ESTUDIO GEOLOGICO A E. 1:50.000 DE LAS HOJAS Nº 553, 554, 555, 556, 576 y 579 Y ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS

SINTESIS ESTRUCTURAL A E. 1:200.000

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

INDICE

Pags.

1.-INTRODUCCION 1
1.1. Objetivos 1

2.-MARCO GEOLOGICO 1

3.-TÉCTONICA 8
3.1.- Deformación hercínica. 8
3.2.- Deformación alpina 9

4. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL 17
4.1. Ciclo Hercínico 17
4.2. Ciclo Alpino 20

5.-ESTRUCTURA ACTUAL 20

1.-INTRODUCCIÓN

Las investigaciones geológicas realizadas en el proyecto "Estudio geológico a E. 1:50.000 de las hojas nos. 553, 554, 555, 556, 576 y 579 y estudios complementarios" plantean la necesidad del estudio de las estructuras deformativas que afectan a los diferentes conjuntos ígneos y metamórficos existentes en el área estudiada, desde una perspectiva regional, de tal forma que se puedan establecer conclusiones relativas a la evolución geodinámica del sector de Gredos durante las Orogenias Hercínica y Alpina.

1.1.-Objetivos

El objetivo principal del estudio de síntesis estructural es establecer un modelo evolutivo de la deformación en el sector estudiado, así como su relación con los eventos metamórficos y magmáticos que han ocurrido en él. En este sentido, se persigue obtener una aproximación a las condiciones deformativas y tensoriales que condicionaron el emplazamiento de los granitoides. Este estudio estructural se apoya en el estudio de síntesis geológica a escala 1:200.000 elaborado en el presente Proyecto, donde se incorporaron los materiales ígneos y metamórficos de las hojas MAGNA nos. 728 (Guijuelo), 729 (Sta. María del Berrocal), 730 (Vadillo) y 731 (Avila de Los Caballeros). La información geológica y estructural referente a estas cuatro hojas MAGNA, actualmente en fase de edición, así como datos gravimétricos, aeromagnéticos y radiométricos, también incorporados en la síntesis geológica a escala 1:200.000, han sido facilitados por el ITGE.

2.-MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra en encuadrada en la banda central de la hoja a escala 1:200.000 de Avila. Administrativamente, la mayor parte del territorio pertenece a la provincia de Avila, con extensiones más pequeñas en las provincias de Salamanca, Cáceres y Toledo (fig. 1.).

Geográficamente esta zona comprende un amplio sector de la Sierra de Gredos y se extiende hacia el Este hacia la Paramera de Avila y la Sierra del Valle.

Desde el punto de vista geológico, este área está situada en su totalidad en el ámbito del Macizo

Hésperico, en la denominada Zona Centroibérica, en un sector donde predominan las rocas graníticas y los materiales metamórficos de alto grado. (Fig. 2.).

En el área de estudio, los materiales sedimentarios postpaleozoicos se restringen casi exclusivamente a rellenos detríticos terciarios en depresiones tectónicas (Amblés, Corneja, Tiétar), y a sedimentos cuaternarios fluviales, glaciares o coluvionares.

En el zócalo hercínico, los materiales más antiguos corresponden mayoritariamente a metasedimentos, gneises bandeados y ortogneises fuertemente migmatizados que afloran en un área alargada en dirección E-O entre las localidades de Béjar y San Martín de la Vega del Alberche, extendiendose hacia el sur en las hojas de Cabezuela del Valle (576) y Bohoyo (577), principalmente (fig. 3). Estas rocas proceden de la transformación de materiales pelítico-grauváquicas con intercalaciones de cuarcitas y rocas calcáreas de edad preordovícica, y de ortogneises que derivan de rocas ígneas ácidas plutónicas y volcánicas cuyo emplazamiento tuvo lugar en un evento de magmatismo pre-hercínico, posiblemente finicadomiense. Este conjunto de materiales está afectado por un metamorfismo regional hercínico de carácter plurifacial y polifásico, en la zona definido por asociaciones cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-andalucita-cordierita y sillimanita y zonas de intensa migmatización. Regionalmente, se han descrito tres etapas de metamorfismo (p.e. ARENAS et al., 1991, fig. 4). En la primera etapa (M1) se desarrolla un metamorfismo progrado que alcanza condiciones de presión y temperatura medias dentro de la facies de las anfibolitas almandínicas. En la segunda etapa (M2), se alcanzan condiciones de temperatura alta, con inicio de migmatización. Esta etapa finalizaría con una migmatización generalizada y el comienzo del metamorfismo retrógrado con el descenso de presión y temperatura. En la tercera etapa (M3) se alcanzarían condiciones de baja presión y baja temperatura (facies de los esquistos verdes).

Dentro de este sector del Sistema Central (fig. 3), se encuentran importantes extensiones de afloramientos de granitoides, que desde el punto de vista de su relación con la fase principal de deformación hercínica (D2) se han diferenciado en dos conjuntos, como sin-tardicinemáticos y tardi-post-cinemáticos. Los primeros son, en su mayoría, granitoides cuyo emplazamiento tuvo lugar en niveles meso-catazonales. Son granitoides relativamente inhomogéneos, muy entremezclados con migmatitas menos evolucionadas, que proceden de la fusión prácticamente in situ de metasedimentos grauváquico-pelíticos y de ortogneises felsíticos. De forma más

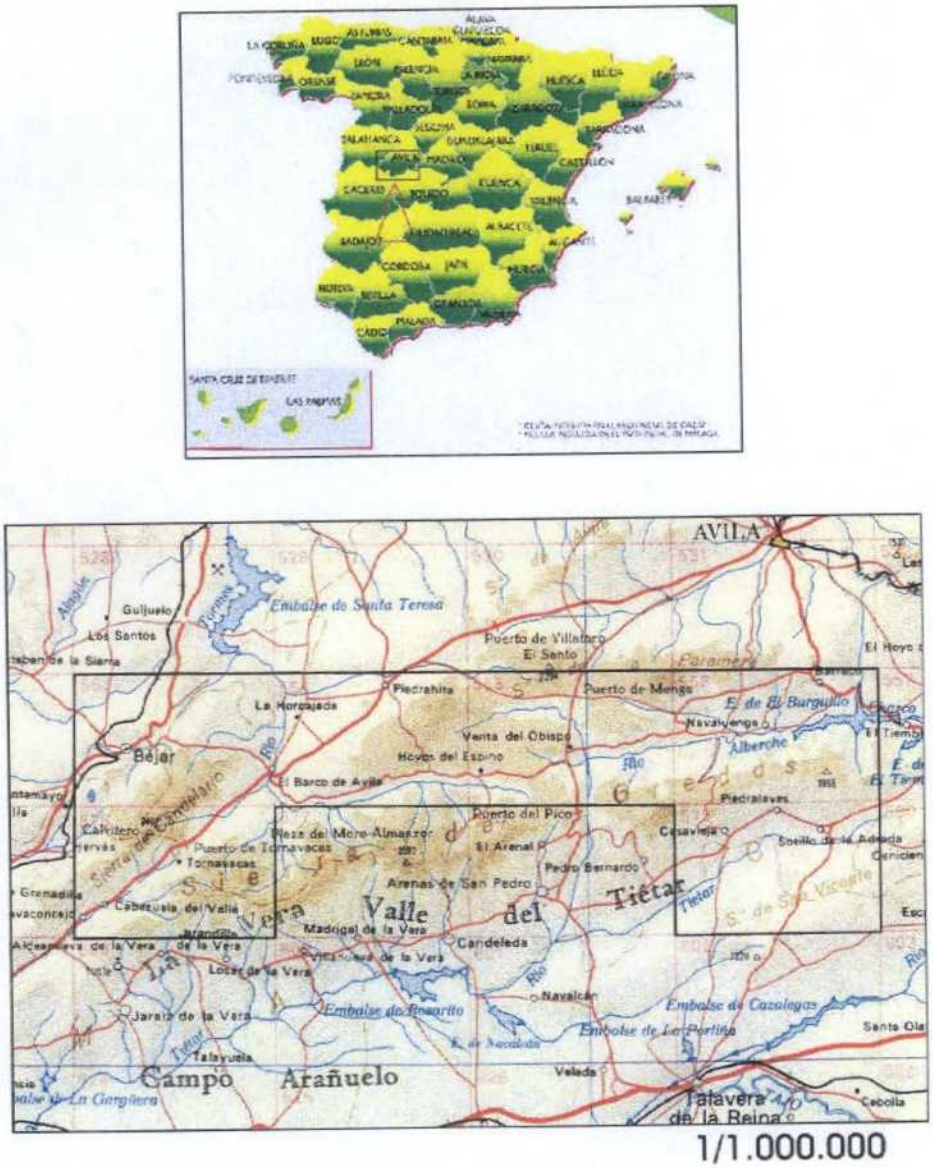


Fig.1. Situación geográfica del área de estudio.

