

ESTUDIO ESTRUCTURAL DE LAS HOJAS

655, 656, 657, 658 Y 684.

**ESTUDIO ESTRUCTURAL DE LAS HOJAS 655, 656, 657, 658 Y
684**

**G. GUTIERREZ ALONSO (EGEO, S.A.)
L.M. MARTIN PARRA (EGEO, S.A.)**

Agosto, 1990

I N D I C E

| | |
|---|----|
| 1 INTRODUCCION | 1 |
| 1.1 DIFERENCIACION EN DOMINIOS | 1 |
| 1.1.1 DOMINIO MIGMATITICO | 2 |
| 1.1.2 DOMINIO DE LOS MONTES DE TOLEDO | 2 |
| 1.2 CORRELACION CON OTRAS AREAS | 3 |
| 2 DEFORMACIONES PREHERCINICAS | 6 |
| 2.1 DEFORMACION PRECAMBRICA | 6 |
| 2.2 DEFORMACION SARDICA | 6 |
| 3 OROGENIA HERCINICA | 8 |
| 3.1 INTRODUCCION | 8 |
| 3.2 PRIMERA FASE DE DEFORMACION (D_1) | 8 |
| 3.2.1 DOMINIO MIGMATITICO | 8 |
| 3.2.2 DOMINIO DE LOS MONTES DE TOLEDO | 9 |
| 3.3 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION (D_2) | 9 |
| 3.3.1 DOMINIO MIGMATITICO | 9 |
| 3.3.2 DOMINIO DE LOS MONTES DE TOLEDO | 11 |
| 3.4 TERCERA FASE DE DEFORMACION (D_3) | 12 |
| 3.4.1 DOMINIO MIGMATITICO | 12 |
| 3.4.2 DOMINIO DE LOS MONTES DE TOLEDO | 13 |
| 3.5 DEFORMACIONES TARDIAS | 13 |
| 3.5.1 REPLEGAMIENTO SUBVERTICAL | 13 |
| 3.5.2 LA FALLA NORMAL DE TOLEDO | 15 |
| 3.5.2.1 Protomilonitas | 17 |
| 3.5.2.2 Milonitas | 17 |
| 3.5.2.3 Ultramilonitas | 18 |
| 3.5.2.4 Cataclasitas | 18 |
| 3.5.3 SIGNIFICADO DE ESTE ACCIDENTE | 19 |
| 3.5.4 FALLAS NNE-SSO | 20 |
| 4 TECTONICA ALPINA | 24 |
| 5 BIBLIOGRAFIA | 26 |

Lista de Figuras

| | |
|--|----|
| Esquema Estructural Geológico | 4 |
| Corte Geológico Idealizado | 5 |
| Proyección estereográfica de lineaciones de la F. de Toledo | 21 |
| Microestructuras de la Banda Milonítica (Hernandez, 1981) | 22 |
| Interpretación Geofísica (Casquet et al., 1988) | 23 |

1. INTRODUCCION

El presente estudio esta enmarcado geograficamente en la provincia de Toledo, concretamente en las Hojas topográficas de Los Navalmorales (655), Galvez (656), Bonseca (657), Mora (658) y Navahermosa (684). Abarca desde aproximadamente el cauce del rio Tajo hasta los Montes de Toledo.

Geologicamente esta incluido en el Macizo Hercínico peninsular, concretamente en un sector de la Zona Centroibérica (JULI-
VERT et al, 1972), y en la Cuenca del Tajo.

Las rocas existentes en el área pertenecen a épocas diversas, que van desde posiblemente el Precámbrico hasta el Terciario.

Existen trabajos que han estudiado y discutido este área, APARICIO (1970, 1971), y que constituyen la base del conocimiento geológico de ésta zona. Es, sin embargo, durante la realización de las Hojas Geológicas, cuando se ha ahondado en su conocimiento debido a la cartografía realizada así como a los distintos aspectos que se han estudiado en detalle.

