

ESTUDIO ESTRUCTURAL DE LAS HOJAS

529, 530, 531, 599, 600,

601, 602, 624, 625 y 626

DEL MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E= 1:50.000 (2ª Serie)

Autores:

L.M. MARTIN PARRA (EGEO S.L.)

J. MARTINEZ-SALANOVA (EGEO S.L.)

Asesores:

Mª.A. DIEZ BALDA (Univ. Salamanca)

F. GONZALEZ LODEIRO (Univ. Granada)

Marzo, 1993



1 INTRODUCCION

El presente trabajo forma parte, como Información Complementaria, del "Proyecto de estudio geológico a escala 1:50.000 de las hojas números: 529, 530, 531, 599, 600, 601, 602, 624, 625, 626, 655, 656, 657, 658 y estudios complementarios" del Instituto Tecnológico GeoMinero de España, y complementa a otro previo, elaborado en una fase anterior del mismo proyecto (GUTIERREZ ALONSO y MARTIN PARRA, 1990).

En el presente estudio se hace referencia a dos zonas separadas geográficamente:

La situada mas al norte se ubica, en su gran mayoría, en la provincia de Avila, si bien una pequeña parte en el oeste de la misma pertenece a la provincia de Salamanca. Abarca las hojas topográficas a escala 1:50.000 de Santa María del Berrocal (529), Vadillo de la Sierra (530) y Avila de los Caballeros (531), situadas en el borde norte del Sistema Central, al norte de la Sierra de Gredos. Incluye totalmente la Depresión de Amblés y en el borde oeste parte de la Depresión del Corneja y del borde sur de la Depresión del Duero.

La zona situada mas al sur se sitúa principalmente en las provincias de Toledo y Cáceres y, en un pequeño sector de su parte norte, en la provincia de Avila. Abarca las hojas topográficas a escala 1:50.000 de Jaraíz de la Vera (599), Villanueva de la Vera (600), Navamorcuende (602), Navalморal de la Mata (624), Lagartera (625) y Calera y Chozas (626), situadas en el sector oeste de la Depresión del Tajo, incluyendo casi toda la Depresión de Campo Arañuelo, el sector sur de la Sierra de Gredos y una pequeña parte del borde noreste de los

Montes de Toledo.

Geológicamente ambas zonas están incluidas en el Macizo Hercínico peninsular, concretamente en un sector de la Zona Centroibérica (JULIVERT et al., 1972) y en las cuencas del Duero (en el norte) y del Tajo (en el sur).

Las rocas existentes en estas áreas pertenecen a épocas diversas, que van desde posiblemente el Precámbrico hasta el Cuaternario.

Existen diversos trabajos de interés de índole regional o local, que han estudiado y discutido estas áreas.

Entre estos se encuentran para la Zona Norte: CAPOTE y VEGAS (1968), BARD et al. (1970), CAPOTE (1971, 1973, 1985), CAPOTE et al. (1977, 1981, 1982), FRANCO (1974, 1980, 1981), FRANCO y GARCIA DE FIGUEROLA (1986), FRANCO y SANCHEZ GARCIA (1987, 1988), GARCIA DE FIGUEROLA y CARNICERO (1973), GARCIA DE FIGUEROLA et al. (1980, 1983), APARICIO et al. (1975), ARENILLAS et al. (1975), UBANELL (1976, 1981a y b, 1982), UBANELL et al. (1984), UBANELL y DOBLAS (1988), GARZON (1972, 1980), GARZON et al. (1981), DIEZ BALDA (1982, 1983, 1986), DIEZ BALDA et al. (1990, a y b), BEA (1982, 1985), BEA y MORENO VENTAS (1985a y b), NUEZ et al. (1982), VILLASECA et al. (1983), ALVAREZ NAVA y ROBLES CASA (1988) y VEGAS et al. (1990), entre otros.

Para la Zona Sur, entre otros, son de interés los trabajos de GARCIA DE FIGUEROLA (1950, 1958), HERNANDEZ-PACHECO (1950, 1962), BARD et al. (1970), MARTIN ESCORZA (1971), GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1971), ARIBAS y

JIMENEZ

(1972), UGIDOS (1973, 1974a, b, c, d, 1976, 1980, 1981a, 1988), UGIDOS y FERNANDEZ LAGUNA (1973), UGIDOS y BEA (1976, 1979), UGIDOS et al. (1989), CASQUET (1975), CASQUET et al. (1988), GARZON et al. (1976), GARZON (1977), UBANELL (1977, 1981a y b, 1982), UBANELL y DOBLAS (1988), CAPOTE et al. (1977, 1981, 1982), MARTIN HERRERO y BASCONES (1984), VEGAS et al. (1986, 1990), VEGAS y SURIÑACH (1987), DOBLAS (1987, 1988, 1990a y b, 1991), DOBLAS et al. (1983, 1988), DOBLAS y RUBIO (1989), DOBLAS y UBANELL (1991), DIEZ BALDA et al. (1990, b) y DIEZ MONTES y LOPEZ PLAZA (en prensa).

1.1 CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS DOS ZONAS ESTUDIADAS

El área de estudio está dividida en dos zonas geográficamente separadas y con ciertas diferencias litológicas y estructurales. Debido a ello, en la realización de este trabajo, se han elaborado dos mapas a escala 1:200.000 (Figs. 1 y 2) en los que se refleja la estructura general de las dos zonas, con los accidentes tectónicos descritos. Están basados en la cartografía de las Hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 recientemente realizadas que los componen, y objeto del presente estudio.

La zona situada mas al norte se ha denominado Zona Norte e incluye tres hojas topográficas a escala 1:50.000 (529, 530 y 531), mientras que la otra zona ha sido denominada Zona Sur e incluye siete hojas a escala 1:50.000 (599, 600, 601, 602, 624, 625 y 626). Su situación geográfica fue ya descrita en el capítulo anterior.

1.1.1 ZONA NORTE

Se caracteriza principalmente por el predominio de granitoides tardi a postcinemáticos hercínicos, principalmente adamellitas biotíticas, cortados por varios haces de diques, principalmente de pórfidos, así como de aplitas y microdioritas que llevan una dirección media E-O.

Estos granitoides intruyen por el oeste y el norte a una serie de metasedimentos y ortoneises de edad Precámbrico - Cámbrico inferior y en su sector este a grandes megaenclaves constituidos por metasedimentos y ortoneises de edad probablemente precámbrica (Macizos de La Cañada y Sierra de Yemas).

Este conjunto fundamentalmente granítico está atravesado por un gran dique de gabro, de relevancia a escala peninsular, denominado Dique de Plasencia-Alentejo, que lleva una dirección NE-SO y por dos conjuntos de diques de lamprófidos y sienitas situados, uno en el sector este de la Zona Norte (área de El Herradón de Pinares) con direcciones entre NNE-SSO y NNO-SSE y otro en el sector central de la Zona (Puerto de las Fuentes) con direcciones NO-SE a NNE-SSO. Estos diques (gabro, lamprófido y sienita) están relacionados con actividad ígnea mesozoica.

Otra característica importante es la presencia de cuencas terciario-cuaternarias, rodeadas de materiales graníticos y cuyos bordes son tectónicos, principalmente fallas inversas alpinas (Depresiones de Amblés y del Corneja).

1.1.2 ZONA SUR

Se caracteriza por la amplia presencia en los sectores central y sur de la zona de materiales terciarios y cuaternarios, que forman parte del sector oeste de la depresión del Tajo (Fig. 2). Los límites de esta cuenca con los materiales hercínicos circundantes son, generalmente, fallas, en buena parte inversas, alpinas.

Los materiales hercínicos de los bordes de esta cuenca están constituidos principalmente por granitoides. Estos son en su mayoría (sectores central y oeste del borde norte y los presentes en el borde sur) granitoides sincinemáticos, tanto de dos micas, como biotíticos mas o menos porfídicos, afectados por una deformación posiblemente de D2 o D3 hercínica y por un metamorfismo que alcanza en amplias áreas el alto grado, con migmatización importante asociada, posteriormente a D3, llegando a generarse los granitoides para autóctonos (inhomogéneos) con ellos relacionados (Fig. 2).

En el sector noreste de la zona están representados fundamentalmente granitoides tardicinemáticos, principalmente biotíticos.

Intruidos por estos granitos se encuentran afloramientos asociados de metasedimentos, en general en forma de megaenclaves, y principalmente constituidos por esquistos y metaareniscas feldespáticas, si bien en el afloramiento de Montesclaros y algún otro de menor entidad afloran mármoles. De su edad, en su mayoría, sólo se puede decir que son preordovícicos, pues la deformación y metamorfismo sufrido, alcanzando la migmatización, no permiten mas precisión.

En esta zona es característica la presencia de varias bandas de cizalla dúctil-frágiles tardihercínicas extensionales, con movimientos de bloque de techo tanto al norte como al sur, así como alguna menor de desgarre subvertical.

1.2 CORRELACION CON OTRAS AREAS

El conocimiento estructural de otras áreas del Orógeno Hercínico peninsular con características similares a estas zonas es muy importante a la hora de explicar las características y evolución de la zona.

La Zona Norte es correlacionable fácilmente con áreas situadas al este de la misma, como es la Sierra de Guadarrama.

La Zona Sur es en su mayoría correlacionable con otras áreas vecinas de la Zona Centroibérica, en las cuales aparece gran profusión de granitoides, así como metasedimentos, todos ellos afectados por una deformación intensa y metamorfismo de alto grado hercínicos, con migmatización parcial o extensa y generación de granitoides de anatexia autóctonos o parautoctonos; como el Domo Migmatítico de Toledo, situado al este, el área de la Peña Negra, mas al norte (en la Sierra de Gredos) o el Domo de Vitigudino (en la región de Salamanca).

Estas correlaciones son especialmente útiles a la hora de interpretar la estructura general del área e incluirla en la estructura general de la Zona Centroibérica.

2 DEFORMACIONES PREHERCINICAS

Aparte de las deformaciones Hercínica y Alpina, responsables en su mayor parte de la disposición actual de las rocas en estas zonas, se puede reconocer,

puntualmente, en ellas, y, con mayor extensión, en áreas adyacentes, un evento prehercínico que produce deformación.

2.1 DEFORMACION SARDICA

Esta deformación se pone de manifiesto, principalmente en áreas vecinas, por la existencia de una discordancia que pone en contacto rocas del Ordovícico inferior con rocas cámbricas y precámbricas diferentes.

Así en la Hoja de El Espinar (507), situada inmediatamente al noreste de la Hoja de Avila de los Caballeros (531), de la Zona Norte, BELLIDO et al. (1991) ponen de manifiesto, en el afloramiento de Ojos Albos, la existencia de una discordancia angular entre los metasedimentos ordovícicos y los infrayacentes (Capas del Mediana), debida a los movimientos sárdicos.

Por otra parte en la vecina Hoja de Gálvez (656), situada en el sureste de la Zona Sur, norte de los Montes de Toledo, MARTIN PARRA et al. (en prensa, a) reconocen una discordancia en esta misma posición estratigráfica, sobre la que se sitúa inmediatamente por encima un conglomerado polimíctico de potencia variable.

En las vecinas Hojas de Jaraicejo (652), Valdeverdeja (653) y El Puente del Arzobispo (654) situadas al sur de la Zona Sur MONTESERIN y PEREZ ROJAS (1985, 1987) y OLIVE et al. (1989) ponen de manifiesto la existencia de una discordancia entre el Ordovícico inferior y materiales Véndico-Cámbricos.

La naturaleza de esta deformación en las áreas vecinas citadas es similar a la descrita para edades similares en todo el Macizo Hercínico, es decir un ligero basculamiento, cuyo origen podría estar en relación con una

tectónica extensional de margen continental adelgazado. No se observan estructuras penetrativas ligadas a estos movimientos.