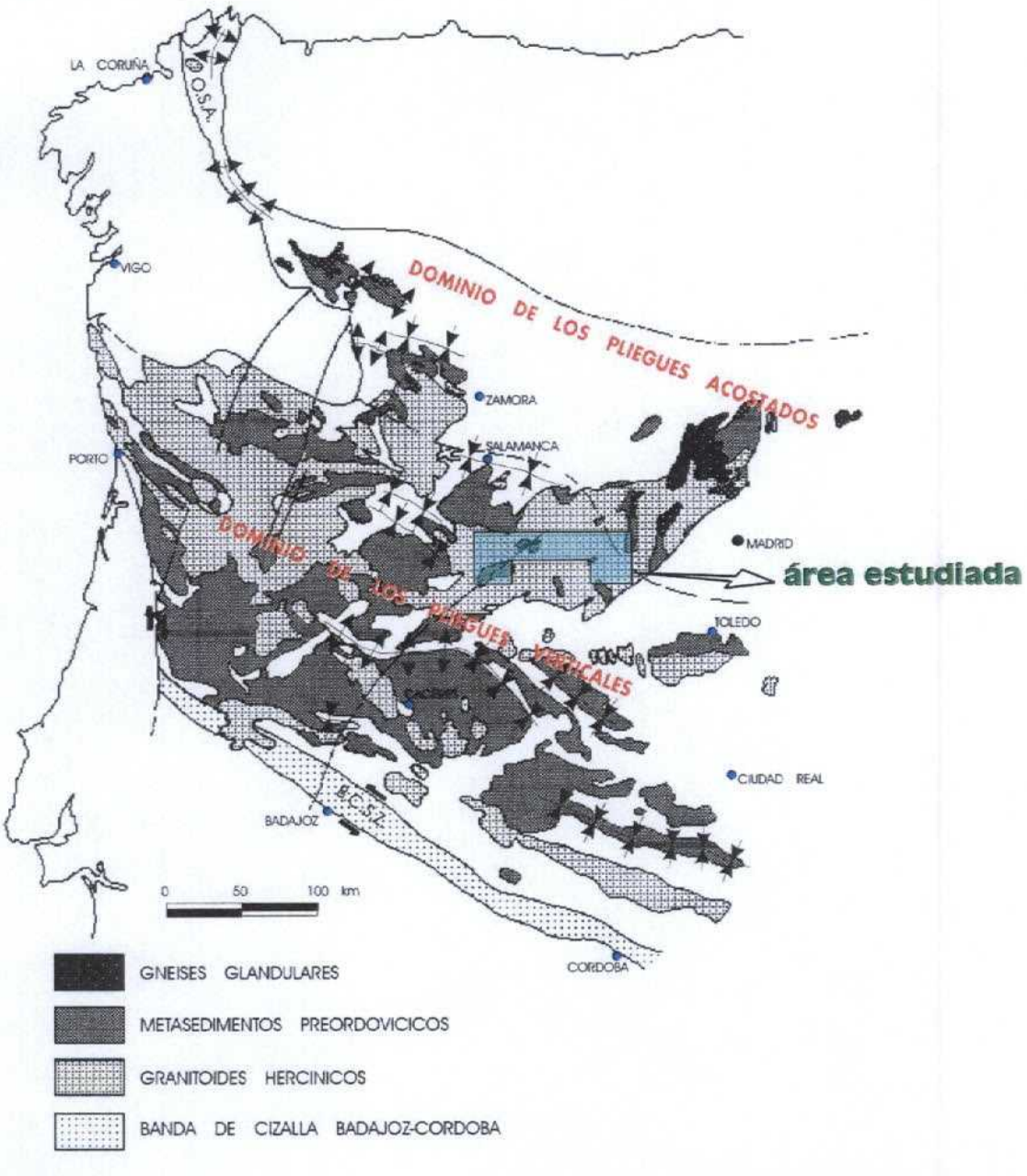


FIG nº 2. Dominios estructurales de la Zona Centro Ibérica según Díez Balda et al. (1990). Situación del área de estudio

restringida, afloran granitoides de emplazamiento meso-epizonal, más homogéneos, constituidos por granitos de dos micas.

Los granitoides tardi-postcinemáticos más abundantes son granodioritas y monzogranitos biotíticos, generalmente porfídicos. Estos granitoides forman parte de un gran número de unidades de intrusión, que pueden llegar a tener una notable variabilidad en lo relativo a sus características composicionales, texturales y mineralógicas. Esta diversidad está acentuada por los efectos de los diversos episodios hercínicos, así como la imbricación de los procesos intrusivos y el metamorfismo regional de alto grado. Intrusivos sobre el conjunto monzogranítico-granodiorítico, existe una serie de cuerpos circunscritos de monzogranitos biotíticos porfídicos, que con frecuencia adoptan morfologías alargadas de dirección próxima a E-O (plutón de Navadijos-Puerto de Menga, plutón de El Barraco, etc., fig. 3). Las rocas plutónicas más tardías en el área están representadas por cuerpos de granitos de dos micas, que pueden llegar a tener una extensión importante, y otros cuerpos menores, pero muy frecuentes, de leucogranitos.

Desde el punto de vista estructural, el área de estudio se sitúa en el denominado "Dominio de Los Pliegues Verticales" (DIEZ BALDA et al., 1990; fig. 2) de la Zona Centroibérica, donde la deformación hercínica se desarrolló en tres episodios principales. El primer episodio dio lugar a pliegues subverticales con una foliación paralela a los planos axiales y unas directrices predominantes NO-SE. Durante el segundo episodio se formaron zonas de cizalla subhorizontal, desarrollandose una fuerte esquistosidad. El tercero produce pliegues que afectan a los estructuras previas y adoptan direcciones N 100°-120 con planos axiales subverticales, generando únicamente una esquistosidad de crenulación. Los movimientos más precoces en esta tercera etapa se asocian a la formación de bandas de cizalla subverticales de dirección N 70° a N 130° y sentido de desplazamiento siniestro. En los movimientos más tardíos se formaron cizallas dextras de dirección N 130° a N 170°. Se ha descrito una cuarta fase D4 de deformación (p.e. MACAYA et al., 1991), que se caracteriza por no desarrollar de forma generalizada estructuras penetrativas.

Asociado al engrosamiento cortical producido durante la primera fase F1 tuvo lugar el primer episodio M1 de metamorfismo regional prograd que alcanzo el grado medio-alto en los primeros estadios de la segunda fase de deformación F2. El episodio M2 se inicio cuando todavía tenía lugar la segunda fase, con un cambio hacia condiciones de menor presión y, por lo general, mayor temperatura, en relación al régimen extensional y adelgazamiento que tiene lugar en F2;

abarcando toda la tercera fase de deformación.