En la realización de este trabajo se ha compuesto un mapa sintético a escala 1:200.000 (Figura 1) en el que se refleja la estructura general del área con los diferentes accidentes tectónicos que se exponen en él. Así mismo se ha realizado un corte idealizado que explica las relaciones entre los dominios descritos (Figura 2).

1.1 DIFERENCIACION EN DOMINIOS

Dadas las peculiares características de la zona de estudio se ha hecho necesario, como se viene haciendo clásicamente, la distinción de la misma en dos dominios de acuerdo con las características estratigráficas, tectónicas y magmáticas de cada uno de ellos.

Ambos dominios están separados entre sí por un importante accidente extensional tardihercínico que ha sido denominado Banda Milonítica (APARICIO, 1971, 1972) y al que en este estudio nos referiremos como Falla Normal de Toledo.

1.1.1 DOMINIO MIGMATITICO

Es el dominio más septentrional del área y posee rocas de carácter fundamentalmente ígneo autoctono, migmatitas y granitoides inhomogéneos, aunque en algunas zonas donde los procesos de migmatización no han sido especialmente intensos es posible reconocer los protolitos de donde proceden estas rocas.

Los protolitos más ampliamente reconocidos son ortoneises, granitoides porfídicos sincinemáticos, metasedimentos (esquistos, paraneises, mármoles, rocas calcosilicatadas y cuarcitas de edades presumiblemente precámbrica). Además de estos tipos se han observado en afloramientos de menor extensión rocas gabroideas y anfibolitas de origen posiblemente ortoderivado.

Este dominio ha sufrido deformación y metamorfismo intensos mostrando sus rocas una compleja historia tectonometamórfica.

1.1.2 DOMINIO DE LOS MONTES DE TOLEDO

Es el dominio situado al sur del anterior. En este dominio aparecen rocas sedimentarias de edades comprendidas entre el Alcudiense y el Silúrico aunque en el área estudiada solo se observan rocas del Cámbrico y del Ordovícico dispuestas en dos bandas, septentrional y meridional, que jalonan un conjunto de granitoides tardicinemáticos ampliamente representados en la zona.

La deformación y el metamorfismo de esta área son de baja intensidad y serán tratados en los capítulos posteriores.

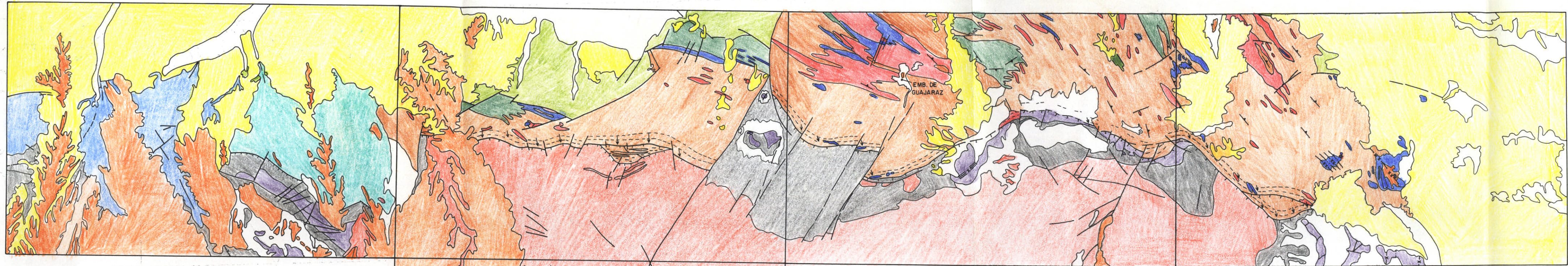
1.2 CORRELACION CON OTRAS AREAS

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








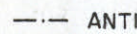

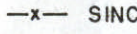

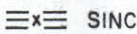











Existen diversas áreas que pueden ser correlacionables parcial o totalmente con los dos dominios separados en este trabajo, por un lado el Dominio Migmatítico presenta similitudes con algunas áreas del Sistema Central, de Galicia (Domo de Celanova) o de la región de Salamanca (Domo de Vitigudino); por otro lado el Dominio de los Montes de Toledo es fácilmente comparable con las áreas de la Zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado.

