central del anticlinal referido.

Cuando la fractura o zona de falla afecta al flanco S, es claramente observable su movimiento dextrógiro, que para cada una de las fallas descritas en el flanco S, presenta un movimiento cercano al kilómetro. Dada su orientación y movimiento esta fractura no es compatible con la zona de cizalla que produce la deformación D2, y al afectarla de forma clara debe ser considerada como un evento posterior.

Las deformaciones pre-hercínicas en los otros anticlinales de la Zona Centroibérica

A escala regional, el Anticlinal de Navalpino se encuentra rodeado por otros grandes pliegues hercínicos, en cuyos núcleos anticlinales afloran extensamente materiales pre-ordovícicos. Existen pocas referencias en la literatura geológica sobre la distribución y características de las deformaciones pre-hercínicas en estos materiales. En este apartado pretendemos establecer las posibles correlaciones de las distintas deformaciones pre-hercínicas que aparecen en el Anticlinal de Navalpino, con los otros anticlinales de la rama sur de la ZCI.

Respecto a la Deformación pre-Vendiense Superior, no existe en toda la ZCI ninguna referencia que mencione sus características. Su presencia viene en cambio corroborada por la existencia de la discordancia entre los materiales de los grupos Domo Extremeño e Ibor-Navalpino, la cual está generalizada en la mitad sur de la ZCI, extendiéndose a los anticlinales de Alcudia, Esteras, Abenójar y Domo de Las Hurdes (Palero, 1991; Ortega y Gonzalez Lodeiro, 1986; Ortega y otros 1988 y Robles Casas y Alvarez-Nava, 1988). En el Anticlinal de Valdelacasa, aunque no ha sido descrita formalmente por el momento la presencia de la discordancia mencionada anteriormente, es muy probable que esta se encuentre en el contacto entre las Limolitas del Cubilar y las Areniscas y Pizarras del Estomiza (Pardo Alonso y Santamaría 1992), dado que la segun-

da formación mencionada presenta una gran abundancia de pliegues de eje vertical que no se observan nunca en la primera.

Asimismo era desconocida hasta el momento la extensión regional de la deformación cadomiense y sus posibles variaciones. La etapa distensiva representada en el Anticlinal de Navalpino por la Falla del Torilejo, parece ser de importancia regional teniendo continuación tanto hacia el N, como hacia el S. Hacia el N la Falla del Torilejo continúa por el flanco SO del Anticlinal de Valdelacasa en el contacto entre rocas ordovícicas y pre-ordovícicas hasta la zona de La Peraleda, donde las calizas del mismo nombre, claramente atribuibles al Grupo Ibor-Navalpino en facies similares a las descritas aquí como pertenecientes a la serie del Castillejo, se encontrarían separadas de las anteriormente citadas Limolitas del Cubilar, que correlacionamos con el GIN en facies similares a las de la Serie del Torilejo (Fig. 14). Hacia el S, la continuación de la Falla del Torilejo se encuentra desplazada hacia el SO mediante dos fallas "transfer" (Gibbs 1984) que separan los materiales del GIN en los anticlinales del Esteras y de Abenójar, que a pesar de su proximidad geográfica presentan rocas del GIN en facies muy diferentes. En el Anticlinal del Esteras, las rocas del GIN son similares a las descritas en el Anticlinal de Navalpino como pertenecientes a la Serie del Torilejo, con ausencia casi total de rocas calcáreas, mientras en el segundo de los anticlinales citados, las calizas de plataforma son abundantísimas, lo que las hace comparables a la serie del Castillejo de este trabajo (Fig. 14).