La mayor parte de las fracturas en el área se formaron durante lo que, genéricamente, se han denominado "etapas tardihercínicas". Durante la fase tardía D4 tuvo lugar en la región una extensión próxima a la dirección N-S, con desarrollo de cizallas extensionales de bajo ángulo. Estos movimientos extensionales tempranos se han adscrito al "episodio dúctil extensional" de DOBLAS (1990, 1991) que comprendería la fase Robledo de MARTÍN ESCORZA (1988) y los movimientos tempranos de la etapa Malagón de CAPOTE et al. (1987). Tras estos movimientos extensionales, la fracturación evolucionó según una compresión uniaxial en el "episodio dúctil-frágil transcurrente" de DOBLAS (1990, 1991) equivalente a los últimos movimientos de la etapa Malagón, y que representa la transición al régimen de compresión uniaxial NE-SO a N-S propio de la etapa del inicio de la etapa "Hiendelaencina" es equivalente al "episodio frágil transcurrente" de DOBLAS (op.cit.). Este modelo transicional con acortamiento próximo a N-S, evolucionó durante el Pérmico inferior a un modelo extensional cuasi-radial (GONZALEZ CASADO et al., 1993).

La facturación frágil tardihercínica, y sus reactivaciones posteriores, condiciona las manifestaciones filonianas de naturaleza muy diversa (pórfidos graníticos, lamprófidos, sienitas, cuarzo, fundamentalmente). Así las primeras manifestaciones del ciclo alpino en este sector del Sistema Central aparecen registradas en dos familias de diques. La primera de ellas, de directrices fundamentalmente norteadas, esta formada por diques de lamprófidos camptoníticos, diabasas, y pórfidos sieníticos, cuya edad de intrusión se sitúa en el Triásico sup.-Jurásico inf. (VILLASECA et al., 1922). La segunda familia se asocia al episodio intrusivo más tardío, al que corresponde el emplazamiento del Dique de Plasencia, el cual tuvo lugar durante varios ciclos que duraron hasta el Jurásico medio (VILLASECA et al., 1992 y referencias allí citadas).

En otros sectores del Sistema Central, alejados del área de estudio, se han propuesto tres etapas principales de deformación alpina (CAPOTE et al., 1990): la etapa Ibérica (Oligoceno-Mioceno inferior), caracterizada por una compresión horizontal de dirección N 45°-55°E, con movimientos normal-direccionales en fallas N 40°-60°E y N 170°-180°E; la etapa Guadarrama (Mioceno inf.-Mioceno sup.), en la que se produce la estructuración del relieve actual del Sistema Central, en un régimen de compresión horizontal N 140°-155° que generó fallas inverso-direccionales orientadas según la dirección N 20°E y N 90°E y fallas normales N 110°E a N 180°E; y

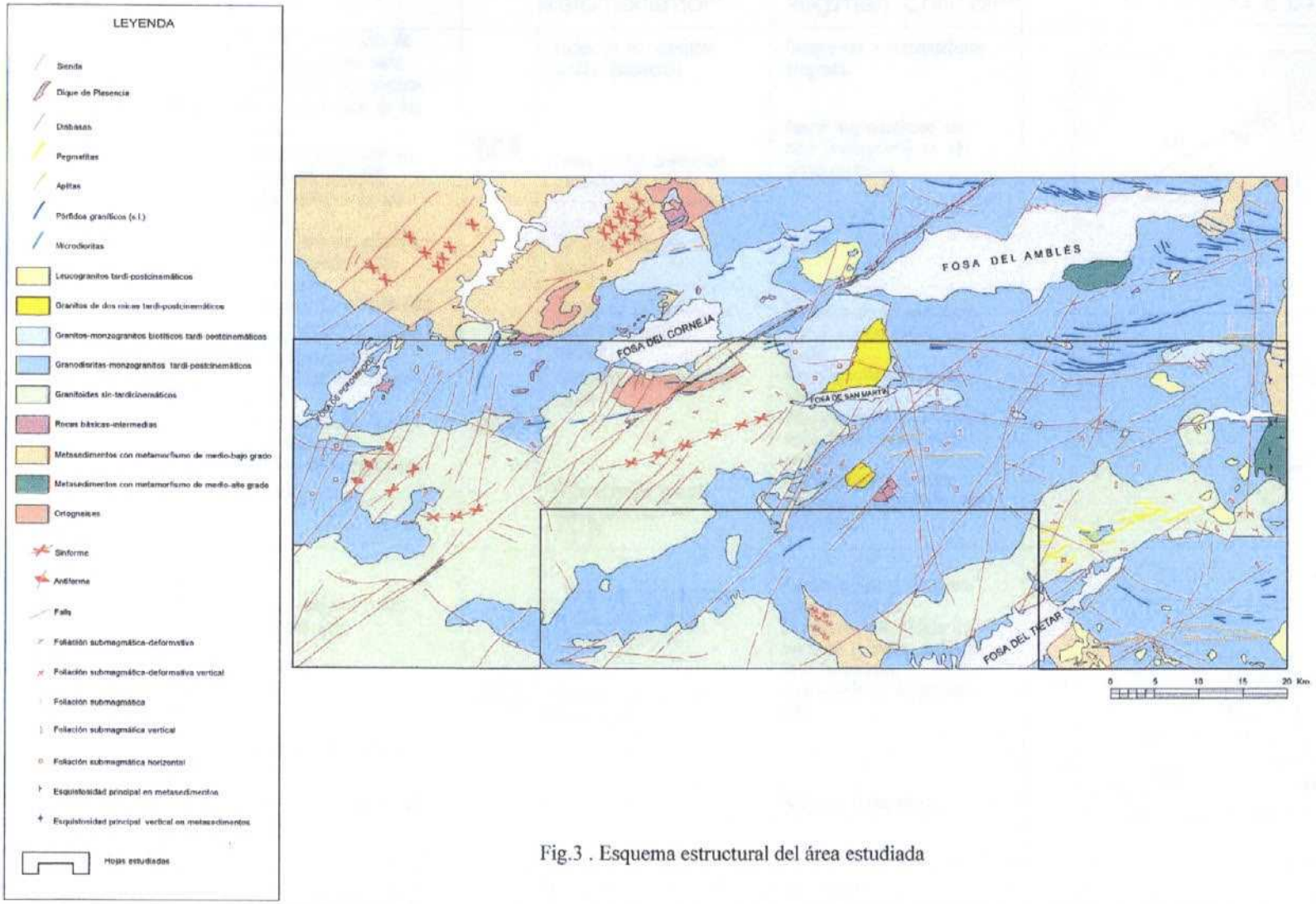
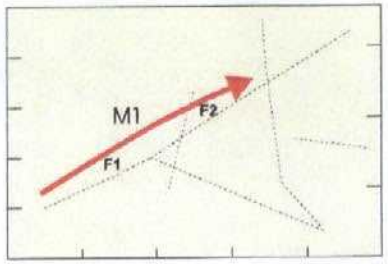
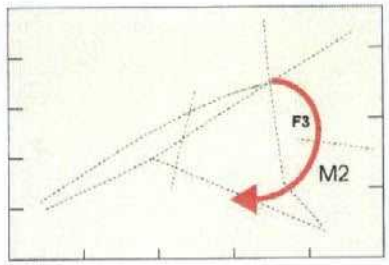
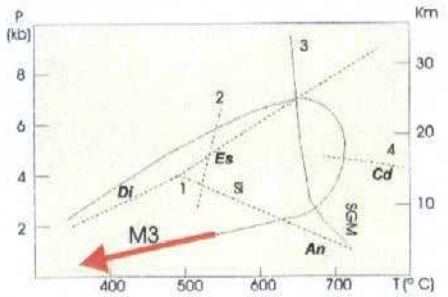