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

ESQUEMA ESTRUCTURAL DE LAS HOJAS 655,656,657,658 y 684



LEYENDA

- | | | | |
|---|--|---|---|
|  | CUATERNARIO |  | TRAZA DE FOLIACION MILONITICA ASOCIADA A LA FALLA DE TOLEDO |
|  | PLIOCENO |  | FALLA DE TOLEDO |
|  | ARAGONIENSE |  | DIRECCION DE MOVIMIENTO DE LA FALLA DE TOLEDO |
|  | CRETACICO-PALEOGENO |  | ANTICLINAL DE FASE 1 |
|  | ROCAS ORDOVICICAS |  | SINCLINAL DE FASE 1 |
|  | ROCAS CAMBRICAS |  | SINCLINAL DE FASE 3 |
|  | METASEDIMENTOS PRECAMBRICOS |  | ANTICLINAL DE FASE 4 |
|  | ORTONEISES |  | SINCLINAL DE FASE 4 |
|  | GRANITOIDES TARDICINEMATICOS |  | DIQUES |
|  | GRANITOIDES INHOMOGENEOS |  | FOLIACION PRINCIPAL |
|  | GRANITOIDES SINCINEMATICOS | | |
|  | GRANITOIDES Y GRANITOIDES MIGMATITICOS INDIFERENCIADOS | | |
|  | GRANITOIDES INDIFERENCIADOS | | |

ESCALA 1:200.000

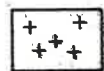
FIGURA 1

CORTE IDEALIZADO DE LOS DOMINIOS MIGMATITICO Y DE LOS MONTES DE TOLEDO

FIGURA 2



TERCIARIO



GRANITO DE MORA LAS VENTAS



ROCAS SEDIMENTARIAS DEL DOMINIO DE LOS MONTES DE TOLEDO



DOMINIO MIGMATITICO

===== FASE 4

----- FASE 3

- - - - FASE 1

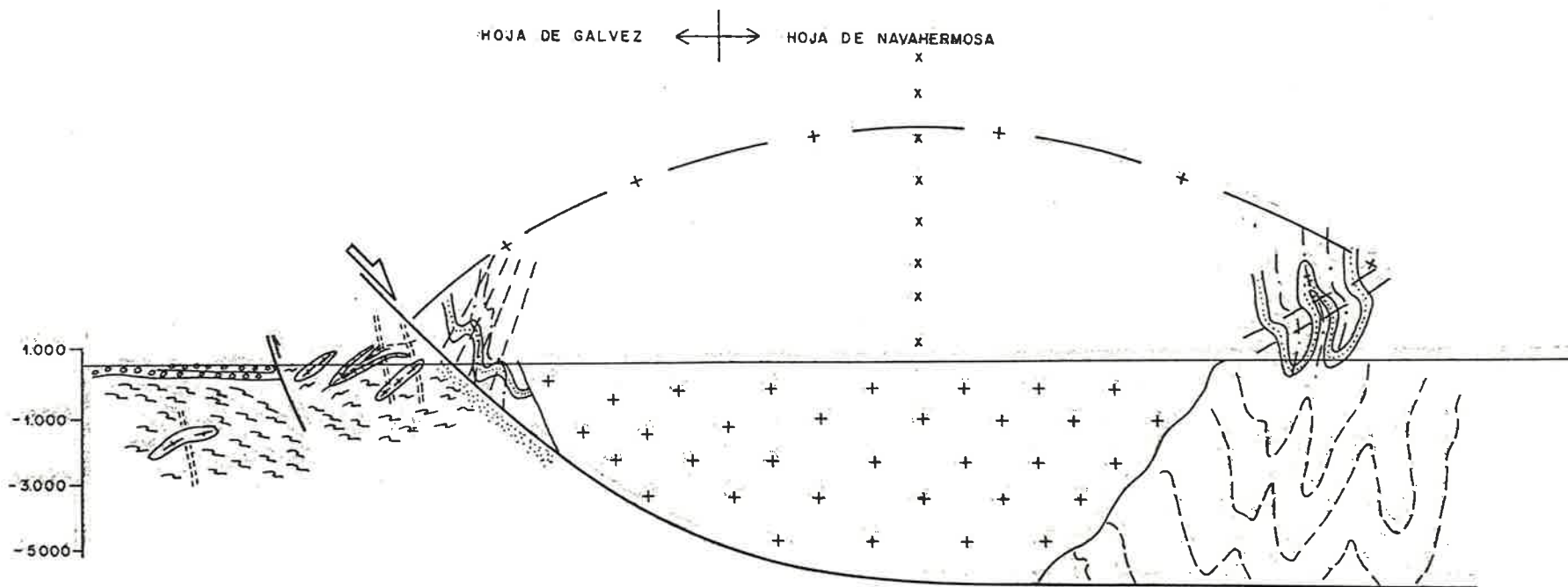
-+ - ENVOLVENTE DE LAS TRAZAS AXIALES DE F3