En ninguna de las dos zonas que aquí se estudian se ha observado esta discordancia, debido a la escasez de materiales Ordovícicos, así como a la intensa deformación a que han sido sometidos los materiales preordovícicos y ordovícicos. De todos modos la existencia de algunos afloramientos ordovícicos y de materiales precámbrico-cámbricos, y su presencia en áreas vecinas, nos lleva a suponer que ambas zonas debieron sufrir los movimientos sárdicos.

3 OROGENIA HERCINICA

3.1 INTRODUCCION

La disposición general de los metasedimentos preordovícicos y ordovícicos así como de los granitoides, de estas dos zonas, está principalmente conformada por estructuras originadas durante la Orogenia Hercínica, con diversos estilos y grados de deformación.

Se han reconocido en estas áreas la existencia de tres fases de deformación principales, así como dos de replegamiento suave y diversas etapas de cizallamiento dúctil-frágil y fracturación frágil tardías.

Las rocas metasedimentarias y los ortoneises prehercínicos están afectados por todas las deformaciones debidas a la Orogenia Hercínica, mientras que los granitoides sincinemáticos y tardicinemáticos sólo están afectados por parte de ellas.

3.2 PRIMERA FASE DE DEFORMACION (D1)

3.2.1 ZONA NORTE

Los afloramientos de rocas metasedimentarias y ortoneises de esta zona se encuentran situados en dos dominios estructurales diferentes de la Zona Centroibérica, según la división de DIEZ BALDA et al. (1990, b). Así los situados en el sector noroeste de la Hoja de Santa María del Berrocal (529) y el sector sur del afloramiento de El Muñico (Hoja de Vadillo de la Sierra, 530), pertenecen al Dominio de los Pliegues Verticales, mientras que los afloramientos metamórficos del sector este de la Zona Norte, pertenecientes al Macizo de la Cañada (Hoja de Avila de los Caballeros, 531), se incluyen en el Dominio de los Pliegues Recumbentes.

En los afloramientos pertenecientes al Dominio de los Pliegues Verticales en la Zona Norte, las deformaciones de Primera Fase Hercínica (D1) son poco reconocibles, debido a la intensidad de la Segunda Fase, que llega a obliterarlas, siendo observables solo localmente.

Al oeste de esta Zona Norte se encuentra mejor representada, observándose pliegues de dirección NO-SE de plano axial subvertical, y

ejes subhorizontales (en los materiales Ordovícicos), de gran longitud de onda (varios kilómetros). Llevan asociada una foliación subvertical de plano axial (S1) de tipo slaty cleavage (DIEZ BALDA, 1982, 1986).

En los afloramientos pertenecientes al Dominio de los Pliegues Recumbentes, en el Sistema Central, se produce durante el transcurso de D1 una deformación penetrativa continua, que afecta a todas las rocas metamórficas existentes, en un régimen con fuerte componente de cizalla simple subhorizontal, con vergencia al E (MACAYA et al., 1991). Unicamente en el borde noreste de la Zona Norte, en el Afloramiento de Ojos Albos (Capas del Mediana) situado al norte de la Falla de la Cruz de Hierro, se observan deformaciones atribuidas a esta fase. Estas consisten en una foliación muy penetrativa de tipo schistosity, que es la principal, si bien localmente puede aparecer reaplastada por D2. Lleva una dirección entre N30°E y N70°E, con buzamientos entre 30° y 45° al SE. En los planos de S1 se observa una lineación mineral definida por biotita que lleva una dirección entre N134°E y N150°E, con inmersión entre 30° y 45° al SE.

3.2.2 ZONA SUR

Según DIEZ BALDA et al. (1990, b) toda la zona quedaría incluida en el Dominio de los Pliegues Verticales de la Zona Centroibérica, si bien su límite este no es muy preciso en el Sistema Central, y parte de ella podría estar incluida en el Dominio de los Pliegues Recumbentes.

En el área situada al norte de la Depresión del Tajo, la deformación producida por D1 ha sido borrada en su mayor parte por deformaciones posteriores, con un metamorfismo de medio-alto grado asociado. Unicamente

en la Hoja de Navalcán (601) se observa una foliación primaria perteneciente a D1 (S1), que varía entre slaty cleavage y schistosity, subparalela a S0. Lleva en general una dirección ONO-ESE buzando al NNE, si bien está replegada por etapas posteriores. Está definida por orientación de micas, principalmente moscovita y en menor proporción biotita. Se encuentra en el bloque de techo de una cizalla extensional dúctil-frágil tardihercínica con movimiento hacia el norte, que será descrita posteriormente, al norte de la Hoja de Navalcán.

En los afloramientos de materiales preordovícicos y ordovícicos situados al sur de la zona, en el borde sur de la fosa del Tajo, IGLESIAS et al. (en prensa, b y c) y CONTRERAS et al. (en prensa, a) atribuyen a esta etapa la deformación principal existente, generando pliegues de orientación media NO-SE, con plano axial subvertical a ligeramente vergente al NE.

Estos pliegues llevan asociada una foliación (S1), de plano axial de los mismos, penetrativa de tipo slaty cleavage, generalizada en todo el ámbito.

Algunos autores (CONTRERAS et al., en prensa, a; IGLESIAS et al., en prensa, b) sugieren la posibilidad de que algunas fracturas existentes, orientadas paralelamente al eje de los pliegues de D1, se originaran en relación con estos.

3.3 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION (D2)

La segunda fase de deformación se caracteriza en el Sistema Central por presentar una deformación muy heterogénea, que da lugar a zonas de cizalla

dúctiles de espesor centimétrico hasta kilométrico (MACAYA et al., 1991).

Durante este episodio se producen rocas de marcado carácter milonítico, desarrollándose texturas plano-lineares generalizadas y paralelización de los contactos litológicos.

3.3.1 ZONA NORTE

El sector noroeste de la Hoja de Santa María del Berrocal (529) es donde mejor se observa el desarrollo de estructuras relacionadas con esta fase. Todas ellas forman parte de una cizalla dúctil, subhorizontal, en origen, con dirección de movimiento de techo NO-SE (DIEZ BALDA 1982, 1986) y sentido hacia el SE en la mayoría del sector. No obstante en un sector situado entre los granitoides y una fractura NE-SO (sector de Bercimuelle-Gallegos de Solmirón) la dirección de movimiento parece ir E-O a ENE-OSO con sentido hacia el ENE, quizá debido a una reorientación posterior. Esta cizalla genera la anisotropía predominante en la zona, que llega a obliterar a las estructuras previas (D1).

En las rocas metasedimentarias existentes en este área al norte de la falla de Narrillos-Castellanos, afectadas por esta cizalla se observan numerosos pliegues menores, con ángulos entre flancos verticales y planos axiales muy tendidos. En este sector de la zona, la foliación principal en los metasedimentos pelítico-arenosos es una foliación de crenulación con desarrollo de bandeo tectónico (S2), mientras que en los ortoneises se observa una textura plano-linear muy marcada. En ambos casos la S2 es originalmente subhorizontal y está replegada posteriormente en pliegues suaves de eje subparalelo a los de D2, de plano axial subvertical (D3).

Es frecuente observar lineaciones de estiramiento mineral con direcciones entre N115°E y N135°E con inmersión suave al NO.

Además de estas lineaciones se observan criterios cinemáticos, como colas de presión asimétricas, estructuras S/C, estructuras ECC (foliación de crenulación extensional), etc., que indican que el sentido de movimiento del bloque de techo fue hacia el SE.

En el sector situado al sureste de la falla de Narrillos-Castellanos, CONTRERAS et al. (en prensa, c) interpretan la existencia de una antiforma de D2 de escala cartográfica, cuyo plano axial lleva una dirección N50°-60°E y buza 45°NO. Su ángulo entre flancos estaría comprendido entre 30° y 60°. En este sector, que posee un metamorfismo de alto grado, la foliación asociada (S2) es de tipo schistosity, y la dirección de las lineaciones de estiramiento mineral varía entre ENE-OSO y ESE-OSO, habiéndose observado algunos criterios cinemáticos que indican sentido de movimiento hacia el E.

En el sector este de la Zona Norte, en los afloramientos metamórficos de la Sierra de Yemas y Macizo de la Cañada (Hoja de Avila de los Caballeros, 531) se aprecian diversas estructuras, atribuidas por MARTIN PARRA et al. (en prensa, e) a la segunda fase de deformación hercínica (D2), a pesar del intenso metamorfismo sufrido por las rocas posteriormente, que localmente alcanza condiciones de migmatización.

No obstante se observan criterios que permiten interpretar que en la mayoría de los casos, la foliación principal presente en estos afloramientos es debida a D2. Así es frecuente la presencia de glándulas de feldespatos en los ortoneises muy estiradas, rodeadas por la foliación principal y cuarzos acintados, que junto a agregados de biotita-sillimanita estirados, definen una lineación mineral y de estiramiento sobre el plano de la foliación cuya dirección varía entre N145°E y N165°E.

Se observan, también con frecuencia, pliegues de muy bajo ángulo entre flancos, que a menudo afectan a venas de cuarzo o cuarzofeldespáticas aboudinadas y con charnelas disruptadas, cuyos ejes son subparalelos a la lineación mineral. La foliación principal (S2) es plano axial y a su vez rodea a estas charnelas. En la Sierra de Yemas se han observado pliegues de D2 con ejes fuertemente curvados (sheath folds).

Por otra parte en el sector sureste de la Zona (borde sureste de la Hoja de Avila de los Caballeros, 531) en el Macizo de la Cañada, en materiales esquistosos se observa al microscopio como la foliación principal (S2) rodea granates con inclusiones de cuarzo y desarrolla colas de presión.

Recientemente DIEZ BALDA et al. (1992), atribuyen a la cizalla de segunda fase (D2) existente en el noroeste de la Zona Norte (Hoja de Santa María del Berrocal, 529) y en áreas más al oeste, un carácter sustractivo, como indica el hecho de que las zonas metamórficas del almandino y la estaurolita sean muy delgadas o estén ausentes. Por ello sugieren un carácter extensional de esta cizalla, con movimiento de bloque de techo hacia el SE. En opinión de los citados autores, una de las posibles explicaciones para esta extensión es relacionarla con un under plating de material cortical, que podría estar apilándose por debajo, de modo similar al modelo propuesto por MACAYA et al. (1991) para sectores situados más al este, en el Sistema Central.

3.3.2 ZONA SUR

En el sector de esta Zona situado al norte de la Depresión del Tajo

la escasez de afloramientos metasedimentarios, así como las condiciones de alto grado de metamorfismo con migmatización asociada, existente en la mayoría del mismo, hacen difícil caracterizar claramente como debidas a D2 las deformaciones existentes.

Buena parte de las foliaciones en granitoides y metasedimentos pueden ser debidas a esta etapa deformativa, pero sin descartarse que en algunos casos se deban a etapas posteriores (S3) o a una suma de ambas (S2 + 3), pues el clímax del metamorfismo es regionalmente posterior a D3. Otra dificultad añadida a esta caracterización es la existencia de bandas de cizalla dúctil-frágiles extensionales tardihercínicas, que deforman fuertemente y enmascaran las características anteriores de las rocas a las que afectan.

No obstante en algunos afloramientos metamórficos, principalmente metasedimentarios, existentes en el sector noreste de la Zona (Hojas de Navalcán, 601 y Navamorcuende, 602), se puede afirmar que la mayor parte de las deformaciones principales son debidas a D2.

En el afloramiento de la Sierra de San Vicente MARTIN PARRA et al. (en prensa, c) observan el desarrollo de milonitas con fábricas planolineares, subparalelas a los contactos litológicos, en los cuales se observa una lineación muy marcada sobre el plano de foliación. Esta lineación se corresponde con un fuerte estiramiento de elementos pretectónicos, como son fenocristales de feldespato (en los leucogranitos de dos micas porfídicos, sincinemáticos, y en cuarcitas feldespáticas porfiroides) y cantos cuarcíticos (en los microconglomerados aflorantes en la carretera de Navamorcuende a Almendral de la Cañada). Además se observa una marcada orientación paralela a esta, de agregados biotítico-sillimaníticos y de cuarzos acintados (ribbon quartz).