Fig.3 . Esquema estructural del área estudiada

Deformación(¤)		Metamorfismo(⌘)		Régimen Cortical(⌘)	Trayectoria P, T, t (⌘)
F1	Pliegues subverticales de gran longitud de onda. Esquistosidad S1, subparalela al plano axial de los pliegues. Acortamiento regional en la dirección NNE-SSO	**M1**	Facies de los esquistos verdes (supuesta) Facies de las anfibolitas almandínicas (grado creciente hasta T media) Media P y T (Granate y distena relictos)	Compresión y metamorfismo progrado. Fuerte engrosamiento cortical (homogéneo) en régimen colisional.	
F2	Cizallas dúctiles subhorizontales. Pliegues menores asimétricos, esquistosidad S2 de bajo ángulo. Dirección de flujo N124-136E				
F3	Pliegues laxos con planos axiales subverticales. Esquistosidad de crenulación S3. Bandas de cizalla dúctiles subverticales. Dirección de acortamiento NNE-SSO	**M2**	Facies de las anfibolitas almandínicas (alta T, media P) Comienzo de la migmatización Migmatización generalizada (descenso en P y T)	Comienzo de la descompresión y metamorfismo progrado. Régimen colisional intracontinental. Máximo termal y fuerte anatexia desde niveles mesocorticales. Emplazamiento de rocas graníticas en equilibrio con andalucita.	
P O S T F3	Pliegues radiales y longitudinales (¿?) Cizallas dúctiles de bajo ángulo Cizalllas dúctil-frágiles de gran ángulo	**M3**	Facies de los esquistos verdes (baja P y T) y grados menores. Metamorfismo de contacto local.	Descompresión y metamorfismo retrógrado. Denudación del edificio estructural: episodios extensionales tempranos. Emplazamiento de granitoides. Régimen transpresivo.	

(¤) *Basado en Díez Balda et al, 1990* (⌘) *Modificado de Arenas et al., 1991*

Fig. 4. Evolución tectono-metamórfica y trayectorias PTt.

posteriores a la segunda fase.

Los granitoides agrupados en el conjunto sin-tardicinemático afloran en cuerpos que presentan una morfología alargadas de forma grosera en la dirección NE-SO a ENE-OSO. Los bandeados y la foliación magmato-deformativa observados en estas rocas y los cuerpos migmatíticos asociados, adoptan esa misma dirección, con buzamientos generalmente tendidos, siendo concordantes con los contactos entre las distintas variedades de granitoides sin-tardicinemáticos y migmatitas.

Aunque no se pueda relacionar de forma directa con las estructuras deformativas de segunda fase descritas en la literatura, los numerosos enclaves de rocas básicas que aparecen al Oeste del Dique de Plasencia definen, groseramente, una banda de dirección ENE-OSO. Esta banda o "pasillo" de rocas básicas podría representar una zona estructuralmente débil con esa dirección.

Todos los caracteres y estructuras descritas son compatibles con una dirección de extensión próxima a NO-SE

■Tercera fase.

Los granitoides sin-tardicinemáticos que afloran en el sector occidental del área de estudio (Sierra de Béjar, Peña Negra) presentan una morfología y orientación de la fábrica interna que definen suaves estructuras sinformales y antiformales cuyos ejes adoptan una dirección NE-SO a ENE-OSO (p.e. Sinclinal de Candelario, Sinclinal de La Peña Negra), compatibles con una dirección de acortamiento NO-SE a ONO-ESE. De la misma manera, la disposición inclinada al Norte de la fábrica submagmática-deformativa de los granitoides diatexíticos e inhomogéneos, así como los contactos entre ellos, sería (al menos en parte) consecuencia del acortamiento de la tercera fase F3.

■Cuarta fase.

El gran conjunto de monzogranitos-granodioritas que constituye el fondo litológico del área presentan, de forma recurrente, una fábrica planar submagmática-deformativa subvertical marcada atribuida a la cuarta fase de deformación, fundamentalmente, por la disposición de los megacristales de feldespato y los agregados biotíticos. La dirección predominante de esta fábrica está comprendida entre N-S y N20°E (fig. 5).

finalmente, la etapa Torrelaguna, caracterizada por una compresión orientada aproximadamente N-S que se resuelve mediante fallas N 130°E a N 160°E y N 180°E a N 220°E que actuaron como desgarres directos.

3.-TECTÓNICA

3.1. Deformación hercínica

- **Primera fase.**

En los materiales aflorantes en el área de estudio no se han reconocido estructuras deformativas que se puedan asignar con certeza a la primera fase de deformación hercínica. Los efectos de esta fase unicamente se identifican a escala microscópica en algunas muestras de los metasedimentos menos transformados.

- **Segunda fase.**

Es la fase principal de deformación hercínica cuyos efectos son más evidentes en el área, tanto por las estructuras (p.e. foliación penetrativa) que produce en el encajante metasedimentario y ortogneísico, como por los procesos de migmatización y emplazamiento de granitoides que provoca.

Los gneises bandeados que afloran en la hoja de Piedrahita presentan una foliación de tipo gnéisico, atribuible a la segunda fase, de dirección predominante N 40/40°SE, y algo menos frecuentes, direcciones N 90/45° S. Los gneises están afectados por una migmatización muy intensa que da lugar a la formación de un granitoide biotítico de aspecto leucocrático.

En los ortogneises (ortogneises de La Almohalla) que afloran en la hoja de Piedrahita se observan pliegues decimétricos de plano axial subhorizontal, con pequeñas bandas miloníticas de orientación N90°/10N, que se atribuyen a la segunda fase de deformación.

En los afloramientos más extensos de metasedimentos en el área, la esquistosidad penetrativa de segunda fase adopta direcciones anómalas (macizo de La Cañada) próximas a N-S, o direcciones próximas a NO-SE (afloramientos de Navamorcuende), como consecuencia de la desviación de la orientación original producida por cizallas con esos orientaciones penecontemporáneas o

A esta misma fase de deformación puede atribuirse el desarrollo del haz de diques de pórfido y leucogranitos de dirección E-O, localizados fundamentalmente en la mitad oriental del bloque estudiado, y el correspondiente emplazamiento, en posible relación con esos diques, de las unidades plutónicas más tardías del área (plutón de Navadijos, El Barraco, El Berrocal, etc.). Finalmente también podrían atribuirse a la cuarta fase de deformación hercínica, las fallas de dirección NE-SO (Navadijos, Guadyerbas, etc.).

■ **Fracturación tardihercínica**.

Gran parte de la fracturación en el área estudiada se atribuye a las etapas de deformación tardihercínica reconocidas en el Macizo Hespérico.

• **Fallas.**

A partir de la síntesis a E. 1:200.000 del bloque, puede establecerse un patrón estructural definido por los siguientes sistemas de fallas.

a) Fallas E-O/ONO-ESE

b) Fallas N-S a NNE-SSO

c) Fallas NE-SO

d) Fallas NO-SE

No es posible establecer una cronología precisa ente las diferentes familias de fallas. Algunas de ellas aparecen rellenas por diques de distinta naturaleza lo que permite obtener cierta cronología relativa de, al menos, los movimientos asociados a su emplazamiento. Así, las fallas más antiguas parecen ser las relacionadas con los diques de pórfidos (E-O) ya que, en ocasiones, son cortadas y desplazadas por las demás. Las fracturas NE, por su parte, parecen ser las más modernas.