x x x x TRAZA AXIAL DEL ANTIFORME DE SONSECA

 FALLA DE TOLEDO

 DEFORMACION ASOCIADA A LA FALLA DE TOLEDO

 FALLA INVERSA ALPINA



2 DEFORMACIONES PREHERCINICAS

Aparte de las deformaciones Hercínica y Alpina, responsables en su mayor parte de la disposición actual de las rocas en este área, se pueden reconocer eventos que producen deformación en este área y en adyacentes.

Los dos eventos reconocibles pertenecen a dos edades distintas y serán expuestos a continuación.

2.1 DEFORMACION PRECAMBRICA

Solo se reconoce en el Dominio de los Montes de Toledo, fuera del área cubierta por este informe; está representado por una discordancia que separa la serie Alcudiense (Valdelacasa) del Cámbrico Inferior (Pizarras del Pusa). Dicha discordancia viene marcada por el denominado Nivel de Fuentes, que es una roca conglomerática y brechoide con cantos de caliza, se la ha interpretado como producto de un evento sísmico.

La naturaleza de esta deformación y su relación con otras deformaciones de edad similar descritas en todo el Macizo Hercínico por el momento son desconocidas.

2.2 DEFORMACION SARDICA

Esta deformación esta puesta de manifiesto por la existencia de una discordancia que pone en contacto las rocas de la Serie Purpura (Asghill) con rocas cámbricas de diferentes edades.

La discordancia se reconoce tanto por criterios cartográficos como por la existencia local de discordancias angulares, aunque de bajo angulo, visibles sobre todo en la Hoja de Galvez.

La naturaleza de esta deformación es similar a la descrita para edades similares en todo el Macizo Hercínico, es decir un ligero basculamiento cuyo origen no es claro. No se reconocen pliegues ni fracturas asociadas a esta deformación.

En la discordancia se reconoce un conglomerado polimíctico de potencia variable.

3 OROGENIA HERCINICA

3.1 INTRODUCCION

La disposición general de las rocas paleozoicas de este área esta conformada por estructuras originadas durante la Orogenia Hercinica, con diversos estilos y grados de deformación dependiendo del dominio donde nos situemos.

Se han reconocido en este sector la existencia de tres fases de deformación principales así como dos de replegamiento suave y dos de fracturación tardía.

Las rocas sedimentarias paleozoicas y las rocas igneas pre-hercínicas, están afectadas por todas las deformaciones debidas a la Orogenia Hercinica; mientras que las rocas igneas sincinemáticas y tardihercínicas solo estan afectadas por alguna de ellas.

3.2 PRIMERA FASE DE DEFORMACION (D₁)

3.2.1 DOMINIO MIGMATITICO

No se reconocen estructuras de esta fase en el dominio migmatítico debido a las intensas deformaciones y metamorfismo producidos con posterioridad.

Por correlación con áreas del Sistema Central Español, de características similares, se puede pensar que la D₁ produjo una deformación penetrativa, continua que afectaria a todas las rocas metamórficas de este dominio en un régimen deformacional con una fuerte componente de cizalla simple, subhorizontal con vergencia hacia el Este (MACAYA et al., en prensa).