La lineación mineral y de estiramiento sobre el plano de foliación (S2) lleva en general direcciones NNO-SSE, con inmersiones al N o al S,

debido a deformaciones posteriores.

En algunas ocasiones se observan pliegues de muy bajo ángulo entre flancos, afectando a venas de cuarzo o a niveles de rocas de silicatos cálcicos, que a su vez están aboudinadas y muestran charnelas disruptadas, cuyos ejes son subparalelos a la lineación mineral. La foliación principal (S2) es planoaxial de estos pliegues.

Esta foliación milonítica (S2) se debió desarrollar en condiciones de metamorfismo de grado medio-alto, pues se observa como en algunos casos (leucogranitos de dos micas porfídicos de la Sierra de San Vicente) está definida por la orientación de haces de sillimanita y cuarzos acintados que rodean a minerales previos (feldespatos, turmalina, granates).

En el afloramiento metasedimentario situado al norte de la Hoja de Navalcán (601), MARTIN PARRA et al. (en prensa, b) observan en la base de una serie metasedimentaria situada a techo de una cizalla extensional tardihercínica con movimiento hacia el N, una foliación principal de crenulación, atribuible a la segunda fase (S2). Es muy penetrativa y desarrolla un intenso bandeo tectónico. Localmente se observan pliegues menores de muy bajo ángulo entre flancos, de los cuales esta foliación es planoaxial.

En el borde sur de la Depresión del Tajo, la escasez y precariedad de afloramientos existentes impide pronunciarse claramente sobre la existencia de deformaciones asociadas a ésta segunda fase hercínica. No obstante el hecho de que una esquistosidad de crenulación que lleva una dirección N140°E a N160°E y buza de 40° a 70° al SO, afecte a los blastos de metamorfismo de contacto, probablemente inducidos por los granitoides del Macizo de Navalmoral de la Mata (CONTRERAS et al., en prensa, a), hace pensar que más bien debe estar relacionada con algún evento hercínico más tardío.

3.4 TERCERA FASE DE DEFORMACION (D3)

3.4.1 ZONA NORTE

En el sector noroeste de la Hoja de Santa María del Berrocal (529) y en el sector norte de la Hoja de Vadillo de la Sierra (530) los metasedimentos y ortoneises existentes muestran un suave replegamiento de dirección N100-120°E, con plano axial subvertical, que afecta a la foliación principal del área, asociada a una cizalla de D2, generando pliegues menores asociados y una foliación de crenulación débil, subvertical.

Este pliegues pliegan las isogradas del metamorfismo regional (DIEZ BALDA 1982, 1983, DIEZ BALDA et al., 1990, a).

La estructura mayor observada en relación con esta fase es el antiforme de Carpio Medianero-Diego Alvaro-Martínez, que podría ser la prolongación hacia el sureste del antiforme de Martinamor (CONTRERAS et al., en prensa, c). No obstante una serie de pliegues paralelos a éste, al suroeste del mismo, cartografiados por CONTRERAS et al. (en prensa, c) como de D1, deben ser al menos de D1 + 3, pues pliegan a la foliación de D2 generalizada en la zona, por lo que al menos deberían ser reapretados durante D3.

Los pliegues menores asociados tienen ángulos entre flancos entre 100° y 120°. Sus ejes, en general, van NO-SE con una inmersión variable (20-30°) al NO. En el sector situado al sureste de la fractura de

Narrillos-Castellanos, sin embargo, su orientación cambia a aproximadamente E-O con inmersión hacia el O.

En el sector este de la Zona (Hoja de Avila de los Caballeros, 531) en los afloramientos metamórficos de la Sierra de Yemas y de La Cañada, se observa una fase de replegamiento, que afecta a la foliación principal (S2), de características diferentes a lo que se acaba de describir (MARTIN PARRA et al., en prensa, e), si bien la intensa recrystalización metamórfica y migmatización en algunos sectores, que alcanza su clímax posteriormente a la misma, hace que los datos sean escasos.

Estos pliegues menores, tienen ángulos entre flancos de 30° o menos y desarrollan una foliación de crenulación de plano axial (S3) de dirección variable, debido a replegamientos posteriores. Se han medido ejes de D3 entre N170°E y N-S, y ocasionalmente N120°E, con una inmersión comprendida entre subhorizontal y 65°S. Puntualmente se puede observar alguna interferencia "en gancho" entre pliegues de D3 y D2.

Esta fase de replegamiento parece similar a la descrita como tercera fase (D3) de carácter retrovergente, en zonas profundas del Sistema Central al este de esta Zona (MACAYA, 1983; MACAYA et al., 1991; BELLIDO et al., 1991# y AZOR et al., 1991).

3.4.2 ZONA SUR

En el sector de la Zona situado al norte de la Depresión del Tajo los datos de deformaciones atribuibles a esta etapa son escasos. No obstante en el área noreste (Hojas de Navalcán, 601 y Navamorcuende, 602)

se observan algunos pliegues menores de ángulo entre flancos relativamente bajos (30-60°), que pliegan a una foliación de segunda fase (S2) y desarrollan una foliación de crenulación (S3). En el sector norte de la Hoja de Navalcán, en metasedimentos afectados por metamorfismo regional de bajo grado, se observa como estos pliegues de D3 afectan a S1 y S2 y están posteriormente poligonizados por un metamorfismo estático.

Esta fase de replegamiento parece asimilable a la descrita como tercera fase (D3) de carácter retrovergente, en zonas profundas del Sistema Central al este de esta Zona (MACAYA, 1983; MACAYA et al., 1991; BELLIDO et al., 1991# y AZOR et al., 1991).

En el borde sur de la Depresión del Tajo no existen evidencias de deformaciones asimilables a la tercera fase hercínica (D3).

3.5 DEFORMACIONES TARDIAS

3.5.1 REPLEGAMIENTO SUBVERTICAL

En las dos zonas de estudio se observan localmente algunos pliegues de amplio radio de curvatura, que suponen un escaso acortamiento y afectan a todas las deformaciones anteriormente descritas.

3.5.1.1 ZONA NORTE

Se han observado, principalmente en el sector este (Hoja de Avila de los Caballeros, 531), pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, con planos axiales subverticales, que repliegan suavemente a las estructuras anteriores.

Existen en este sector dos direcciones de replegamiento tardío diferenciadas, una comprendida entre N175°E y N25°E, cuyos ejes varían entre subhorizontales y con inmersión de 25-30° al S; y otra que varía entre E-O y N 100°E, con ejes subhorizontales. El ángulo entre flancos en ambas directrices suele ser igual o superior a 90°.

La primera de estas dos directrices (norteadada) genera localmente una débil crenulación y ha sido denominada D4 en áreas vecinas, mientras que a la sensiblemente E-O se la ha denominado D5.

De todos modos, su relación en el tiempo no está clara, y no se puede descartar la posibilidad de su simultaneidad, e incluso un orden temporal inverso (BELLIDO et al., 1991#). Asimismo, también cabe la posibilidad de que los pliegues de directriz E-O a N100°E de plano axial subvertical, de este sector, estén relacionados con los de dirección NO-SE de plano axial subvertical, atribuidos a la D3 en el sector oeste de la Zona y en el área de Salamanca por DIEZ BALDA (1982, 1986) y DIEZ BALDA et al. (1990, a).

Las adamellitas biotíticas tardías de las Hojas de Vadillo de la Sierra (530) y Avila de los Caballeros (531), presentan una orientación de megacrystales de feldespato y elementos planares claramente norteadada, comprendida entre N155°E y N25°E, con un buzamiento de subvertical a 60-70°E. Esta orientación podría estar relacionada con la directriz de replegamiento norteadada.

3.5.1.2 ZONA SUR

En el borde norte de la Depresión del Tajo, al noroeste de ésta Zona, localmente se observan pliegues atribuibles a etapas tardías de deformación hercínica. Así, en la Hoja de Jaraiz de la Vera (599), se han observado algunos pliegues tardíos cuyo plano axial lleva una dirección N-S a N40°E y es subvertical. Localmente llevan una foliación de crenulación asociada.

En el sector noreste de esta Zona, en las Hojas de Navalcán (601) y Navamorcuende (602), se han observado dos grupos de estructuras de replegamiento tardío en los afloramientos metasedimentarios. Unas llevan dirección NNO-SSE y dan lugar a pliegues de flancos muy abiertos y plano axial subvertical con ejes subhorizontales o con inmersiones de 20-30° al N.

El otro grupo de estructuras, lleva una dirección media E-O, y da lugar a pliegues algo más apretados de plano axial subvertical y ejes con dirección comprendida entre N80° y 120°E, en general, con inmersiones de 10-15°, tanto al oeste como al este, aunque localmente pueden alcanzar los 30°.

El orden de sucesión de ambas estructuras o su simultaneidad no está claro, aunque en la Hoja de Navalcán los pliegues norteados parecen afectar a los E-O.

En el afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente (Hoja de Navamorcuende), la interferencia de ambos sistemas da lugar a algunas formas de cubetas y domos muy suaves, como la cubeta del Cerro de Navalasierra.

En el borde sur no se han observado estructuras claramente atribuibles a estas etapas tardías de replegamiento subvertical.

3.5.2 BANDAS DE CIZALLA DUCTIL-FRAGILES

En el área comprendida por las dos zonas de estudio se han reconocido tres grupos de cizallas dúctil-frágiles tardihercénicas: Cizallas extensionales con movimiento de techo hacia el N, cizallas extensionales con movimiento de techo hacia el S y cizallas de desgarre subverticales.

Las primeras se han observado principalmente en la Zona Sur, si bien en la esquina noreste de la Zona Norte, la Falla de La Cruz de Hierro puede estar en relación con este episodio.

Las segundas sólo se han observado en la Zona Sur, mientras que las últimas se observan en ambas zonas.

3.5.2.1 CIZALLAS EXTENSIONALES CON MOVIMIENTO DE TECHO HACIA EL NORTE

En la Zona Norte únicamente un accidente situado en su sector noreste (Hoja de Avila de los Caballeros, 531), parece relacionado con este episodio; se trata de la Falla de la Cruz de Hierro.

Esta falla se presenta como continuación de la descrita con este nombre en la vecina Hoja de El Espinar (507) por BELLIDO et al. (1991#), y lleva un trazado alabeado cuya dirección varía entre N50° y 80°E, perdiéndose después bajo los materiales terciarios del Valle de Amblés. Separa dos dominios con características litológicas, deformativas y metamórficas muy diferentes. Al norte (a techo) de la misma se encuentran materiales metasedimentarios pertenecientes al Cámbrico inferior-Precámbrico (Capas del Mediana), afectados por un metamorfismo regional de bajo grado, con biotita, mientras que al sur (a muro) se encuentran rocas metasedimentarias y ortoneises que alcanzan el grado alto de metamorfismo regional. Al microscopio se observan deformaciones de carácter dúctil-frágil que afectan a rocas metamórficas de alto grado, en el bloque de muro, próximas a la falla. En la vecina Hoja de El Espinar (507) BELLIDO et al. (1991) citan la presencia de filonitas asociadas a un movimiento de desgarre o falla normal.

En la Zona Sur, únicamente en el sector noreste (borde norte de la Depresión del Tajo, en las Hojas de Navalcán (601) y Navamorcuende (602) se han observado importantes bandas de cizalla dúctil-frágiles de estas características. Se trata de tres bandas de cizalla dúctil-frágiles de varios kilómetros de anchura.

La primera (de Oeste a Este) de estas bandas de cizalla está incluida totalmente en la Hoja de Navalcán. Tiene un recorrido de unos 17 km, desde el Río Tietar al Arroyo de los Huertos, al sur del Río Guadyyerbas. Su anchura media de afloramiento es de uno 3 km, comenzando con una orientación NNO-SSE, al sur del Río Guadyyerbas, que va girando hacia el noroeste hasta alcanzar una dirección ONO-ESE en los alrededores del río Tietar (Fig. 2), atravesando la mayoría de la Hoja en diagonal.