-FALLAS E-O/ONO-ESE

Este grupo de fracturas aparece bien desarrollado en el área estudiada, en especial, en su mitad oriental, donde constituyen importantes bandas constituidas por fallas subverticales dispuestas,

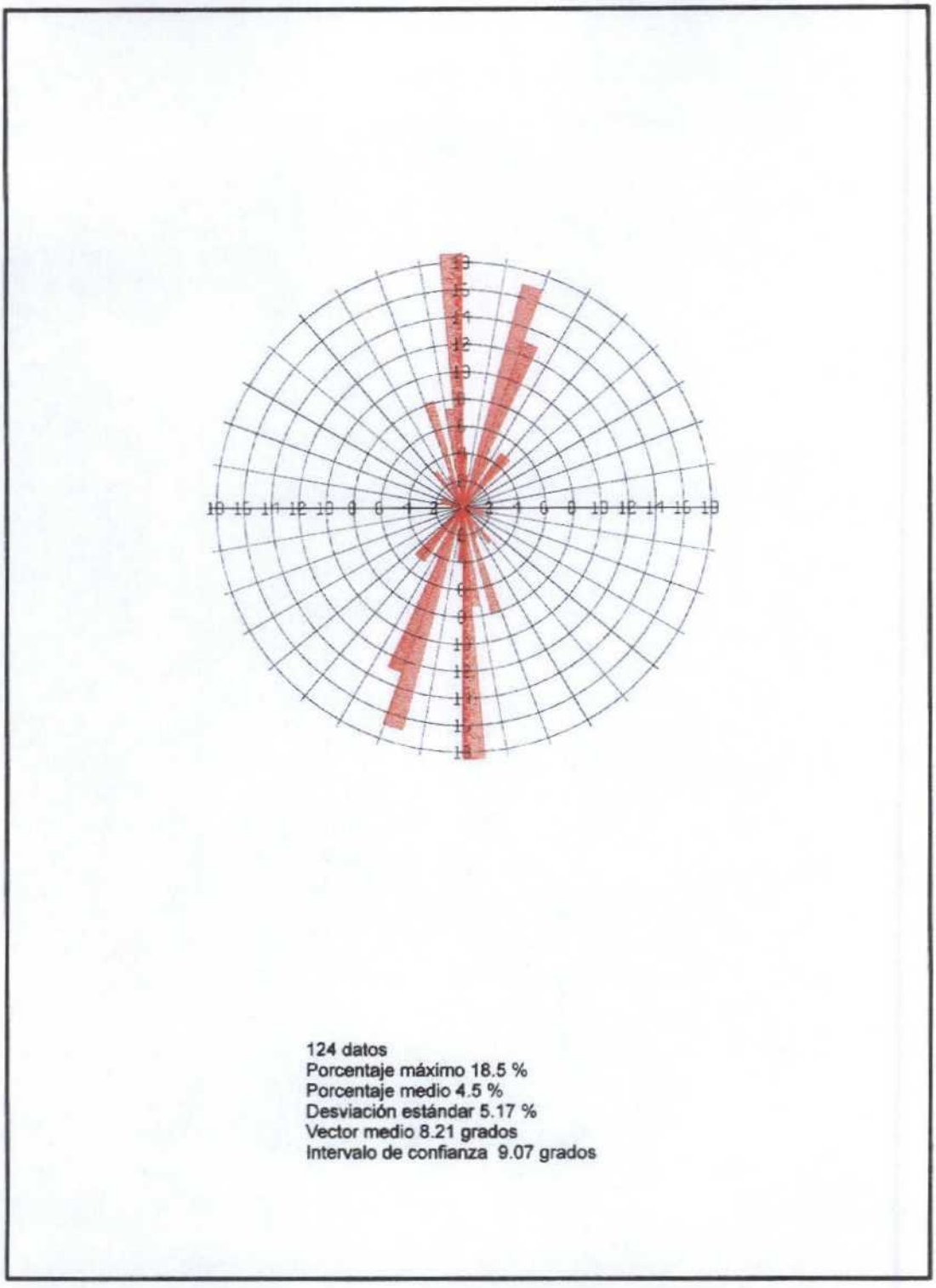


Fig. 5. Foliación submagmática en granitoides tardi-postcinemáticos.

en ocasiones, subparalelas a diques de pórfido granítico (Fallas de El Zapatero-El Barraco, Navarredondilla, Navalacruz, además de la Falla de la Rinconada, Falla Sur de la Sierra del Valle, etc.).

Se trata de fracturas de morfología curva, en ocasiones algo sinuosa, que a escala cartográfica no presentan grandes desplazamientos relativos entre sus labios.

Se trata de uno de los sistemas de fracturación tardihercínicos más antiguos, que constituyeron un fuerte control estructural para el emplazamiento de los monzogranitos tardíos y de los haces de pórfidos y de aplitas (UBANELL, 1981b; UBANELL Y DOBLAS, 1987; CASQUET et al, 1988). En algunas milonitas en fracturas NE-SO (Hoja de Navatalgordo) se observan foliaciones dúctiles de orientación N 105 E/90 sobre impuestas a la fábrica S-C. Con cierta frecuencia, asociadas a fracturas frágiles E-O. Se aprecian pequeñas bandas centimétricas de seudotaquilitas, muy irregulares y discontinuas.

-FALLAS N-S a NNE-SSO

En este grupo se incluyen fracturas subverticales de direcciones norteadas que suelen tener morfologías rectas o algo sinuosas, adoptando direcciones que varían entre N 30°E y N 30°O.

Estas fallas aparecen con mayor desarrollo en la mitad oriental de la Hoja de Avila; a este grupo pertenecen entre otras, las fallas del Puerto del Pico-La Serrota, Lanzahita-Sierra de las Yemas y la falla de El Herradón-Casillas.

Las fallas de este grupo son, en general, de gran longitud, con evidencias de movimientos distensivos en alguna etapa de su evolución; ocasionalmente presentan alteración episienítica asociada.

La orientación de estas fracturas es compatible con las de naturaleza transcurrente generadas durante las etapas tardihercínicas más tempranas (Fase Robledo de MARTIN ESCORZA, 1988 y movimientos tempranos de la fase Malagón de CAPOTE et al 1987), siendo equiparables a las fracturas "transfer" del episodio "dúctil extensional" de DOBLAS (1990). El episodio

extensional al que se asocian los rellenos alcalinos en algunas de estas fracturas se sitúa en las etapas eoalpinas, durante el Triásico Sup-Jurásico Inf. (VILLASECA et al, 1992).

-FALLAS NE-SO

Dentro del esquema de fracturación tardihercínica del Macizo Hespérico, las fallas de este grupo actuaron inicialmente como fallas transcurrentes siniestras en un periodo de tiempo estimado entre los 305 M.a. (edad media de los plutones calco-alcalinos) y los 270 M.a. (Pérmico Inferior), para rejugar desde el Pérmico como fallas con movimiento vertical (ARTHAUD Y MATTE; 1975).

Este sistema de fallas aparece bien representado en el área estudiada. Se trata de fallas cuyas direcciones varían entre N 30°E a N 50°E con buzamientos generalmente verticales y gran longitud. A este grupo pertenece el accidente de Plasencia-Alentejo, al NO del cual se localizan las fallas de Castellanos, Guijuelo y Los Santos (al norte del bloque estudiado), y al SE las de Navadijos, Navarrevisca-Burgohondo, falla del Tietar y Guadayervas. Todas estas fallas, y otras de menor desarrollo, pertenecen a este sistema.

En relación a este grupo de fracturas se observan deformaciones dúctiles-frágiles tales como foliaciones miloníticas e incluso ultramiloníticas, a veces en bandas de espesor métrico. Esta deformación evoluciona lateralmente a tipos frágiles con desarrollo de cataclasitas.

Respecto al momento relativo de estas estructuras, existen criterios cartográficos que parecen indicar tanto movimientos dextrosos como siniestros en relación con estas fallas. El movimiento relativo deducido para algunas fracturas (p.e. Falla de Navadijos) es de desgarre dextro (HERREROS V. et al 1993).