La foliación generada por esta fase se reconoce en el Sistema Central como relictos en algunos minerales metamórficos.

3.2.2 DOMINIO DE LOS MONTES DE TOLEDO

En este dominio la D_1 produce un plegamiento a diversas escalas que se reconoce en todas las rocas paleozoicas del área por la foliación que produce.

La naturaleza de la foliación corresponde un clivaje pizarroso grosero en las rocas de grano fino, pudiendo en algunos casos llegar a ser un verdadero clivaje pizarroso, y a un clivaje grosero en las de grano grueso (en este caso y a partir de ahora se utilizará la terminología de BASTIDA (1981)).

Debido a las condiciones de afloramiento no se observan abundantes estructuras relacionables con esta fase a meso y macroescala excepto en el sector Sur del Dominio de los Montes de Toledo. En este sector existe un tren de pliegues con el plano axial subvertical y ejes subhorizontales de dirección aproximadamente Este-Oeste que varía en algunos sectores llegando a poner Norte-Sur. La particular disposición local de la foliación y de los pliegues en este sector es debida a modificaciones posteriores como se verá en el capítulo dedicado a las deformaciones tardihercínicas. El metamorfismo que acompaña la D_1 es de grado bajo reconociéndose como minerales metamórficos asociados a esta fase clorita y cuarzo.

3.3 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION (D_2)

3.3.1 DOMINIO MIGMATITICO

La segunda fase de deformación se caracteriza por presentar una deformación muy heterogénea que da lugar a zonas de cizalla dúctiles de espesor centimétrico hasta kilométrico y en ocasiones fuerte milonitización (MACAYA et al., en prensa).

Durante este episodio se desarrollan en estas rocas fábricas plano-lineares generalizadas que paralelizan los contactos litológicos y producen rocas de marcado carácter milonítico en las bandas de cizalla.

En este dominio se observa esta deformación en los metasedimentos, neises bandeados y ortoneises metagraníticos, así como en las ortoanfibolitas y posiblemente en los metagabros.

En el sector de Villanueva de Bogas es donde mejor se observa el desarrollo de estructuras relacionables con esta fase. Estas estructuras se reconocen en el campo por la presencia de una foliación muy intensa de tipo esquistosidad que es de plano axial de pliegues de pequeño tamaño, muchos de ellos de carácter intrafoliar, con charnelas muy agudas y flancos muy estirados, llegando en muchos casos a estar las charnelas disrumpidas. Estos pliegues tienden a ser isoclinales y fuertemente asimétricos, la elevada dispersión de las direcciones de los ejes indica que los pliegues poseen charnelas curvas lo que es propio de zonas de cizalla dúctiles.

En el área de Fuentetopino se observa la D_2 en neises bandeados como una alternancia centimétrica de bandas cuarzofeldespáticas y otras con biotita y sillimanita, también se observan pliegues intrafoliares.

En los ortoneises metagraníticos la deformación de segunda fase se manifiesta exclusivamente por una intensa fábrica plano-linear debido a la práctica ausencia de marcadores. En ellos se observa una lineación mineral afectada por deformaciones posteriores cuya disposición varía entre $N100^\circ E$ y $N120^\circ E$.

Al microscopio en todas estas rocas se observa que la foliación viene marcada por sillimanita, prismática y fibrolítica, y biotita.

Es importante indicar que probablemente la mayoría de las foliaciones representadas en la cartografía de este dominio como "Foliación Principal" deben de corresponder a esta fase.

Los granitoides sincinemáticos pueden estar afectados también por la esta deformación aunque en menor grado que las rocas en que se encajaron. Tanto en el granito de tipo Moncloa, como en alguno del tipo Argés - Guadamur se han observado bandas de deformación milonítica que posteriormente han sido recrystalizadas. Estas rocas han sido afectadas también por la siguiente fase.