La etapa compresiva de la deformación cadomiense se encuentra representada, además de en el Anticlinal de Navalpino, en el Anticlinal del Esteras, en donde la forma cartográfica que presentan los materiales del GIN, indica la presencia de un gran sinforme cuyo eje y plano axial presentan una orientación coherente con la que presentan los pliegues de esta deformación en el Anticlinal de Navalpino. En el anticlinal de Abenójar, esta deformación también se halla presente, aunque aquí por el momento tan sólo se han reconocido pliegues a escala de afloramiento en ocasiones acompañados de clivaje cadomiense. En la zona del borde NO del Domo de las Hurdes (Robles Casas y Alvarez-Nava, 1988) aparecen pliegues con leve desarrollo de un clivaje de plano axial atribuibles a esta deformación. En el Anticlinal de Valdelacasa no existen actualmente

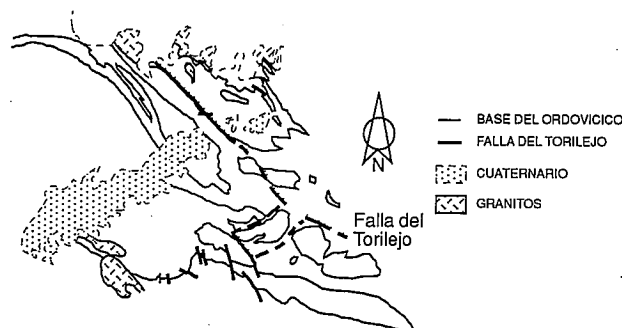


Figura 14.- Trazado regional propuesto para la prolongación de la Falla del Torilejo. Véase situación en Fig. 1.

referencias sobre esta deformación; sin embargo, las observaciones del autor de este trabajo indican que existe un plegamiento de edad precámbrica, lo que unido al hecho de que la mayoría de los pliegues, sobre todo en las Limolitas del Cubilar ya citadas, presentan ejes poco inclinados (Pardo, comunicación personal), indica que no se trata de la deformación pre-Vendiense superior, sino de la deformación cadomiense. Existen por último zonas donde los materiales del GIN no parecen estar afectados por esta deformación, como son la zona de La Serena (Pieren y otros, 1991). A falta de estudios estructurales detallados, tan sólo podemos indicar que, posiblemente esta deformación tenga una distribución controlada por el trazado de la falla distensiva.

La presencia de una deformación paleozoica pre-Ordovícica sólo puede afirmarse con seguridad en las zonas donde los materiales ordovícicos reposan sobre los del Grupo Valdelacasa. En todas estas zonas el contacto entre ambos grupos de materiales es discordante, evidenciando la presencia de esta deformación. Su carácter parece ser siempre el de un basculamiento leve, aunque en ocasiones lleve asociado alguna flexión, normalmente muy suave, como en el Anticlinal de Valdelacasa (Moreno, 1974, 1977; Pardo y Robles, 1988) y posiblemente en el Sinclinal de Tamames (Díez Balda, 1986).

Conclusiones

La estructura del Anticlinal de Navalpino está producida por la actuación superpuesta de cuatro episodios de deformación. El más antiguo, denominado pre-Vendiense superior, afecta exclusivamente a los materiales del Grupo Domo Extremeño, y produjo probablemente pliegues de gran longitud de onda de los que, dados los fenómenos de plegamiento posteriores, tan sólo se ha podido evidenciar con seguridad un flanco de orientación E-O y alta inclinación.

Le sigue el ciclo Cadomiense, que afecta tanto al Grupo Domo Extremeño, como al Grupo Ibor-Navalpino. Está constituido por una etapa inicial distensiva representada por la actuación sinsedimentaria de la Falla del Torilejo, de orientación NO-SE, y que condiciona tanto el gran espesor como el tipo de facies, más profundo, que presentan los materiales del Grupo Ibor-Navalpino en la parte oriental del anticlinal. Posteriormente tiene lugar una etapa compresiva con formación de pliegues de plano axial aproximadamente N-S, subperpendiculares al trazado de la Falla del Torilejo, acompañados en ocasiones por un clivaje de plano axial. Los ejes de estos pliegues aparecen verticales en los materiales del Grupo Domo Extremeño, y subhorizontales en los del Grupo Ibor-Navalpino.

Entre el Cámbrico inferior y el Ordovícico inferior tiene lugar la deformación paleozoica pre-ordovícica, que consiste en un basculamiento en dirección NE de unos 5 a 10°.