La edad tardihercínica temprana de algunas de estas fracturas se pone de manifiesto en sectores próximos al área estudiada (p.e. Hoja 557, San Martín de Valdeiglesias) donde aparecen asociadas a deformaciones de diques de pórfido, cuya morfología sugiere que estos fueron afectados por cizallas subverticales dextrales cuando aún no se habían consolidado. En la zona de estudio, algunos diques de aplita de dirección E-O presentan retoques en su orientación

atribuibles a deformaciones similares compatibles con las condiciones dominantes en la etapa Malagón de fracturación tardihercínica descrita por DE VICENTE et al (1986), en este caso equivalente al episodio dúctil-frágil transcurrente de DOBLAS (1990).

Datos radiométricos publicados en HERREROS et al op. cit, indican una edad de 274 M.a. ± 6 M.a. para una zona milonítica desarrollada en relación a la falla de Navadijos, en la hoja de Navatalgordo.

FALLAS NO-SE

Se trata del grupo de fracturas con más escasa representación cartográfica dentro del conjunto de la fracturación tardihercínica. En general presentan un buzamiento vertical y pueden asociar cataclasitas y alteración episienítica en las rocas graníticas.

De acuerdo a los datos publicados por diferentes autores procedentes de distintos sectores del Sistema Central, el grupo de fracturas N-S, asociado con diques de pórfidos, podría corresponder con la etapa Malagón de fracturación tardihercínica descrita por DE VICENTE et al (1986). Los sistemas NE-SO y NO-SE por su parte, podrían atribuirse a la etapa Hiendelaencina de DE VICENTE et al (1986).

- **Diques.**

Dado el carácter polifásico de la fracturación que afecta a los materiales que afloran en el área estudiada en muchos casos los rellenos filonianos constituyen los únicos marcadores que permiten establecer las edades relativas de etapas de apertura de las distintas familias de fracturas.

Los rellenos filonianos más antiguos en este sector del Sistema Central son los diques de pórfido granítico y/o granodiorítico, los diques aplíticos, de granófiro y los pegmatíticos (UBANELL, 1981B; UBANELL Y DOBLAS 1987; DOBLAS Y UBANELL, 1991; VILLASECA et al, 1992).

Todos estos diques siguen una dirección común en torno a E-O (ENE-OSO/ONO-ESE) y son

más frecuentes hacia el cuarto oriental del área estudiada.

Los diques de pórfido y las fracturas E-O a las que se asocian, según UBANELL y DOBLAS, 1988, responden a un esquema de "detachments" extensionales de escala cortical según una dirección media E-O a ONO-ESE, con un buzamiento hacia el N ó NNE.

3.2. Deformación alpina.

Durante el Mesozoico y previamente a las etapas principales de la Orogenia Alpina, el área estudiada estuvo sometida a una tectónica transtensional que se relaciona, en otras regiones de la Península Ibérica, a la formación de cuencas (p.e. la cuenca Lusitana) y a la apertura del Atlántico Norte. Estos movimientos eoalpinos aparecen registrados mediante rellenos y alteraciones hidrotermales (CABALLERO et al, 1992) y rellenos de rocas de tendencia alcalina saturada en fracturas de edad tardihercínica (VILLASECA et al, 1991). La actividad tectónica alpina (s.s.) abarca un periodo de tiempo desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno Medio (VEGAS et al 1986), estableciendose diversos modelos alternativos que intentan explicar la estructuración del Sistema Central, como el modelo de "Rhomb-Horst" de PORTERO Y AZNAR (1984), el modelo de Deformación Distribuida de VEGAS et al (1986, 1990), y el modelo de despegues subhorizontales de escala cortical de WARBURTTON Y ÁLVAREZ (1990), éste último matizado para el sector oriental del Sistema Central por DE VICENTE et al, (1992), quienes calculan el acortamiento mínimo total del 11% como efecto de una compresión de dirección N 155°E, con transporte tectónico hacia el NO. Es durante este episodio de edad Aragoniense Medio (CALVO et al, 1991), denominado etapa Guadarrama, cuando tienen lugar los máximos esfuerzos compresivos regionales (CAPOTE et al, 1990).

- **Fallas.**

Con frecuencia, supuestas fracturas alpinas representan antiguas fracturas tardihercínicas reactivadas con un movimiento diferente del que tuvieron durante el ciclo hercínico. Por ello, en principio, tan solo deberían considerarse fracturas alpinas aquellas que afecten a algún marcador alpino o posthercínico, como son los diques Pérmicos o Mesozoicos (sienitas, gabros

del dique Alentejo-Plasencia) y los sedimentos terciarios y cuaternarios.

FALLAS N-S

Un primer grupo de fracturas con actividad en tiempos alpinos, estaría constituido por la directriz N-S a N 30°E, principalmente y en menor cuantía por fracturas N 115°-150°E, subverticales. En relación con estas fracturas se produce la intrusión de rocas de tendencias sienítica y de lamprófidos. Se trata de fracturas profundas, pues se han encontrado enclaves de carácter granulítico en los lamprófidos (DE LA NUEZ et al, 1982; MARTIN PARRA et al, 1991).

FALLAS NE-SO

Otro juego de fracturas esta relacionado con la intrusión del dique de Plasencia-Alentejo, de dirección NE-SO (aproximadamente N 55°E) que atraviesa el área de estudio en diagonal por la mitad occidental de la misma; se trata de un accidente profundo de gran importancia y con un recorrido de aproximadamente unos 550 km.

Diversos autores (GARCIA DE FIGUEROLA y CARNICERO, 1973; GARCIA DE FIGUEROLA et al, 1974; SCHERMERHORN et al; UBANELL, 1982) han estudiado el dique de Plasencia-Alentejo, al cual atribuyen una edad mesozoica (Triásico medio a Jurásico).

Estas fracturas son posteriormente reactivadas, de modo que el contacto del dique de Plasencia-Alentejo con el encajante esta mecanizado en gran parte, debido a una fractura subparalela con componente de desgarre siniestro.

También con dirección NE-SO son muy comunes en la hoja rellenos de cuarzo en los que se aprecian varios pulsos de rotura e inyección hidrotermal. En ocasiones rellenan fracturas dúctiles-frágiles dextrales en la parte central del área estudiada (p.e. falla de La Paramera, falla de Navadijos, etc.). Aunque algunas de estas fallas se generaron durante las etapas iniciales tardihercínicas, su orientación es compatible con movimientos netos de apertura durante las últimas etapas tardihercínicas (etapa Hiendelaencina, CAPOTE et al, 1987) o durante las

etapas eoalpinas, durante el Triásico Sup.-Jurásico Medio (edad de emplazamiento del dique de Plasencia) o incluso durante el Cretácico Inferior (CABALLERO et al 1992).

FALLAS E-O Y NNE-SSO

Ambos sistemas de fracturas afectan al contacto entre el zócalo granítico y los materiales terciarios de las cuencas de Corneja y del Ambles, esta última fuera del área de estudio.

El primer sistema sigue una dirección E-O variando a ONO-ESE. Se trata de fallas de componente inversa que buzan entre 70°-80° al Norte y que sitúan los materiales del zócalo sobre los terciarios.

El sistema de dirección NNE-SSO está integrado, asimismo, por fallas de componente inversa y gran ángulo que afectan a los materiales terciarios y al sistema de fallas anterior.

4.-EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL.