Se caracteriza por un amplio desarrollo de estructuras S/C, así

como de algunas bandas de máxima deformación, miloníticas y ultramiloníticas, de espesores variables comprendidos entre varios centímetros y más de 5 m.

En la rama SSE de esta cizalla, en los alrededores del río Guadyerbas, la foliación milonítica tiene buzamientos altos, comprendidos entre 50° y 70°E, mientras que la rama ONO suelen estar comprendidos entre 35° y 60°N.

Los planos de foliación muestran estrías y lineaciones de estiramiento de direcciones norteadas, comprendidas entre N156°E y N170°E en su mayor parte, si bien localmente pueden llevar una dirección N10-15°E. La inmersión de estas lineaciones es variable hacia el norte.

Una banda menor de cizalla que discurre paralela al afloramiento metamórfico de Montesclaros-Hontanares, parece imbricarse hacia el sur con la anterior.

Todos los criterios cinemáticos (estructuras S/C, colas de presión asimétricas, megacristales de feldespatos rotados, etc.) indican su carácter extensional con movimiento de bloque de techo hacia el N, combinado, en el sector SSE de la cizalla, con un movimiento de desgarre senestro.

Esta cizalla produce un salto metamórfico importante, ya que en su sector noroeste, se observa como los metasedimentos a los que afecta en el bloque de techo, están en condiciones de metamorfismo regional de bajo grado, que no sobrepasa la zona de la biotita, mientras que a muro, tanto metasedimentos como granitoides sincinemáticos están en condiciones de medio-alto grado (sillimanita $\pm$ feldespatos potásicos).

Las otras dos bandas de cizalla se sitúan, una de ellas entre el sector sureste de la Hoja de Navalcán y el suroeste de la de Navamorcuende, llevando una orientación NE-SO (Zona de Cizalla de Segurilla-Cervera de los Montes de DOBLAS, 1988, 1990 a y b). La otra, está totalmente incluida en la Hoja de Navamorcuende, y lleva una dirección media E-O, afectando a los materiales del afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente y a la mayoría de los granitoides tardicinemáticos hercínicos situados al este (Zona de Cizalla de San Vicente de DOBLAS, 1988, 1990 a y b).

En ambos casos se trata de zonas de cizalla frágil-dúctil distribuidas, con un espesor observado de al menos 1,5 km en la primera y de al menos 3 km en la segunda. Ambas se caracterizan por el desarrollo, principalmente, de estructuras S/C, donde los planos S constituyen una foliación muy tendida, desde subhorizontales a buzando suavemente al NO o al N (entre 5° y 15°), y los planos C paralelos a la dirección de las cizallas, están más fuertemente inclinados al NO o al N, buzando entre 30° y 50° en la Zona de Cizalla de Segurilla-Cervera de los Montes y entre 15° y 40° en la Zona de Cizalla de San Vicente.

En los planos C se observan estrías y lineaciones de estiramiento cuya dirección varía, en general, en ambas entre N155°E y N175°E, con inmersiones entre 15° y 50° al N.

El espaciado entre planos C varía entre 1 y 3 cm en general.

Se observan algunas bandas de ultramilonitas-ultracataclasitas foliadas negras (sobre todo en la Zona de Cizalla de San Vicente), cuyo espesor máximo no sobrepasa los 40 cm. En estas bandas existen cuarzos acintados (ribbon quartz) y a veces venas cuarzosas plegadas.

Todos los criterios cinemáticos observados en ambas cizallas

(estructuras S/C, colas de presión asimétricas, megacristales rotados, pliegues en venas de cuarzo, etc.) indican carácter extensional con movimiento de bloque de techo hacia el N.

Tanto los planos S como los C, presentan características deformativas dúctil-frágiles en condiciones de bajo grado metamórfico, con retrogradación de la biotita en los bordes, a moscovita y minerales opacos.

Ambas cizallas podrían estar relacionadas por una posible falla de transferencia (transfer fault), que con dirección NO-SE recorre el borde oeste del afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente.

3.5.2.2 CIZALLAS EXTENSIONALES CON MOVIMIENTO DE TECHO HACIA EL SUR

Sólo se han observado este tipo de accidentes en la Zona Sur, tanto en el borde norte como en el borde sur de la Depresión del Tajo, si bien su mayor representación se encuentra en el borde norte.

En el borde norte de esta Zona se han reconocido varias bandas de cizalla de este tipo, si bien solamente tres son de relevancia: La Cizalla de Jaraiz de la Vera (la más importante con diferencia de las tres) y las Cizallas de Marrupe y Cerro Agueda-El Zahurdal (DOBLAS 1988, 1990 a y b). La primera de éstas dos últimas ha sido observada, discontinuamente, entre las Hojas de Navalcán (sector sureste) y Navamorcuende (sector suroeste), y la última en el sector noreste de la Hoja de Navamorcuende.

Además de estas bandas de cizalla extensionales con movimiento hacia el sur, existen varias bandas menores, tanto en la Hoja de Navalcán como en la de Navamorcuende, con el mismo tipo de deformación, y sentido de movimiento hacia el SSE, si bien su espesor no sobrepasa los 40 cm.

a) Cizalla de Jaraiz de la Vera.

Se muestra como una banda de deformación dúctil-frágil de hasta 1 km o más de anchura de afloramiento, que recorre la mitad sur de la Hoja de Jaraiz de la Vera (599), con dirección media E-O, hasta perderse hacia el este bajo los materiales cuaternarios del valle del Tietar.

En su borde oeste, dentro de la Hoja realiza un giro hacia el ONO, y en su límite este realiza un cierto giro hacia el ESE, además de presentar un trazado anastomosado, ramificándose al menos en tres bandas de cizalla, dando lugar a "almendras" o horses.

Se caracteriza por el desarrollo de milonitas con estructuras S/C, donde los planos S buzan suavemente hacia el S, mientras que los planos C, buzan más fuertemente (entre 30 y 55°) también al S.

En los planos C, se observan estrías y lineaciones de estiramiento, con direcciones comprendidas en su mayoría entre N150°E y N165°E, aunque puntualmente se han observado algunas lineaciones más norteadas (N175°E a N-S) y algunas con dirección más próxima a NO-SE (N140°E). Su inclinación varía en general entre 10 y 40°, si bien localmente puede alcanzar hasta 55°, siempre hacia el S.

Los granitoides (principalmente), migmatitas y metasedimentos

migmatizados a los que afecta, adquieren una textura planolinear muy marcada.

Al microscopio muestran texturas protomiloníticas y miloníticas, en general de tipo S/C, en las cuales la foliación milonítica rodea a porfiroclastos de feldespatos (microfracturados) principalmente, y en ocasiones de biotita, dando colas de presión asimétricas. Son muy abundantes los cuarzos acintados, a menudo poligonizados, así como "hiladas" de biotita con fuerte reducción del tamaño de grano, procedentes de la destrucción de láminas de biotita previas, orientadas paralelamente a la foliación. Las láminas de biotita previas menos trituradas, muestran alteración en los bordes a moscovita y minerales opacos. Este hecho indica que la deformación se produjo todavía en condiciones metamórficas retrogradantes de bajo grado.

Todos los criterios cinemáticos observados indican el carácter extensional con cierta componente de desgarre senestro y movimiento de bloque de techo hacia el SSE.

El salto en la vertical producido por esta cizalla es difícilmente evaluable, pues tanto a muro como a techo de la misma afloran materiales migmatizados, si bien CONTRERAS et al. (en prensa, b) citan paragénesis migmatíticas de mayor presión a muro.

b) Cizalla de Marrupe

Se extiende con dirección NE a SO, desde los alrededores de ésta localidad (oeste de la Hoja de Navamorcuende, 602) hasta el Arroyo de las Huertas (sector sureste de la Hoja de Navalcán, 601), si bien en afloramientos discontinuos debido a la fracturación posterior,

Está constituida por milonitas dúctil-frágiles, ultramilonitas y ultracataclasitas foliadas. La foliación milonítica en los alrededores de Marrupe está muy tendida, ofreciendo una gran anchura de afloramiento, y presenta en los planos de foliación estrías y lineaciones de estiramiento de dirección N170°E, ligeramente inclinadas al S (unos 5°). Mas al suroeste, en el corte de la carretera de Talavera a Montesclaros (Hoja de Navalcán), en el borde sur del Arroyo de los Huertos, se observa un buen afloramiento de esta cizalla, con desarrollo de ultramilonitas sobre granitoides. En ella se observan porfiroclastos de feldespato con colas de presión asimétricas, así como desarrollo de estructuras S/C y ECC (extensional crenulation cleavage) asociadas. En este caso la foliación milonítica es más norteadada (N38-58°E, buzando 30 a 60°SE) y muestra lineaciones de estiramiento de dirección N78°E, inclinadas 20° al E. Esta desviación puede ser debida al efecto de una falla inversa alpina, con movimiento hacia el N, que pone a esta banda de cizalla sobre materiales terciarios.

Los criterios cinemáticos indican, en su mayoría, cizalla extensional con movimiento de bloque de techo hacia el SSE.

c) Cizalla de Cerro Agudo-El Zahurdal.

Recorre el borde noreste de la Hoja de Navamorcuende (602) con una dirección que va girando de ONO-ESE a OSO-ENE. Está constituida por al menos dos bandas muy próximas de 1,5 a más de 5m de espesor, de ultramilonitas dúctil-frágiles, con bandas de milonitas S/C afectando a los granitoides tardicinemáticos.

En su extremo este, de dirección entre E-O y OSO-ENE, la foliación milonítica, subparalela, buza entre 25 y 40° al S o SE y

presenta lineaciones de estiramiento de direcciones comprendidas entre N150°E y N162°E, con inclinaciones de 20° al SE. En el tramo de dirección ONO-ESE la foliación lleva direcciones entre N110°E y N136°E y va pasando a buzarse entre 50 y 80° al SO. En este caso la lineación de estiramiento es subhorizontal.

Esta banda se superpone parcialmente a otra de desgarre subvertical, ONO-ESE, que se describirá más adelante.

Todos los criterios cinemáticos (estructuras S/C, colas de presión asimétricas, cristales rotados, etc.) indican características de cizalla extensional con movimiento hacia el SSE, y componente de desgarre senestro.

d) Banda de Cizalla de Oropesa

En el borde sur de la Depresión del Tajo, solamente se ha reconocido una banda de cizalla de estas características, en el borde noroeste del macizo granitoide de Oropesa-Lagartera. Esta banda de cizalla pasa por el norte de la localidad de Oropesa y se extiende con dirección NE-SO entre las Hojas de Lagartera (625) y Calera y Chozas (626), mostrando una anchura de afloramiento de al menos 200 m.

Posee una deformación de carácter dúctil-frágil con desarrollo de una foliación milonítica de dirección N56°E, buzando 45°E. En los planos de foliación presenta una lineación de estiramiento de dirección N145°E, con inmersión de 45° al SE. Al microscopio se ve que son milonitas y ultramilonitas. En campo, así como al microscopio se ven criterios cinemáticos, como colas de presión asimétricas, clivajes de crenulación extensional (ECC), etc., que indican su carácter extensional con movimiento de bloque de techo hacia el SE.

Su salto en vertical no se puede determinar, ya que el muro no se observa debido a el rejuego de una falla inversa alpina, con movimiento hacia el NO, que la limita y corta por el norte, poniéndola en contacto con los materiales terciarios de la Depresión del Tajo.

En relación con este episodio de cizallamiento extensional, con movimiento de techo hacia el S, cabe la posibilidad de que se enmarque la génesis de unas foliaciones de crenulación, descritas por CONTRERAS et al. (en prensa, a) e IGLESIAS et al. (en prensa, b), en las Hojas de Navalморal de la Mata (624) y Lagartera (625) respectivamente. Esta foliación de crenulación lleva una dirección de N140°E a N160°E y buza de 40 a 70° al SO. Por otra parte afecta (crenula) a metablastos del metamorfismo de contacto, producidos por los granitoides próximos, sobreimpuestos a S1, por lo cual es poco probable que esté relacionada con la D2 hercínica, sino mas bien con episodios deformativos tardíos.