La deformación hercínica consta de dos etapas principales. La primera produce pliegues de orientación ONO-ESE a todas las escalas, con un clivaje de plano axial generalizado (S1). En cada uno de los grupos li-

tológicos los efectos producidos por este plegamiento son diferentes. Así, en las rocas del Grupo Domo Extremeño se produce un replegamiento de los pliegues cadomienses también con eje vertical, y a veces pliegues asimétricos con el flanco largo reaplastado (el clivaje S1 paralelo a la estratificación y formación de clivaje de fractura) y el flanco corto con gran abundancia de pliegues hercínicos de eje vertical. En el Grupo Ibor-Navalpino se producen figuras de interferencia sobre todo de tipo 1, pero en ocasiones también de tipo 2 entre los pliegues cadomienses y hercínicos. En el Grupo Valdelacasa se producen pliegues de trazado ONO-ESE, de eje subhorizontal o ligeramente inclinado hacia el E debido al basculamiento preordovícico previo. Por fin, en los materiales ordovícicos tiene lugar la formación del Anticlinal de Navalpino que consiste en una amplia estructura de orientación normal con flancos inclinados unos 45° y una amplia zona de charnela con alguna flexión menor asociada.

La segunda etapa hercínica consiste en fenómenos de cizalla subvertical levógira de orientación ligeramente oblicua al trazado de los pliegues hercínicos anteriores. Principalmente se desarrolla en el flanco N del anticlinal y sobre todo en la parte oriental del mismo. En los materiales preordovícicos, dado su carácter más pizarroso, produce un replegamiento en "S" de las estructuras previas, con su flanco corto orientándose N-S, fenómeno acompañado de fracturas de diverso tipo y de un débil clivaje de orientación constante 30/90. En los materiales ordovícicos, por lo general más competentes, se producen tan sólo fracturas, normalmente verticales y levógiras. Entre estas fracturas destaca el despegue entre materiales ordovícicos y preordovícicos que tiene lugar en la base de los últimos. Finaliza este episodio con algunas fracturas tardías, verticales y dextrógiras de orientación NNO-SSE que afectan a la parte occidental del anticlinal.

Los cuatro episodios de deformación presentes en este anticlinal presentan una distribución coherente en el resto de los grandes anticlinales de la mitad sur de la Zona Centroibérica. La deformación cadomiense sin embargo presenta algunas anomalías, pues dado su carácter parece que tiende a amortiguarse en las zonas no afectadas por su etapa distensiva, que regionalmente tiene una distribución lineal en dirección NO-SE.