4.1. Ciclo Hercínico

Los efectos de la primera fase de deformación hercínica (F1)son prácticamente irreconocibles en los materiales más antiguos del área de estudio (granitoides inhomogéneos y diatexíticos), al ser estos producto de procesos anatécticos posteriores a esta primera fase hercínica. Por correlaciones con áreas adyacentes en las que el grado de transformación no sobrepasó el ambiente metamórfico de la epizona , ha podido reconocerse que los productos anatécticos proceden de la fusión de metasedimentos pelítico-grauváquicos con intercalaciones de cuarcitas anfibólicas, rocas calcosilicatadas (Grupo Valdelacasa) de edad Precámbrico-Cámbrico inferior; y con una importante participación de rocas cuarzofeldespáticas de tendencia leucocrática, equivalentes a los actuales gneises bandeados y ortogneises de La Almohalla, Bercimuelle y Castellanos. Estos gneises muestran carácter intrusivo sobre los metasedimentos del Grupo Valdelacasa y corresponden a rocas plutónicas ácidas asociadas a un magmatismo prehercínico. Los datos geocronológicos obtenidos para los ortogneises de La Almohalla indican una edad de 528 ± 14 m.a., equivalente al Precámbrico Superior-Cámbrico inferior.

Durante la primera fase de deformación hercínica, la región sufrió un fuerte acortamiento NNE-SSO, iniciandose un episodio metamórfico M1 que evolucionaría desde la facies de esquistos verdes a la facies de anfibolitas, aumentando de grado hasta alcanzar condiciones de P-T medias.

La segunda fase de deformación (F2) se interpreta en relación con un gigantesco cizallamiento dúctil de carácter extensional que refleja el colapso de una corteza engrosada y que desplazó hacia el SE las zonas superiores con respecto a las inferiores. Durante F2 finaliza el M1 y comienza el M2, pasando de la facies de anfibolitas al comienzo de la migmatización y anatexia. La evolución metamórfica durante la F2 supone una fuerte extensión y descompresión, lo cual es coherente con el carácter extensional deducido para el cizallamiento F2, el cual sería el responsable del apretamiento de las isogradas metamórficas, observado en zonas situadas al NO de esta, con la casi desaparición de la zona del almandino.

A lo largo del episodio metamórfico M2, entre las fases F2 e iniciada la fase tercera (F3), tienen lugar los primeros eventos magmáticos del ciclo hercínico, relacionados a procesos anatécticos que dieron lugar a los granitoides inhomogéneos y leucogranitos de nódulos, a la intrusión de las unidades de granodioritas parautóctonas (tipo Lastra del Cano, 310 ± M.a. según PEREIRA, 1992) y de los leucogranitos porfídicos de dos micas y con cordierita (Santibáñez de Béjar, Venero Claro, Pedro Bernardo), como términos más evolucionados del proceso anatéctico y de emplazamiento meso-epizonal, prácticamente sin-cinemáticos con la F3. Durante F3 tiene lugar el máximo desarrollo del metamorfismo M2 alcanzándose condiciones P-T de 4 kb y 740 ° C (PEREIRA, 1992, 1993). La tercera fase de deformación hercínica plegó las isogradas metamórficas del M1 y las anisotropías generadas por anteriores fases deformativas , siendo la responsable de la disposición que presentan las fábricas sincinemáticas de los granitoides inhomogéneos, leucogranitos y metasedimentos y de los pliegues antiformes y sinformes que con direcciones axiales próximas a NE-SO y ENE-ONO dibujan los granitoides anatécticos de los macizos de Peña Negra-Béjar (fig. 3).

Al término de la F3 y en parte solapado con la F4, tuvo lugar un episodio extensional de directriz próxima a la dirección N-S, que produjo fracturación y saltos en vertical de orden kilométrico y sobre todo, el emplazamiento de grandes volúmenes de rocas plutónicas, representados principalmente por las unidades de granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos. La magnitud de la fracturación asociada a la extensión, de difícil localización ya que fue sellada por

las unidades de intrusión que se relacionan a este evento tectónico, se pone de manifiesto al situarse bloques anatécticos (Peña Negra-Béjar, Sierra del Valle), a cotas topográficas similares o superiores a las de los bloques caracterizados por metamorfismo epizonal (Santibáñez de Béjar-Guijuelo).

A favor de las discontinuidades generadas por la extensión, intruirían inicialmente las unidades de rocas básicas e intermedias cuya disposición actual (Puente del Congosto-Santibáñez, San Martín del Pimpollar...) Dibuja a grandes rasgos la probable localización de las discontinuidades selladas por las unidades de granodioritas-monzogranitos biotíticas porfídicas (305,9 ± 4,8 m.a.-295 ± 35 m.a.).

A la fase cuarta se deformación se le atribuye la fábrica magmática-deformativa de dirección en torno a N-S a N20°E que presentan las unidades tardi y postcinemáticas presentes en el bloque estudiado. Durante la F4 se desarrollarían los haces de diques de pórfido y leucogranitos de dirección dominante E-O, que encajan en la unidad de granodioritas-monzogranitos, que representan el último pulso extensional del ciclo hercínico que, además, dió lugar al emplazamiento de las unidades plutónicas más tardías (plutones de Navadijos, El Barraco, El Berrocal, Majadillas, etc.) intruidas en las citadas granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos.

La fábrica N-S que presentan los granitoides tardíos así como la disposición de los haces de diques E-O parecen compatibles con un dispositivo cinemático en el que la compresión (σ_1) seguiría un dirección próxima a E-O y la extensión (σ_3) una dirección N-S. Dicho dispositivo a su vez generaría fracturas NE-SO (Guadyerbas, Navadijos, etc) y de dirección NO-SE (Casavieja-Fresnedillas).

Como ya se ha puesto de manifiesto anteriormente, el desarrollo de fracturas NE-SO en relación a la fase 4 de deformación hercínica es coherente con la edad tardihercínica temprana que se pone de manifiesto para alguna de esas fracturas cuando se asocian a la deformación de diques de pórfido y de granófiro (p.e. en la hoja de Sotillo de la Adrada y en la hoja adyacente de San Martín de Valdeiglesias), cuya morfología sugiere que estos fueron afectados por cizallas subverticales dextrales cuando aún mantenían condiciones de plasticidad. Datos radiométricos publicados por HERREROS et al. (1993) indican una edad de 274 ± 6 m.a. para una zona milonítica desarrollada en relación a la Falla de Navadijos (fractura NE-SO, hoja nº 555

Navatalgordo).

4.2. Ciclo alpino.

Durante el Mesozoico y previamente a las etapas principales de la Orogenia Alpina, el área estudiada estuvo sometida a una tectónica transtensional que se relaciona, en otras regiones de la Península Ibérica, a la formación de cuencas (p.e. la cuenca Lusitana) y a la apertura del Atlántico Norte. Estos movimientos eoalpinos aparecen registrados mediante rellenos y alteraciones hidrotermales (CABALLERO *et al.*, 1992) y rellenos de rocas de tendencia alcalina saturada en fracturas de edad tardihercínica (VILLASECA *et al.*, 1991). La actividad tectónica alpina (s.s.) abarca un periodo de tiempo desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno Medio (VEGAS *et al.* 1986), estableciendose diversos modelos alternativos que intentan explicar la estructuración del Sistema Central, como el modelo de "Rhomb-Horst" de PORTERO Y AZNAR (1984), el modelo de Deformación Distribuida de VEGAS *et al.* (1986, 1990), y el modelo de despegues subhorizontales de escala cortical de WARBURTTON Y ÁLVAREZ (1990), éste último matizado para el sector oriental del Sistema Central por DE VICENTE *et al.*, (1992), quienes calculan el acortamiento mínimo total del 11% como efecto de una compresión de dirección N 155°E, con transporte tectónico hacia el NO. Es durante este episodio de edad Aragoniense Medio (CALVO *et al.*, 1991), denominado etapa Guadarrama, cuando tienen lugar los máximos esfuerzos compresivos regionales (CAPOTE *et al.*, 1990).

5.-ESTRUCTURA ACTUAL.