A estas cizallas extensionales dúctil-frágiles de movimiento de techo hacia el sur, DOBLAS y RUBIO (1989) les atribuyen el carácter de dislocaciones antitéticas atípicas del sistema extensional hacia el norte. Los datos obtenidos en esta zona son insuficientes para confirmarlo o negarlo, pues sería necesario el conocimiento profundo de un área mucho mayor para ello.

Si se puede especular, sin embargo, con que todas las cizallas extensionales, con movimiento de techo hacia el S o SSE, estén relacionadas con el mismo episodio que dio lugar a la generación de la denominada Banda Milonítica de Toledo, cuyas características deformativas y criterios cinemáticos son similares a las aquí descritas.

No se puede descartar, por otra parte, incluso que la cizalla de

Jaraiz de la Vera sea la continuación y evolución hacia el oeste de la citada Banda Milonítica de Toledo, sobre todo teniendo en cuenta que esta ha sido observada hacia el oeste en puntos intermedios.

Este conjunto de cizallas extensionales, tanto las que se mueven hacia el sur como las que lo hacen hacia el norte, se puede entender como el resultado de un colapso extensional post-orogénico, consecuencia de la inestabilidad del apilamiento producido en el clímax de la Orogenia Hercínica. Estos fenómenos han sido descritos en otras cordilleras (cf. DEWEY, 1988) como resultado de una compensación isostática con altos gradientes de elevación.

3.5.2.3 CIZALLAS DE DESGARRE SUBVERTICALES

Se han observado en las dos zonas de estudio, dos tipos de cizallas de desgarre subverticales, de carácter dúctil-frágil: Unas de dirección NE-SO, de movimiento dextral y otras de dirección ONO-ESE de movimiento senestro.

En la Zona Norte del estudio (Fig. 1) solamente se han observado, a escala cartográfica, bandas de cizalla de desgarre dextral. Estas se encuentran al sur del Valle de Amblés, entre las localidades de Pradosegar y La Hija de Dios (Hoja de Vadiño de la Sierra, 530). Se trata de varias bandas de cizalla dúctil-frágiles, de dirección media N45-55°E, con buzamiento subvertical o fuertemente inclinado, tanto al norte como al sur (MARTIN PARRA et al., en prensa, d).

La mayor densidad de bandas de cizalla se encuentra en un "corredor" de unos 500 m de ancho situado al sur de la localidad de

Narros del Puerto, que lleva una dirección N45°E. La anchura de las citadas bandas de cizalla varía entre 0,5-1 m y más de 30 m.

La deformación en estas bandas es heterogénea, y genera una foliación, en las adamellitas biotíticas porfídicas tardías, que llega a ser de carácter milonítico y ultramilonítico en "corredores" estrechos. Esta deformación evoluciona gradualmente a condiciones más frágiles, con desarrollo de cataclasitas, a veces muy intensas.

Con frecuencia se observan estructuras S/C, donde los planos C llevan una dirección comprendida entre N40°E y N60°E, subverticales, mientras que los planos S están definidos por una foliación más norteadada. El ángulo entre los planos S y C varía entre 26 y 40°. En los planos C se encuentran estrías y lineaciones de estiramiento, en general subhorizontales, variando entre inclinadas 10° al SO o al NE. Se han observado también megacrístales de feldespato rotados con colas de presión asimétricas y algunos pliegues menores asimétricos asociados.

Todos los criterios cinemáticos citados indican movimiento de desgarre dextral.

En estos corredores de cizalla de dirección NE-SO, de desgarre dextral, se observan algunas pequeñas bandas dúctil-frágiles de espesor centimétrico, con direcciones comprendidas entre ESE-ONO y SSE-NNO, subverticales, con estría subhorizontal o inclinada hasta 10°, que indican movimiento senestro.

Posiblemente estas últimas representen conjugadas de la banda de cizalla principal, siendo ambas coherentes con una compresión E-O y extensión N-S.

En el sector noreste de la Zona Sur (Hoja de Navamorcuende, 602),

La cizalla de desgarre NNE-SSO se ha localizado al NNE de la localidad de Nuño-Gómez. Se trata de una banda de cizalla de unos 30 cm de espesor, de carácter dúctil-frágil, con desarrollo de milonitas y ultramilonitas con estructuras S/C. Los planos C llevan direcciones comprendidas entre N15°E y N25°E, mientras que los planos S van aproximadamente NO-SE. En los primeros se pueden ver estrías y lineaciones de estiramiento subhorizontales. Los criterios cinemáticos indican movimiento de desgarre dextral.

La cizalla de desgarre subvertical ONO-ESE forma parte de la denominada por DOBLAS (1988, 1990 a y b) Zona de Cizalla de Cerro Agueda-El Zahurdal. Se trata de una cizalla dúctil-frágil que se desarrolla paralela hacia el sur a la extensional de movimiento hacia el S, descrita anteriormente en este sector, llegando a estar ambas parcialmente superpuestas. Muestra en algunos puntos casi 1 km de anchura y desarrolla fundamentalmente estructuras S/C, subverticales. Los planos C muestran direcciones comprendidas entre N95°E y N110°E, subverticales, con un espaciado de 1 a 2 cm, y presentan estrías subhorizontales. Los planos S llevan direcciones NO-SE. Todos los criterios cinemáticos (estructuras S/C, colas de presión asimétricas, etc.) indican movimiento de desgarre senestro.

Ambos tipos de cizalla podrían ser conjugados a gran escala, coherentes con una compresión E-O y una extensión N-S.

3.5.3 FRACTURACION FRAGIL

se han observado los dos tipos de bandas de cizalla de desgarre: Una de dirección NNE-SSO, dextral, y otra de dirección ONO-ESE, senestra. Ambas se encuentran en el sector noreste de dicha Hoja.

En el conjunto de las dos zonas de estudio se observa una densa red de fracturación frágil, y en la Zona Norte también varios haces de diques, que afectan a los materiales ígneos y metamórficos hercínicos, generados en relación con las denominadas etapas tectónicas tardihercínicas.

Estas etapas de fracturación han sido reconocidas en todo el Macizo Hespérico (PARGA, 1969 a; ARTHAUD y MATTE, 1975; VEGAS, 1975) y ha sido también estudiada en diversos sectores del Sistema Central (UBANELL, 1981, a y b, 1982; VICENTE et al, 1986; UBANELL y DOBLAS, 1988; DOBLAS, 1987, 1990, a y b; DOBLAS y RUBIO, 1989).

Los movimientos tectónicos del ciclo alpino reactivaron una parte importante de las fracturas tardihercínicas, lo que dificulta su interpretación dinámica. Así cuando se estudia la red de fracturación que afecta a los materiales terciarios y a algunos diques considerados mesozoicos (lamprófidos y sienitas) se obtienen básicamente las mismas direcciones que en el zócalo cristalino hercínico. De este modo, a menudo existe la duda, ante fallas concretas que afecten a rocas metamórficas o granitoides, de si se trata de fallas tardihercínicas reactivadas o no, o de etapas alpinas neoformadas.

Para resolver en parte esta duda se deben tener en cuenta fracturas que estén ligadas a procesos relacionados con el final del magmatismo hercínico, como diques de pórfidos granítico-adamellíticos, de leucogranitos de grano fino, cuarzo, etc. así como a procesos de alteración hidrotermal (episienitizaciones).

La red de fracturación frágil observada, se puede agrupar en los siguientes sistemas de fracturas:

- Fallas E-O, ESE-ONO y haces de diques de pórfidos.
- Fallas ENE-OSO.
- Fallas NO-SE.
- Fallas NNE-SSO a NE-SO.

3.5.3.1 Fallas E-O, ESE-ONO y haces de diques

En la Zona Norte (Fig. 1) se encuentran varios grandes haces de diques, principalmente de pórfido, y ocasionalmente aplitas y microdioritas, de dirección media E-O, con buzamientos de 70-80°N. Estos diques deben estar relacionados con una etapa de fracturación asociada a una extensión N-S, y parecen previos a las cizallas dúctil-frágiles descritas, pues en algunos puntos están afectados por ellas.

Existe un conjunto de fracturas subparalelas a estos diques, con buzamientos comprendidos entre 70 y 85°N, que en ocasiones muestran un rejuego de las paredes de los diques, en las que se pueden observar estrías con cabeceos muy bajos, comprendidos entre 10 y 25°O. Esto parece indicar una componente principal de desgarre de estas fracturas, probablemente con cierta componente normal. A menudo llevan asociada una intensa cataclasis y episienitización.

Esta red de fracturas está representada en el borde norte de la Zona Sur, si bien su importancia es mucho menor.

3.5.3.2 Fallas ENE-OSO a NE-SO.

Este sistema de fracturación se observa en toda la Zona Norte y en el sector este de la Zona Sur (Hojas de Navalcán y Navamorcuende). Lleva direcciones comprendidas entre N50°E y N75°E con buzamientos comprendidos entre 70-80°S y subverticales. Se observan en ellas estrías muy tendidas, desde subhorizontales a inclinadas 20-30°, principalmente al NE.

En la Zona Norte, la mayoría de las fallas de este sistema parecen tener un movimiento de desgarre senestro, como se puede apreciar en la cartografía por los desplazamientos que produce en marcadores previos, como son los haces de diques de pórfido. No obstante la Falla de Narrillos del Alamo-Castellanos (Hoja de Santa María del Berrocal, 529), parece ser una falla normal con cierto componente de desgarre dextral.

En el sector noreste de la Zona Sur, se presenta un pasillo de varios kilómetros de anchura, paralelo al borde sureste del Sistema Central, estructurado por este sistema de fracturas, que también buzán de 65 a 80° al S y tienen estrías tendidas. Aquí, sin embargo, parecen tener componentes de desgarre dextral y de falla normal con bloque sur hundido, si bien los rejuegos alpinos sufridos posteriormente, pueden haber enmascarado los criterios de movimiento tardihercínicos.

Estas fracturas muestran cataclasitas y están a veces selladas por diques de cuarzo, sobre todo en la Zona Sur, mientras que en la Zona Norte a menudo tienen episenitización de los bordes asociada.

3.5.3.3 Fallas NO-SE

En la Zona Norte, al norte del Valle de Amblés (Hojas de Avila de los Caballeros, 531 y Vadillo de la Sierra, 530) y localmente al sur, se observa un sistema de fracturas de pequeño salto, de dirección comprendida entre N115°E y N145°E, buzando, en general, entre 60 y 75° al N, que presenta estrías subhorizontales o con cabeceos muy bajos (10°) al NO.

Tanto en cartografía como a escala de afloramiento, se observa un movimiento de desgarre senestro, con cierta componente normal, que desplaza a marcadores previos, como los haces de diques de dirección E-O.

Este sistema de fracturas desarrolla también bandas asociadas de cataclasitas intensas, así como episienitización.

Podrían tener relación con las direcciones conjugadas de la cizallas dúctil-frágiles de desgarre dextrales, descritas anteriormente, al sur del Valle de Amblés, si bien son totalmente frágiles.

3.5.3.4 Fallas NNE-SSO a NE-SO

Se trata de un sistema de fracturas muy extendido en ambas zonas, que presenta en general direcciones comprendidas entre N5°E y N30°E, en su mayoría subverticales o buzando 70-80° al E, y muy a menudo selladas por diques de cuarzo. Parecen las más tardías de los sistemas de fracturas tardihercínicas, pues cortan a todas las demás. En su mayoría han rejugado en tiempos eoalpinos y alpinos.

La deformación asociada a las mismas es totalmente frágil, desarrollando cataclasitas y algunas bandas centimétricas de ultracataclasitas verdes.

4 TECTONICA ALPINA

El Ciclo Tectónico Alpino se presenta, en las dos Zonas de estudio, con dos fases principales generales: una distensiva y otra compresiva. Los nuevos campos de esfuerzo dieron lugar a una tectónica de fracturación frágil con movimientos a lo largo de fallas y, además, en la Zona Norte y sus alrededores, a la intrusión de una red filoniana, constituida por rocas de tendencia alcalina saturada.