Bibliografía

- Alvarez-Nava, H., García Casquero, J.L., Gil-Toja, A., Hernández-Urroz, J., Lorenzo Alvarez, S., López Díaz, F., Mira López, M., Monteserín, V., Nozal, F., Pardo, M.V., Picart, J., Robles Casas, R., Santamaría, J. y Solé, F.J. (1988).- Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbrico de la mitad suroriental de la Zona Centroibérica. *Comunicaciones II Congr. Geol. de España*, I, 19-22.
- Alvarez-Nava, H. y Robles-Casas, R. (1988).- Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteaguinaldo-Pastores, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). *Comunicaciones II Congr. Geol. de España*, II, 99-102.
- Bastida, F. (1981).- La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, 3-14.
- Bouyx, E. (1970).- Contribution a l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz), *Mem. I.G.M.E.*, t. 73, 263 pp. Madrid.
- Crespo, V. y Rey, J. (1972).- Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. y Min.*, 82, (6), 512-515.
- Crespo, V. y Tamain, F. (1971).- Mise en evidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudia de la sierra Morena centrale (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272, 68-690.
- Díez Balda, M.A. (1986).- El complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. *Ed. Universidad de Salamanca*. Salamanca.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990a).- Structure, Autochthonous Sequences of Central Iberian Zone. in R.D.Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. 172-188, Springer Verlag, Berlin.
- Díez Balda, M.A., García Casquero, J.L., Monteserín, V., Nozal, F.B., Pardo, M.V. y Robles, R. (1990b).- Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al sur de Salamanca (Zona Centro Ibérica). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 3 (1-2), 117-125.
- Foster, M.E. y Hudleston, P.J. (1986).- Fracture cleavage in the Duluth Complex, northeastern Minnesota. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 85-96.
- Gibbs, A. D. (1984).- "Structural evolution of extensional basin margins" *J Geol. Soc. London*, 141, 609-620.
- Ghosh, S.K. y Ramberg, H. (1968).- Buckling Experiments on Intersecting Fold Patterns. *Tectonophysics*, 5 (2), 89-105.
- Julivert, M. y Marcos, A. (1973).- Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain). *Am. Jour. of Science*, 273, 353-375.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L.S. (1972).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000. *I.G.M.E*
- López Díaz, F. (1991).- Características de la primera fase (distensiva) hercínica en la Sierra de San Pedro (Cáceres-Badajoz). *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, Coruña, 16, 53-63.
- López Díaz, F. (1992a).- Evolución estructural del Anticlinal de Navalpino. *Tesis Doctoral*. Universidad de Oviedo. 144pp. (inédita).
- López Díaz, F. (1992b).- Cizallas frágiles Hercínicas en los Anticlinales de Valdelacasa y Navalpino (Zona Centroibérica, España). *III Congreso Geológico de España*. Simposios t.2, pp.395-404. Salamanca.
- McDougall, N., Brenchley, P.J., Rebelo, J.A. & Romano, M. (1987).- Fans and fan deltas - precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in Western Iberia. *Geol. Mag.* 124(4), 347-359.
- Moreno F. (1974).- Las Formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. y Min.*, 85 (4), 396-400.
- Moreno, F. (1977).- Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid.
- Nozal, F. y Martín Serrano, A. (1989).- Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja nº 709 (15-35) (Anchuras). Memoria explicativa por F. Nozal y A. Martín-Serrano (1989). *Instituto Tecnológico Geominero de España*.
- Ortega, E. y González Lodeiro, F. (1986).- La discordancia intra-Alcudiense en el dominio meridional de la Zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astúrica*. 27,27-32.
- Ortega, E., Hernández Urroz y González Lodeiro, F. (1988).- Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centroibérica. *II Congreso Geológico de España*. Simposios pp. 85-89.
- Palero, F. (1991).- Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del valle de Alcudia. (Sector meridional de la Zona Centroibérica). Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca.
- Pardo Alonso, M.V. y Santamaría Casanovas, J. (1992).- El Precámbrico del Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, Zona Centroibérica). Un puzzle en vías de resolución. *III Congreso Geológico de España*, Actas t.1, 175-179, Salamanca.
- Pieren Pidal, A.P., Herranz Araujo, P., García Gil, S. (1991).- Evolución de los depósitos continentales del Proterozoico Superior en "La Serena", Badajoz (Zona Centroibérica). *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, Coruña, 16, 179-191.
- Ramsay, J.G. (1967).- Folding and Fracturing of Rocks. *McGraw-Hill*, New York, 568 pp.

- Ray, S.M. (1991).- Significance of forelimb folds in the Shumar allochthon, Lesser Himalaya, eastern Bhutan., *Jour. Struc. Geol.* 13,4, 411-418.
- Robles Casas, R. y Alvarez-Nava, H. (1988).- Los materiales precámbrico-cámbricos del domo de los Hurdes: existencia de tres series sedimentarias separados por discordancias, SO de Salamanca (Zona Centro-Ibérico). *Comunicaciones II Congr. Español de Geol.*, I, 185-188.
- Roy, A.B. (1978).- Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: a study from the Hunsrückschiefer. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 1755-1785.
- San José, M.A. de (1984).- Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Badajoz y C. Real, España Central). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 81-117.
- San José, M.A., Pieren, A. P., García-Hidalgo, J.F., Vilas, L., Herranz, P., Peláez, J.R. y Perejón, A. (1990).- Ante-Ordovician stratigraphy, autochthonous sequences of the Central Iberian Zone, in R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 147 -159. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

*Recibido el 25 de febrero de 1993; aceptado el manuscrito
revisado el 20 de octubre de 1993*