La información geofísica recopilada del área de estudio incluye los datos gravimétricos del Macizo Hespérico (ENADIMSA, 1990), se presentan el Mapa de Anomalía de Bouguer (densidad = 2,67 gr/cc. Densidad de medidas de 1 estación/16 km^2, fig. 6), el cual presenta datos repartidos por toda la zona de estudio, aunque quedan áreas donde la densidad de datos

es muy baja o nula y que corresponde con las partes más altas de la Sierra de Gredos (Sistema Central).

El mapa gravimétrico refleja el efecto de varios factores:

- La situación estructural de esta zona del Sistema Central en el conjunto de la Península Ibérica, con un engrosamiento cortical hacia el SE de la zona, que genera valores de Anomalía de Bouguer entre -48 mGal (esquina NO) y -86 mGal (esquina SE).

- El control estructural ejercido por la fracturación hercínica, tardihercínica y alpina, que establece un sistema de bloques levantados y hundidos cientos de metros y a veces miles de metros.

- El contraste de densidad existente entre las litologías presentes en los primeros kilómetros de la corteza. Así, las litologías menos densas en la zona (rellenos terciarios, leucogranitos, granitoides ácidos) irán asociados con anomalías de mínimo relativo, mientras que las litologías más densas (metasedimentos, gneises, esquistos, rocas básicas e intermedias) generan anomalías positivas relativas sobre ellas.

  El contorno de las isolíneas parece estar marcado por grandes fracturas subparalelas, en especial las que tienen dirección NE-SO y de NO a SE son: falla de Narrillos del Alamo-Castellanos y su continuación hacia el Sur por la falla de Las Angosturas, falla de Plasencia-Alentejo y falla de Navarredonda-Paramera (fig. 6).

  Las fracturas con dirección NNE-SSO a N-S coinciden con zonas donde el trazado de las isolíneas muestran un cambio hacia esas mismas direcciones. Las fracturas que se encuentran de Oeste a Este son: falla de Serranillos y su continuación hacia el Sur por las fallas de Navarrevisca y de Arenas de San Pedro, falla de Navamoral y su continuación hacia el Sur por la falla de Mijares y, por último, la falla del Herradón-Casillas.

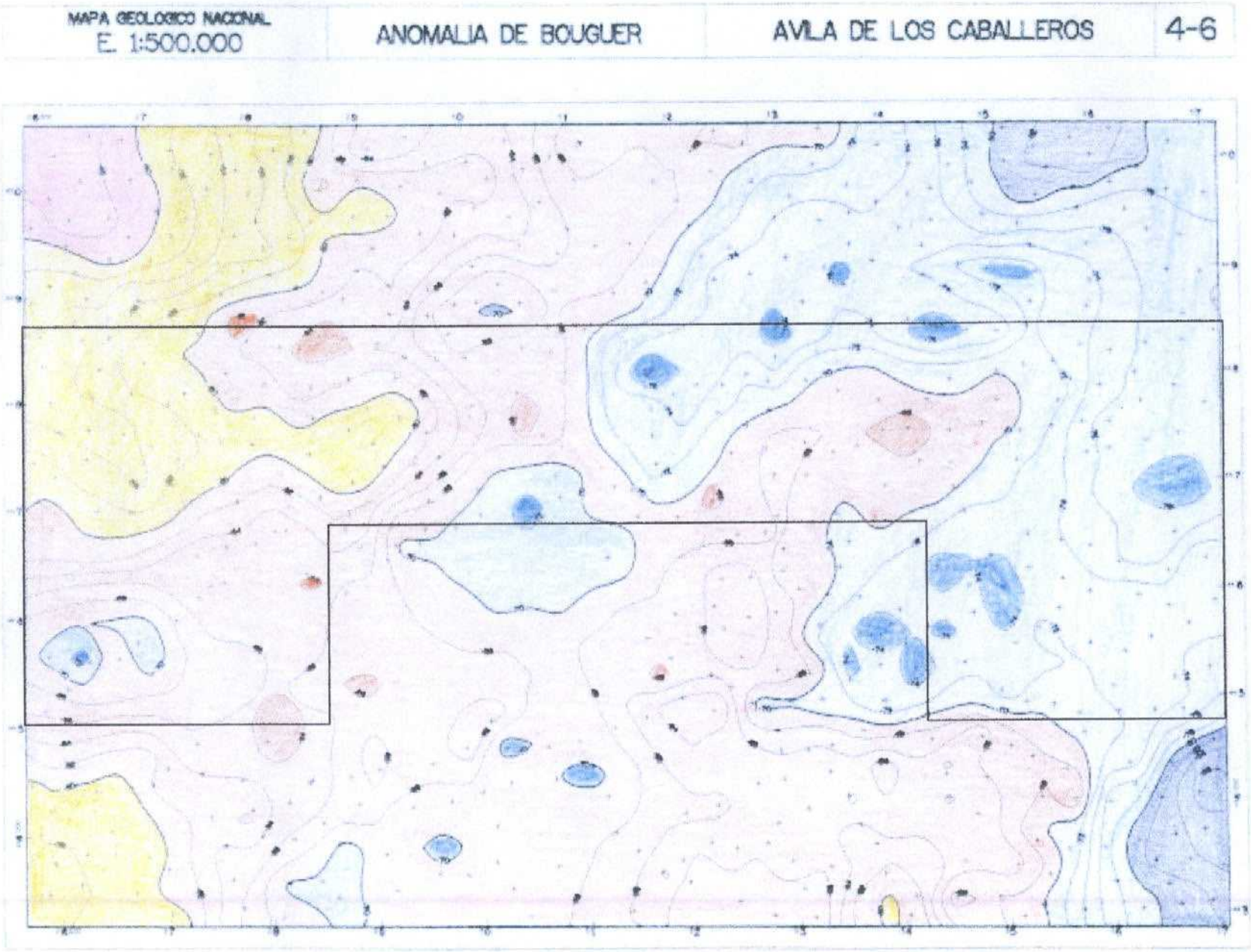


Fig. 6. Mapa de anomalía de Bouguer.

Dentro del mapa se pueden diferenciar dos grandes zonas, separadas por la falla de Plasencia-Alentejo, así en su parte Noroeste los valores de las isolíneas son superiores a -70 mGal, mientras en la parte Sureste son inferiores a -70 mGal. Esto nos puede indicar que los mayores espesores corticales se encuentra hacia el Sureste de la zona de estudio.

Otra familia de fracturas con importante control estructural sobre el trazado de las isolíneas, son las fracturas con dirección E-O, las cuales se encuentran principalmente en la parte oriental de la Hoja de Ávila. Las principales fracturas, incluidos los haces de diques, son: haz de diques de Ávila, haz de diques del Boquerón, haz de diques de la Paramera, falla de Zapatero-El Barraco, falla de Navarredondilla, falla de Navatalgordo, falla de la Rinconada.

La geometría de las isolíneas de anomalía y el trazado cartográfico de los principales grupos litológicos de la zona de estudio muestran una estrecha relación, todo ello modificado de alguna forma por las grandes fracturas descritas anteriormente, aunque no hay una isolínea determinada que se ajuste de forma precisa a los contactos geológicos.

A partir de la superposición de los mapas geológico y de anomalía de Bouguer se pueden formar cinco grupos litológicos: metasedimentos, granitoides de dos micas, complejos anatécticos, granodioritas-monzogranitos y monzogranitos (ver figuras 3 y 6).

Para los metasedimentos, los cuales afloran al NO de la zona de estudio, no existe una isolínea que se adapte de forma aproximada a su contacto, esto se puede deber a la existencia de cuerpos de ortogneises o de granitoides no aflorantes. Un ejemplo de esto se encuentra en los ortogneises de Bercimuelle, donde se observa una inflexión en el trazado de la isolínea -60 mGal.