En ocasiones los esfuerzos alpinos reactivan antiguas fracturas tardihercínicas, debido a lo cual sólo se pueden reconocer claramente como alpinas las fracturas que afecten a algún marcador posthercínico o alpino, como es el caso de diques pérmicos o mesozoicos (sienitas, lamprófidos o Dique de gabro de Plasencia-Alentejo), superficies morfoestructurales alpinas y sedimentos mesozoicos, terciarios o cuaternarios.

La mayoría de estas fracturas tienen un fuerte componente vertical y a menudo son inversas y con cierto componente de desgarre. Dieron lugar al levantamiento de una serie de bloques (Sierras de Avila, Paramera, Gredos, Bloque de Piélagos, etc.) y hundimiento de otros (Valles de Amblés, Corneja, Alto Alberche, Tietar, y Depresiones de Campo Arañuelo y Tajo, entre otros) lo que ha permitido, en este último caso, la preservación de sedimentos previos a la compartimentación (mesozoicos), habiendo actuando a la vez de cuencas receptoras de sedimentos sin- y pos-tectónicos (cenozoicos).

En áreas próximas a las Zonas de estudio, en el Sistema Central y en la Cordillera Ibérica, CAPOTE et al. (1982) describen diferentes etapas distensivas pérmicas (fase Saálica) y mesozoicas (etapa Graben del Aulacógeno Celtibérico y fases Neokimmérica y Aústrica).

Son numerosos los autores que han señalado diferentes fases tectónicas compresivas cenozoicas, de entre los que destacan: HERNANDEZ-PACHECO et al. (1969), AGUIRRE et al. (1976), CAPOTE et al. (1982), JUNCO y CALVO (1983), LOPEZ MARTINEZ et al. (1985), WARBURTON y ALVAREZ (1989), CAPOTE et al. (1990)

Los sistemas de fracturas relacionados con el Ciclo Tectónico Alpino, se pueden dividir en dos grandes grupos, ordenados en el tiempo, que responden a diferentes situaciones geodinámicas.

4.1 TECTONICA DISTENSIVA

Esta primera etapa de deformación ligada al ciclo alpino ha sido reconocida con claridad únicamente en la Zona Norte.

En ella se observa un importante juego de fracturas, relacionado con esta etapa, de dirección NE-SO (N55°E). Con él está relacionada la intrusión del dique de gabro de Plasencia-Alentejo, que atraviesa ésta Zona Norte por las Hojas de Vadillo de la Sierra y Santa María del Berrocal. Representa una fractura profunda, de gran importancia a escala peninsular, con un recorrido de al menos 500 km visibles, y probablemente relacionada con un episodio extensional ligado a la apertura del Atlántico. VILLASECA et al. (1992) interpretan estas fracturas como posibles fallas transformantes.

Asimismo se observan dos sistemas de fracturas, posiblemente conjugados, uno con directrices NNE-SSO, que es el más extendido, y otro con directrices NNO-SSE a NO-SE. Estas fracturas son subverticales o buzan de 70 a 80° al O. En relación con estos sistemas, en las Hojas de Vadillo de la Sierra y Avila de los Caballeros, se produce la intrusión de diques de tendencia sienítica, y, en relación únicamente con las directrices NNE-SSO, la intrusión de diques de lamprófidos. Esta última puede ser simultánea o posterior a los diques de sienita, a los que corta en algunos puntos, como sucede al sureste de San Bartolomé de Pinares (Hoja de Avila de los Caballeros).

Se trata de fracturas profundas, como pone de manifiesto el hecho de haberse encontrado enclaves de carácter granulítico en los lamprófidos que las rellenan, inmediatamente fuera (al sur) de la Zona Norte (NUEZ et al., 1982) y recientemente en la Hoja de Avila de los Caballeros (MARTIN PARRA et al., en prensa, e).

Asimismo, puede estar relacionado con estos juegos de fracturas una singular brecha lamprofírica eruptiva (UBANEL y ROSALES, 1981 y NUEZ et al., 1982), localizada fuera del borde sur de la Hoja de Avila de los Caballeros, a escasos metros de la misma. La forma del afloramiento parece reflejar el relleno de una chimenea con características de diatrema (NUEZ et al., 1982), que podría corresponder a la raíz de un aparato volcánico erosionado.

La edad mesozoica (Triasico medio a Jurásico) del Dique de Plasencia-Alentejo ha sido establecida por diferentes autores (GARCIA DE FIGUEROLA, 1975 y SCHERMERHORN et al., 1978). Por otro lado, en el sector noreste del dique de gabro de Plasencia-Alentejo (Hoja de Vadillo de la Sierra) se observa que está intruido por un dique de sienita paralelo al mismo. Esto apoyaría la posible edad mesozoica de sienitas y lamprófidos, y su relación con el mismo episodio extensional, como tambien fue puesto de manifiesto por VILLASECA et al. (1992).

Este sistema de fracturas y diques, no afecta a los materiales paleógenos del Valle de Amblés, por lo cual debe ser pre-paleógeno.

Las fracturas generadas en esta etapa son reactivadas posteriormente, con componente de desgarre senestro, como ocurre con el contacto del Dique de Plasencia-Alentejo con su encajante, posteriormente mecanizado a lo largo de buena parte de su trazado, en su travesía por la Hoja de Vadillo de la Sierra.

4.2 TECTONICA COMPRESIVA

Es la principal causante del actual relieve y estructuración, en bloques elevados y hundidos, del Sistema Central. Se produce en diversas fases, con campos de esfuerzos variables y diferenciados en el tiempo.

La mayoría de las principales fracturas activas en esta etapa son rejuegos de las fallas originadas en las etapas distensivas previas, que, como se acaba de ver, pueden tener una entidad cortical.

Las directrices principales en ambas zonas son NE-SO y E-O. Esta última dirección no se reflejaba en el análisis de la etapa distensiva alpina, al no encontrarse inyecciones filonianas alcalinas asociadas, aunque sí es una dirección que actuó en la distensión tardihercínica temprana anterior (marcada por haces de diques de pórfidos) y no pueda descartarse su actividad en la comentada distensión alpina.

También están presentes direcciones de fracturación norteadas en todo el Sistema Central, aunque el desplazamiento según estas direcciones parece tener menor entidad que las mencionadas más arriba.

El movimiento principal de estas fallas se produce en la vertical, actuando generalmente como fallas inversas, aunque también se aprecian en algunas desplazamientos en dirección. Las fallas inversas NNE-SSO y NE-SO pueden tener buzamientos tanto al SE como al NO.

Asimismo la actividad tectónica alpina desestructura y desnivela la primitiva superficie poligénica (penillanura grabada y exhumada) precenozoica. Quedan vestigios de la misma en las dos Zonas, como los sedimentos mesozoicos y restos del basamento alterado en la Zona Norte (Hoja de Avila de los Caballeros), o la extensa superficie basculada del norte de Navalcán, o las de la zona de Montesclaros y de Pelahustán, en la Zona Sur (Hojas de Navalcán y Navamorcuende).

4.2.1 ZONA NORTE

Se produce una reactivación de las fracturas previas NE-SO, de modo que el contacto del dique de gabro de Plasencia-Alentejo con el encajante está mecanizado en su mayor parte, debido a una fractura subparalela con componente de desgarre senestro.

Posteriormente a estas fracturas se generan otros dos juegos de fracturas que afectan al contacto entre el zócalo granítico y los materiales terciarios del Valle de Amblés.

Un primer juego lleva una dirección comprendida entre ONO-ESE y E-O y está constituido por fallas inversas de alto ángulo que buzan entre 55 y 80° al N, predominando los valores entre 70 y 80°N. Definen el borde N. del Valle de Amblés levantando los materiales graníticos del zócalo sobre los terciarios y levantando escalonadamente hacia el N la

superficie de alteración cretácica que afecta a los granitoides de los alrededores de Avila. Pueden tener un pequeño componente de desgarre dextral, como se observa cuando afectan a los diques de sienita del Alto de las Fuentes y de San Bartolomé de Pinares y al dique de gabro de Plasencia-Alentejo.

El otro juego de fracturas que afectan a los materiales terciarios lleva una dirección NNE-SSO a NE-SO. Son inversas de alto ángulo (desde subverticales a $70-80^{\circ}$ O) con cierta componente de desgarre senestro. Al igual que las anteriores parecen haber rejugado fracturas tardihercénicas de directrices similares e incluso en este caso fracturas eo-alpinas anteriores, pues brechifican a veces a lamprófidos y sienitas. Posiblemente asociadas a este conjunto de fracturas se observan en el tercio oeste de la Hoja de Vadillo de la Sierra unas fracturas NNO-SSE subverticales con pequeños movimientos de desgarre dextrales.

Estos últimos dos conjuntos de fracturas (E-O a ONO-ESE y NNE-SSO, sobre todo) son los que dan lugar, básicamente, a la forma escalonada del Valle de Amblés. Sin embargo no parece que las fracturas NNE-SSO desplacen a las anteriores, pues no se continúan en ambos bordes de la cuenca. Debido a esto no se puede descartar que se hayan generado a la vez.

La edad de estos últimos sistemas de fallas es difícil de precisar, sin embargo al afectar a materiales de, al menos, el Oligoceno temprano y por criterios regionales de ambas mesetas, puede suponerse que sus momentos principales de actividad sean Oligoceno superior-Mioceno medio (Aragoniense).

No hay que descartar que alguna de estas fracturas tengan movimientos más tardíos (neotectónicos). Así el curso del río Adaja y el análisis de las superficies ligadas a sus márgenes sugieren la posibilidad de una migración del río hacia el sur, desde un curso

paralelo al actual (OSO-ENE) situado unos 2 Km al norte. De haber tenido lugar la migración hacia el sur estaría ligada a procesos tectónicos antes que a cambios climáticos o del nivel de base.

4.2.2 ZONA SUR

En esta Zona nos encontramos con dos principales sistemas de fracturación: uno de direcciones próximas a NE-SO y otro de tendencia E-O. El primero corresponde a las direcciones principales de la Sierra de Guadarrama, y el segundo a las principales estructuras de la Sierra de Gredos y de la sedimentación terciaria de Campo Arañuelo. Los dos sistemas han debido de jugar alternativa y/o simultáneamente durante los tiempos alpinos.

Las depresiones tectónicas de la parte norte de esta Zona están condicionadas por los dos sistemas, pero en las del Guadarybas, Alto Tietar o del Arbillas dominan las direcciones NE-SO. Coinciden asimismo con las fracturas que afectan a los sedimentos terciarios.

La principal estructura alpina que se observa en la Zona Sur se encuentra en la Hoja de Navamorcuende, y es la que limita los primeros relieves del Sistema Central (Sierra de San Vicente) con los sedimentos terciarios de la Cuenca del Tajo. Se trata de las últimas manifestaciones, por el SO de un importante conjunto de fallas inversas de alto ángulo y dirección NE-SO, que se extienden, con gran continuidad lateral (unos 200 Km), hasta la Cordillera Ibérica. Marcan las directrices mayores de la sedimentación terciaria en este borde de la cuenca. La potencia de sedimentos en algunos puntos de la Depresión del Tajo, próximos a estas líneas de fractura, indican saltos absolutos en la

vertical de estas fallas superiores a los 4.000 m, sin contar la altura de los relieves propios del Sistema Central, también condicionados por la compresión alpina.

La sedimentación, condicionada por la tectónica, nos indica, como se puede observar en la Hoja de Navamorcuende, un diastrofismo acelerado, marcado por la discordancia progresiva y el aumento general de la granulometría, que se aprecian en los materiales terciarios.

Existen en la Zona diversos afloramientos donde se puede apreciar claramente el carácter inverso de la mayoría de las fallas de esta etapa. En la pequeña fosa del Arroyo Marrupejo (Hoja de Navalcán) puede observarse claramente un ejemplo de falla inversa, en la carretera de Segurilla a Montesclaros, donde el granito, aquí fuertemente milonitizado, cobija arcosas terciarias.