3.3.2 DOMINIO DE LOS MONTES DE TOLEDO

Existen escasas evidencias de la presencia de esta etapa deformativa en todo el sector. Se han localizado una serie de afloramientos donde se aprecian crenulaciones de cizalla en una banda decamétrica generada en condiciones de bajo grado afectando en todos los casos a la Formación Pizarras del Pusa.

El significado y prolongación de esta banda no ha podido ser puesta de manifiesto debido a las condiciones de afloramiento.

Se han atribuido a esta fase algunas fracturas que afectan a pliegues de D₁ en el sector más occidental de este área. Estas fracturas no presentan estructuras dúctiles asociadas. El trazado de las mismas es paralelo a las estructuras y su componente de movimiento es en algunos casos difícil de interpretar debido a que afectan a una serie previamente deformada. Es posible que estas estructuras tengan un origen atribuible a esta fase pero que estén enmascaradas por deformaciones posteriores de carácter frágil que impiden el claro reconocimiento de las mismas.

3.4 TERCERA FASE DE DEFORMACION (D_3)

3.4.1 DOMINIO MIGMATITICO

Esta fase supone el plegamiento retrovergente generalizado que induce una deformación intensa y penetrativa en extensas áreas.

No se han observado pliegues cartográficos de esta fase aunque sí pliegues a mesoescala, que pliegan a la foliación principal y que pueden atribuirse a esta D_3 .

Los pliegues de esta fase suelen ser asimétricos, con un engrosamiento importante de charnela y una geometría variable dependiendo del tipo de foliación a que afecten. Se han observado en el afloramiento de Fuentetopino, unos 6 Km. al Este-Nordeste de Almonacid de Toledo, donde se ven ejes de pliegues que pliegan a la foliación principal, apretados, posiblemente de D_3 con dirección $N140^\circ E$ e inmersión de $20^\circ N$. Asimismo se han observado también pliegues posiblemente pertenecientes a esta etapa, al Oeste de Villanueva de Bogas, junto al río Algodor. Aquí se ven pliegues apretados con ejes Este-Oeste de subhorizontales a $40^\circ E$ con planos axiales subhorizontales o buzando al Este. En una cantera situada a 2 Km. al Noroeste de Villanueva de Bogas se observa un pliegue de D_3 a mesoescala con un eje $N160^\circ E$, con inmersión de $50^\circ SE$.

Estos pliegues generan una foliación de crenulación separándose en algunos casos dominios de distinta mineralogía. En otros casos reaplastan a la foliación previa.

En los planos de foliación se genera sillimanita. Se ha observado al microscopio en algunos granitoides inhomogéneos inclusiones de sillimanita plegadas con desarrollo de foliación de crenulación y ambas foliaciones definidas por sillimanita, dentro de blastos de cordierita.

Parte de la Sp de este dominio podría corresponder a esta etapa (S₂).

3.4.2 DOMINIO DE LOS MONTES DE TOLEDO

En este dominio la deformación de tercera fase es homoaxial con la de la primera y retrovergente, esto supone una modificación de los pliegues de D₁ que hace que en algunos casos los planos axiales estén inclinados hacia el Norte. Esto es especialmente visible en el Cerro Layos y en el Puerto de la Jarosa (en la vecina Hoja de Los Yébenes)

Esta deformación no produce una foliación y solo en algún caso se observa una ligera foliación de fractura atribuible a esta fase.

3.5 DEFORMACIONES TARDIAS

3.5.1 REPLEGAMIENTO SUBVERTICAL

En todo el dominio migmatítico se observan una serie de pliegues de amplio radio de curvatura que suponen un escaso acortamiento.

Se reconocen dos generaciones de este tipo de pliegues, unos de dirección aproximada N120°E y otros, que afectan a los anteriores, de dirección N10°E con ejes desde subhorizontales a 20°S de inmersión.

Estos pliegues no producen foliación y solamente, y a nivel microscópico, se observa extinción ondulante de los cuarzos, rotura fragil de los feldespatos y plagioclasas y "Kink-Bands" en las micas.

Estas estructuras podrian ser correlacionables con las fases 4 y 5 descritas en el Sistema Central.