Otras directrices de fallas alpinas son las que condicionan los relieves de la Sierra de San Vicente (Hoja de Navamorcuende) con dirección NNO-SSE, pero al carecer de suficientes marcadores de sus movimientos no se puede establecer claramente su relación con el resto de la fracturación alpina.

La edad de los sistemas de fallas es difícil de precisar, sin embargo, por criterios regionales de ambas mesetas (edad de los sedimentos afectados por las mismas y relaciones tectónica-sedimentación), puede suponerse que sus momentos principales de actividad sean Oligoceno superior-Mioceno medio (Aragoniense).

Con posterioridad a todos estos movimientos, ya en el Plioceno, la zona sufrió un hundimiento relativo, coincidente con el basculamiento generalizado de la Meseta Sur hacia el suroeste (ver p.ej.: CAPOTE y FERNANDEZ CASAL, 1978) y el comienzo del encajamiento de la red fluvial cuaternaria.

5 BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976).- Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. Cons. Super. Invest. Cient., Inst. Lucas Mallada, Trab. sobre Neógeno-Cuaternario, 5: 7-29
- ALVAREZ-NAVA, H. y ROBLES CASA, R. (1988).- Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteguinaldo-Pastores, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). 2º Congr. Geol. Esp., Comun., 2: 99-102
- APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CARABALLO, J.M.; PEINADO, M. y TINAO, J.M. (1975).- Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. Mem. Inst. Geol. Min. Esp. 88: 1-145
- ARENILLAS, M.; SAAVEDRA, J. y ARRIBAS, A. (1975).- Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Avila. Bol. Geol. y Min., 86: 233-243
- ARRIBAS, A. y JIMENEZ, E. (1972).- Avila. Inst. Geol. Min. Esp., Mapa Geol. Esp. E = 1:200.000, Sínt. Cartogr. existente, 44: 26 págs.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975).- Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la dé formation. Tectonophysics, 25: 139-171
- AZOR, A.; CASQUET, C.; MARTIN PARRA, L.M.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ, A. del;

PEINADO, M.; PINEDA, A.; VILLAR ALONSO, P.; VILLASECA, C.; SANZ, M.A.
CENTENO, J.D.; FERNANDEZ, P.; BARDAJI, T.; IBARROLA, E.; CAPOTE, R.;
GONZALEZ CASADO, J.M.; VICENTE, G. de; MERLOS, A. y ESCUDER, J.
(1991).-

Prádena. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. E = 1:50.000, 2ª
Ser., 458: 103 págs.

BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1970).- Les grands traits
stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras
de Gredos et de Guadarrama (Espagne centrale). C.R. Acad. Sci. París, D,
270: 2630-2633

BEA, F. (1982).- Sobre el significado de la cordierita en los granitoides del
batolito de Avila (Sistema Central Español). Bol. Geol. Min. 93(1): 59-67

BEA, F. (1985).- Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del batolito
de Avila (Sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de
superficies. Rev. R. Acad. Cienc. Exactas. Fis. Nat. 79(4): 549-572

BEA, F. y MORENO VENTAS, I. (1985 a).- Estudio petrológico de los granitoides
del área Centro-Norte de la Sierra de Gredos (Batolito de Avila, Sistema
Central Español). Stvdia Geol. Salmanticensia 20: 137-174

BEA, F. y MORENO VENTAS, I. (1985 b).- Diferentes series de rocas con
afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batolito de Avila,
Sistema Central Español). Criterios para su identificación. Stvdia Geol.
Salmanticensia 20: 175-203

BELLIDO, F.; FUSTER, J.M.; MARTIN-SERRANO, A.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ,
A. del;
PABLO MACIA, J.G. de; VILLASECA, C.; MARTIN PARRA, L.M.; CAPOTE, R.;
GONZALEZ CASADO, J.M.; VICENTE, G. de; FERNANDEZ, P.; PEDRAZA, J.
de;

VILLASANTE, R.; CENTENO, J.D.; MERLO, A. IBARROLA, E. y RUIZ GARCIA, M.T.

(1991).- El Espinar. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. E = 1:50.000, 2ª ser., 507: 152 págs.

BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954).- Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española. Cons. Super. Invest. Cient., Inst. Juan Sebastián Elcano: 87 págs.

CAPOTE, R. (1971).- Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila. Tesis Doct., Univ. Complutense Madrid: 1-289 (Inédito)

CAPOTE, R. (1973).- Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila. Bol. Geol. Min. 84(6): 426-437

CAPOTE, R. (1985).- Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica. Rev. R. Acad. Cienc. Exactas. Fis. Nat. 79(4): 511-522

CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1981).- La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. Cuad. Geol. Ibér., 7: 455-470

CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1982).- Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica. Rev. R. Acad. Cienc. Exactas. Fis. Nat. 76(2): 313-331

CAPOTE, R.; DIAZ, M.; GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982).- Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de

la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Parte Iª. Memoria. Temas Geol. Min., 5: 290 págs.

CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1978).- La Tectónica Postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo. Bol. Geol. Min., 89(2): 114-122

CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M.J.; GONZALEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS, M.

(1977).- El límite entre las zonas Asturoccidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central. Bol. Geol. Min. 88(6): 517-520.

CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1968).- El Paleozoico de los alrededores de Avila. Estud. Geol. 24(3-4): 181-189

CAPOTE, R.; VICENTE, G. de y GONZALEZ CASADO, J.M. (1990).- Evolución de las

deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.). Geogaceta, 7: 20-22

CASQUET, C. (1975).- Metamorfismo plurifacial Hercínico de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español). Estud. Geol., 31: 217-239

CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C.

(1988).- Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discursion. En: E. BANDA y L.A. MENDES-VICTOR (Eds.).- Proc. 5th Workshop Eur. Geotraverse (EGT) Proj.: 65-76

CONTRERAS, E.; ROLDAN, F.J.; SANCHEZ CARRETERO, R.; MARQUES, L.A. y MARTIN

HERRERO, D. (en prensa, a).- Navalmoral de la Mata. Publ. Inst. Tecn. Geomin. España. Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª Ser., 624.

CONTRERAS, E.; SANCHEZ CARRETERO, R. y JUNCO, F. (en prensa, b).- Jaraíz de la

Vera. Publ. Inst. Tecn. Geomin. España. Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª Ser., 599.

CONTRERAS, E.; SANCHEZ CARRETERO, R.; MARTIN HERRERO, D., MORENO, F. e

IGLESIAS, A. (en prensa, b) Santa María del Berrocal. Publ. Inst. Tecn. Geomin. España. Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª Ser., 529.

DEWEY, J.F. (1988).- Extensional Collapse of Orogens. *Tectonics*, 7(6): 1123-1139

DIEZ BALDA, M.A. (1982).- El Complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. Tesis Doct. Univ. Salamanca: 1-279.

DIEZ BALDA, M.A. (1983).- Características del elipsoide de deformación finita ligado a la segunda fase hercínica en áreas meso y catazonales del sur de la provincia de Salamanca. *Stvdia Geol. Salmanticensia*, 18: 65-80

DIEZ BALDA, M.A. (1986).- El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. Ed. Univ. Salamanca: 162 págs.

DIEZ BALDA, M.A.; AYARZA, P. y MARTINEZ CATALAN, J.R. (1992).- El cizallamiento

dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso extensional. III Congr. Geol. Esp., VIII Congr. Latinoam. Geol., Simp., 3:365-374

DIEZ BALDA, M.A.; GARCIA CASQUERO, J.L.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.

y ROBLES CASAS, R. (1990 a).- Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centroibérica). Rev. Soc. Geol. Esp., 3(1-2): 117-125

DIEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZALEZ LODEIRO, F. (1990 b).- Structure (Central-Iberian Zone, Autochthonous Sequences). En: DALLMEYER, R.D. y MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.).- Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag: 172-188

DIEZ MONTES, A. y LOPEZ PLAZA, M. (en prensa).- Petrología y estructura del área anatética marginal del Este de Plasencia (Cáceres). En: Contribución al conocimiento geológico del Macizo Ibérico. Comun. XI Reun. Geol. Oeste Peninsular, Huelva, Marzo 1991. Temas Geol. Min.,

DOBLAS, M. (1987).- Tardi-Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. Proc. Conf. Deformation and Plate Tectonics. Gijón, Spain: 1 -29

DOBLAS, M. (1988).- SC deformed granitoids in the San Vicente Range (Central Spain). Rev. Soc. Geol. Esp., 1(1-2): 25-35

DOBLAS, M. (1990 a).- Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (Zona central de Gredos y áreas adyacentes). Ed. Univ. Complutense Madrid, Colecc. Tesis Doct., 59/90: 465 págs.

DOBLAS, M. (1990 b).- Zonas de cizalla tardihercínicas en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 15: 219-226

DOBLAS, M. (1991).- Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. Tectonophysics, 191: 325-334

- DOBLAS, M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1983).- Fenómenos de cizalla en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Studia Geol. Salmanticensia*, 18: 27-38
- DOBLAS, M., OYARZUN, R., LUNAR, R., MAYOR, N. y MARTINEZ, J. (1988).- Detachment faulting and late Paleozoic epithermal Ag-base metal mineralization in the Spanish Central System. *Geology*, 16: 800-803
- DOBLAS, M. y RUBIO, J. (1989).- Bloqueo y dislocación antitética de superficies de "detachment" en la provincia extensional Tardi-Hercínica del centro peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 14: 117-122
- DOBLAS, M. y UBANELL, A.G. (1991).- Los sistemas filonianos tardihercánicos del Centro Peninsular como resultado de una deformación progresiva dentro de una zona de cizalla transcurrente dextral de escala megacontinental. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16: 169-177
- FRANCO, M.P. (1974).- Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al Este de Guijuelo (Salamanca). Tesis Licenciatura, Univ. Salamanca. (Inédita)
- FRANCO, M.P. (1980).- Estudio petrológico de las Formaciones metamórficas y plutónicas al Norte de la depresión del Corneja-Amblés (Sierra de Avila). Tesis Doct., Univ. Salamanca: 6-273 (Inédito)
- FRANCO, M.P. (1981).- Las rocas básicas y ultrabásicas localizadas al N. de la depresión de Corneja (Avila, España). *Bol. Soc. Geol. Port.* 22: 101-104
- FRANCO, M.P. y GARCIA DE FIGUEROLA, L. (1986).- Las rocas básicas y ultrabásicas en el extremo Occidental de la Sierra de Avila (Provincias de Avila y Salamanca). *Studia Geol. Salmanticensia*, 23: 193-219
- FRANCO, M.P. y SANCHEZ GARCIA, T. (1988).- Características petrológicas en

el

área de El Mirón (N. del Valle de Corneja, prov. de Avila). Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola, 293-314

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1950).- Los granitos del Centro-Oeste de España.
21

Int. Geol. Congr. Copenhagen, 14: 131-137

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1958).- Excursión geológica por el Bloque de Piélagos

(Toledo-Avila). Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp., 50: 75-95

GARCIA DE FIGUEROLA, L. y CARNICERO, A. (1973).- El extremo noreste del gran dique del Alentejo-Plasencia. Stvdia Geol., 6: 73-84

GARCIA DE FIGUEROLA, L.; FRANCO, M.P. y CASTRO, A. (1983).- Características petrológicas del complejo laminar pegmatoide ("Serie del Alamo") de las provincias de Salamanca y Avila. Stvdia Geol. Salmanticensia 19: 33-77

GARCIA DE FIGUEROLA, L.; UGIDOS, J.M.; BEA, F.; CARNICERO, A. FRANCO, P.;

RODRIGUEZ, D. y LOPEZ PLAZA, M. (1980).- Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note. Estud. Geol. 36(5-6): 339-348

GARZON, M.G. (1972).- Estudio morfoestructural de la sierra de Gredos en la transversal Avila-sierra de San Vicente. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense Madrid. (Inédita)

GARZON, M.G. (1977).- Estudio preliminar de la morfología de la zona comprendida entre Talavera de la Reina y Arenas de San Pedro (Borde meridional de la Sierra de Gredos). Trab. sobre Neógeno/Cuaternario 6: 85-91

GARZON, M.G. (1980).- Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis Doct. Univ. Complutense Madrid: 425 págs. (Inédita)

GARZON, M.G.; GONZALEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R. (1976).- Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. Stvdia Geol. Salmanticensia 10: 7-16

GARZON, M.G.; PEDRAZA, J. de y UBANELL, A.G. (1982).- Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama). Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat., 76(2): 475-496

GARZON, M.G.; UBANELL, A.G. y ROSALES, F. (1981).- Morfoestructura y sedimentación terciarias en el valle de Amblés (Sistema Central español). Cuad. Geol. Ibér., 7: 655-665

GUTIERREZ ALONSO, G. y MARTIN PARRA, L.M. (1990).- Estudio estructural de las Hojas 655, 656, 657, 658 y 684. Inst. Tecnol. Geomin. Esp. "Proyecto de estudio geológico a escala 1:50.000 de las hojas números: 529, 530, 531, 599, 600, 601, 602, 624, 625, 626, 655, 656, 657, 658 y estudios complementarios", Informe Complementario: 27 págs. (Inédito)

GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971).- Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la Provincia de Cáceres. Estud. Geol., 27: 177-180

HERNANDEZ-PACHECO, F. (1950).- Rasgos fisiográficos y geológicos de la Vera, del tramo medio del Tietar y del Campo Arañuelo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 48(3).

HERNANDEZ-PACHECO, F. (1962).- La formación o depósitos de grandes bloques de

edad Pliocena. Su relación con la Raña. Estud. Geol., 18(1-2): 75-88

HERNANDEZ-PACHECO, F.; ALBERDI, M.T. y AGUIRRE, E. (1969).- Proceso formativo y

época de la Sierra de Guadarrama. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 67: 225-237.

IGLESIAS, A.; JUNCO, F.; SANCHEZ CARRETERO, R.; MORENO, F.; CONTRERAS, E. y

MARTIN HERRERO, D. (en prensa, a) Villanueva de la Vera. Publ. Inst. Tecn. Geomin. España. Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª Ser., 600.

IGLESIAS, A.; MUÑOZ DEL REAL, J.L.; MARQUES, L.A.; CONTRERAS, F.; SANCHEZ

CARRETERO, R.; ROLDAN, F.J. y MARTIN HERRERO, D. (en prensa, b) Lagartera.

Publ. Inst. Tecn. Geomin. España. Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª Ser., 625.

IGLESIAS, A.; MUÑOZ DEL REAL, J.L.; MARQUES, L.A.; SANCHEZ CARRETERO, R.;

CONTRERAS, F. y MARTIN HERRERO, D. (en prensa, c) Calera y Chozas. Publ. Inst. Tecn. Geomin. España. Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª Ser., 626.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).- Mapa tectónico

de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:100.000. Inst. Geol. Min. Esp.: 1-113

JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983).- Cuenca de Madrid. En: J.A. COMBA (Coord.).- Geología de España. Inst. Geol. Min. Esp. Libro Jubilar J.M. Ríos, 2:

534-543

LOPEZ MARTINEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J.P.; CIVIS, J.;
CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DIAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.;
MARTINEZ-SALANOVA, J.; MORALES, J.; PORTERO, J.M.; ROBLES, F.;
SANTISTEBAN, C. y TORRES, T. (1987).- Approach to the Spanish Continental
Neogene Synthesis and Palaeoclimatic Interpretation. Proc. 8 RCMNS Congr.
Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 70: 383-391

MACAYA, J. (1983).- Bandas miloníticas plegadas en los materiales metamórficos
del sur de Segovia. Stvdia Geol. Salmanticensia, 18: 93-106

MACAYA, J.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J.R. y ALVAREZ,
F. (1991).-

Continuous deformation, ductile thrusting and back-folding of cover and
basement in the Sierra de Guadarrama, Hercinian orogen of Central Spain.
In: PEREZ ESTAUN, A. y COWARD, M.P. (Eds.).- Deformation and Plate
Tectonics. Tectonophysics, 191(3-4): 291-309.

MARTIN ESCORZA, C. (1971).- Estudio mesotectónico de los materiales
metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (Prov. de Avila,
Toledo). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 69: 303-327.

MARTIN ESCORZA, C. (1976).- Actividad tectónica, durante el Mioceno, de las
fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. Estud. Geol., 32: 509-522

MARTIN ESCORZA, C. (1990).- Distensión-compresión en la cuenca de Campo
Arañuelo. Implicación cortical. Geogaceta, 8: 39-42

MARTIN HERRERO, D. y BASCONES, L. (1984).- Características estructurales en
la
región oocidental de la provincia de Cáceres. 1er. Congr. Nac. Geol., 3:
75-90

MARTIN PARRA, L.M.; GUTIERREZ ALONSO, G.; SANCHEZ CARRETERO, R.;

CONTRERAS, E.;

JORQUERA, A.; GRACIA, J. e IGLESIAS, A. (en prensa, a).- Galvez. Publ. Inst. Tecn. Geomin. España. Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª Ser., 656.

MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ-SALANOVA, J.; MARQUEZ, L.A.; CONTRERAS, E. e

IGLESIAS, A. (en prensa, b).- Navalcán. Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª ser., 601.

MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ-SALANOVA, J.; MARQUEZ, L.A.; CONTRERAS, E. e

IGLESIAS, A. (en prensa, c).- Navamorcuende. Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª ser., 602.

MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ-SALANOVA, J.; MORENO, F.; CONTRERAS, E. e

IGLESIAS, A. (en prensa, d).- Vadillo de la Sierra. Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª ser., 530.

MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ-SALANOVA, J.; MORENO, F.; CONTRERAS, E. e

IGLESIAS, A. (en prensa, e).- Avila de los Caballeros. Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª ser., 531.

MONTESERIN, V. y PEREZ ROJAS, A. (1985).- Valdeverdeja. Inst. Geol. Min. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª ser., 653: 64 págs.

MONTESERIN, V. y PEREZ ROJAS, A. (1987).- Jaraicejo. Inst. Geol. Min. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª ser., 652: 46 págs.

NUEZ, J. de la, UBANELL, A.G. y VILLASECA, C. (1982).- Diques lamprofíricos norteados con facies brechoidales eruptivas en la región de la Paramera de Avila (Sistema Central Español). Cuad. Lab. Xeolóxico Laxe 3: 53-74

OLIVE, A.; MONTESERIN, V.; ANDONAEGUI, P. y ALVARO, M. (1989).- El Puente del

Arzobispo. Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000, 2ª ser., 654: 83 págs.

PARGA, J.R. (1969).- Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. Trab. Lab. Geol. Lage, 37: 1-15

PEDRAZA, J. (1981).- El borde meridional de la zona de transición entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Ibérico): Evolución morfotectónica reciente. Cuad. Geol. Ibér., 7: 667-681

PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984).- Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). Com. 1 Congr. Esp. Geol. 3:253-263

SCHERMERHORN, L.; PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; HEBEDA, E.; VERDURMEN, E. y VERSCHURE, R.H. (1977).- Age and origin of the Mesejana dolerite Fault-Dyke system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean. J. Geol., 86: 299-309

UBANELL, A.G. (1976).- Los diques aplíticos de Almorox-Navamorcuende (Sistema Central Español) en relación con los "decrochements" dextrales tardihercínicos. Com. Serv. Geol. Port., 60: 53-68

UBANELL, A.G. (1977).- Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español. Bol. Geol. Min. 88(5): 9-14

UBANELL, A.G. (1981 a).- Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español. Cuad. Geol. Ibér. 7: 591-605

UBANELL, A.G. (1981 b).- Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. Cuad. Geol. Ibér. 7: 607-622

UBANELL, A.G. (1982).- Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español. Ed. Univ. Complutense Madrid, Colecc. Tesis Doct., 160/82: 217 págs.

UBANELL, A.G. y DOBLAS, M. (1988).- Los diques aplíticos deformados de Paredes de Escalona-Navamorcuende (SW del Sistema Central Español): Su relación con la intrusión. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola: 393-403

UBANELL, A.G. y ROSALES, F. (1981).- Localización y estudio de un afloramiento básico efusivo en la Sierra de la Paramera (Avila) (Sistema Central Español). Cuad. Geol. Ibér., 7: 431-437

UBANELL, A.G.; VILLASECA, C. y NUEZ, J. de la (1984).- Los pórfidos rojos sieníticos de Avila (Sistema Central Español). 1 Congr. Esp. Geol. 2: 193-203

UGIDOS, J.M. (1973).- Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia. Tesis Doct. Univ. de Salamanca.

UGIDOS, J.M. (1974 a).- Características del metamorfismo del área de Béjar-Plasencia. Bol. Geol. Min., 85: 67-81

UGIDOS, J.M. (1974 b).- Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes. Stvdia Geol., 7: 63-68

UGIDOS, J.M. (1974 c).- Los granitos biotíticos $\pm$ cordierita de Béjar y áreas adyacentes. Bol. Geol. Min., 85: 66-74

- UGIDOS, J.M. (1976).- Significado petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres). *Stvdia Geol.*, 10: 31-34
- UGIDOS, J.M. (1980).- Discusión sobre la génesis de los granitos calcoalcalinos del Macizo Hespérico. *Bol. Soc. Geol. Port.*, 22: 129-133
- UGIDOS, J.M. (1981).- Sobre el metamorfismo en los sectores occidentales de Gredos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2: 117-122
- UGIDOS, J.M. (1988).- New aspects and considerations on the assimilation of cordierite-bearing rocks. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1 (1-2): 129-134
- UGIDOS, J.M. y BEA, F. (1976).- Análisis comparativo de los granitos del área de Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro-peninsulares: Precisiones sobre la serie mixta. *Stvdia Geol.*, 10: 45-59
- UGIDOS, J.M. y BEA, F. (1979).- Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico. *Stvdia Geol.*, 14: 35-77
- UGIDOS, J.M.; FALLICK, A.E. y RECIO, C. (1989).- ϵ_{Hf} of granites from the Western Central Iberian Massif, Spain. *Geogaceta*, 6: 25-27
- UGIDOS, J.M. y FERNANDEZ LAGUNA, F. (1973).- El metamorfismo al E de Plasencia (Cáceres). *Stvdia Geol.*, 6: 65-71
- VEGAS, R. (1975).- Wrench (transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications *Geol. Rundschau*, 64: 266-278
- VEGAS, R. y SURIÑACH, E. (1987).- Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia. *Geogaceta*, 2: 40-42

VEGAS, R.; VAZQUEZ, J.T. y MARCOS, A. (1986).- Tectónica alpina y morfogénesis

en el Sistema Central Español: Modelo de deformación intracontinental distribuida. Geogaceta, 1: 24-25

VEGAS, R.; VAZQUEZ, J.T.; SURIÑACH, E. y MARCOS, A. (1990).- Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. Tectonophysics, 184: 367-378

VICENTE, G. de, MARTINEZ, J.; CAPOTE, R. y LUNAR, R. (1986).- Cuantificación de

la tectónica de fractura asociada a la mineralización argentífera de Huelmo de la Encina. Sistema Central. Public. Esp. Univ. Oporto.

VILLASECA, C.; HUERTAS, M.J. y NÚÑEZ, J. de la (1992).- Magmatismo postorogénico

y anorogénico en el Sistema Central Español. Geogaceta, 11: 34-38

VILLASECA, C.; LOPEZ GARCIA, J.A.; NÚÑEZ, J. de la y UBANELL, A.G. (1983).-

Contribución al estudio de los diques camptoníticos heteromorfos con subfacies ocelares y de diatremas asociadas. Sierra de la Paramera de Avila. Rev. Mat. Proc. Geol. 1: 103-118

WARBURTON, J. y ALVAREZ, C. (1989).- A thrust tectonics interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En: Libro Homenaje a Rafael Soler. Asoc. Geol. Geofis. Esp. Pet.: 147-155