Aparte de estos alabeos existe, en el contacto con el granito de Mora-Las Ventas, una crenulación subhorizontal, con foliación de fractura, restringida a un ámbito muy local (alrededores de Mascaraque).

La génesis de esta crenulación debe de estar ligada con la intrusión de dicho granito.

En el sector Dominio Migmatítico, al SO. de Argés, se han observado una serie de desgarres relativamente dúctiles de espesor centimétrico, senestros de dirección entre N35 y 60E y plano de subvertical a 70°NO, y alguno de dirección N130-140E dextro, que a veces llevan estictolitas asociadas en el plano de desgarre y reorientación sin rotura de fenocristales.

En los alrededores de Burguillos de Toledo se observan también desgarres dúctiles de direcciones N10E, dexas y N140E senestras subverticales.

Estas cizallas tardías, no han podido ser exactamente relacionadas con el resto de las deformaciones, pero su ductilidad, así como las estictolitas asociadas indican que debieron producirse en las postrimerias de la migmatización extensiva del área de estudio, posteriormente a la D₂ y antes de que se genere la Falla de Toledo.

Por otra parte las direcciones que muestran sus planos, parece relacionadas en el tiempo con las etapas de deformación tardías que generan los pliegues subverticales de amplio radio de curvatura.

3.5.2 LA FALLA NORMAL DE TOLEDO

Esta falla es un importante accidente extensional tardihercínico que separa los dos dominios descritos con anterioridad. Fue descrita por APARICIO (1970,1971) y ha sido estudiada con posterioridad por medios geofísicos por SANTA TERESA (1982), SANTA TERESA *et al.* (1983) y CASQUET *et al.* (1988) y en relación con su deformación asociada por HERNANDEZ ENRILE (1981 y en prensa).

En todo el sector esta falla tiene un trazado más o menos rectilíneo, con tramos algo sinuosos, se continua durante decenas de kilómetros en las Hojas de Mora, Sonseca, Galvez y Los Navalmorales, existiendo indicios de que debe de aparecer en otras Hojas más occidentales (Puente del Arzobispo) y perdiéndose hacia el Este bajo los sedimentos Terciarios.

En este sector la falla pone en contacto rocas del Dominio Migmatítico con rocas sedimentarias del Paleozoico inferior y el granito de Mora-Las Ventas del Dominio de los Montes de Toledo.

Como se observa en la cartografía geológica esta falla presenta una banda de deformación dúctil-frágil asociada en el bloque de muro ("footwall") que presenta un trazado anastomosado en el sector de Mora de Toledo y en el sector central de la Hoja de Galvez, y una anchura que oscila entre 200 y 500 metros.

Este particular trazado es debido a la morfología irregular de esta falla con la presencia de rellanos ("flats") y de rampas, tanto frontales como oblicuas o laterales, así como de superficies de falla que convergen o divergen lo que produce la existencia de "almendras" o "horses".

La deformación asociada en el bloque de muro comienza siendo de carácter dúctil aunque producida en condiciones metamórficas de bajo grado. Se observa una fábrica planolínear con una lineación muy uniforme de dirección N160°-170°E. La

foliación buza hacia el Sur con inclinación variable que oscila entre 20° y 40° (Figura 3). Los datos geofísicos y la comparación con modelos desarrollados en regiones mejor conocidas indican que esta falla se debe de horizontalizar en profundidad y convertirse en un despegue de gran extensión.

Se observan criterios cinemáticos que indican movimiento hacia el Sur del bloque de techo ("Hanging-wall"). Estos criterios que se observan son crenulaciones asimétricas, porfiroclastos rotados, estructuras S-C y ECC ("Extensional crenulation cleavage") y cuarzos acintados.

Sobreimpuesta a esta deformación existe una deformación frágil que produce una roca oscura, de aspecto brechoide que corresponde a ultracataclasitas y cataclasitas.

En el bloque de techo no se aprecia una deformación intensa, solo se observa cierta deformación cataclástica frágil en bandas discretas.

Debido a la morfología irregular de la falla y a las condiciones de deformación de "plane strain" que se producen en el bloque de techo, éste se acomoda mediante pliegues a dicha morfología, originando en zonas de rampa o de cambio de pendiente pliegues generados pasivamente ("bend folds").

Uno de estos pliegues, concretamente el de carácter frontal, denominado generalmente "roll-over", se correspondería con la denominada antiforma Sonseca-Navahermosa, cuyo extremo oriental aparece en la Hoja de Mora, lo que ha supuesto la reorientación de los ejes de los pliegues de D₁ que se disponen con una orientación Norte-Sur. Esto sucede también en zonas adyacentes situadas más al Oeste del área de este estudio, donde se observa la terminación periclinal occidental de esta antiforma.

Es posible que en el bloque de techo existan fallas asociadas a la de Toledo (fallas antitéticas y sintéticas), pero debido a su posible disposición paralela a las estructuras previas serán difícilmente detectables.

La deformación asociada a esta falla es de diversos tipos y ha sido estudiada en detalle por HERNANDEZ ENRILE (1981 y en prensa) que distingue cuatro tipos de rocas diferentes, tres correspondientes al proceso de milonitización y uno al de cataclasis. Hay que entender estas rocas como el resultado de un único proceso, que evoluciona espacio-temporalmente, con resultados distintos dependiendo de las características de presión y temperatura a lo largo del espacio y del tiempo y no como el resultado de fases tectónicas.

Estas rocas han sido reconocidas de la misma manera durante la elaboración de este estudio, las características deformativas de las mismas se encuentran resumidos en la figura 4 (HERNANDEZ ENRILE op. cit.). Estas rocas son las siguientes.

3.5.2.1 Protomilonitas

Corresponde al sector más septentrional de la falla, situado siempre en el bloque de muro (Dominio Migmatítico). Se caracteriza por presentar planos incipientes, marcados por la presencia de algunas biotitas orientadas en planos producidos por roturas intra e intergranos que afectan a los feldespatos. En algunos casos se observa una incipiente rotación de los porfiroclastos. El tránsito de este estado al siguiente es gradual.

3.5.2.2 Milonitas

Se caracteriza por la presencia de milonitas s.s., en las que los feldespatos son rotados y deformados sufriendo disminución del tamaño de grano en los bordes, el cuarzo se observa en bandas de agregados policristalinos equidimensionales.

La roca, en general, presenta un color más oscuro debido al considerable aumento de la proporción de matriz compuesta fundamentalmente por biotita, en defecto de los componentes cuarzo-feldespáticos, que disminuyen debido a fenómenos de disolución por presión.

3.5.2.3 Ultramilonitas

Es la zona donde se concentra la deformación con más intensidad, suelen ser bandas estrechas con disposición irregular intercaladas en zonas con deformación milonítica. Presentan un color muy oscuro ya que este estado se caracteriza por poseer más de un 95% de matriz. El cuarzo es de tamaño muy fino, y los porfiroclastos de feldespato sufren una reducción tectónica del tamaño de grano, así como intensa rotación y estiramiento.

No se ha reconocido deformación de tipo blastomilonítico claramente, aunque en algunas láminas parece haber evidencia del comienzo de neoformación de los cuarzos.

3.5.2.4 Cataclasitas

Corresponde a la deformación en condiciones más someras, afecta a rocas ya deformadas, milonitas y ultramilonitas, del dominio migmatítico y en menor grado a rocas sin deformar del bloque de techo (Dominio de los Montes de Toledo).

En el campo se reconoce como una roca oscura, muy compacta, desestructurada, con fragmentos de rocas de distinta naturaleza soportados por una matriz de grano muy fino que al microscopio en muchos casos da la sensación de casi vítrea. En muchos casos

este tipo rocoso está surcado por infinidad de venillas, producto de la intensa circulación de fluidos propia de este tipo de deformación.

La deformación de estas rocas se produjo en condiciones muy frágiles y se vio favorecida por la presencia de una elevada presión de fluidos ("pore-pressure").

3.5.3 SIGNIFICADO DE ESTE ACCIDENTE

No hay criterios para evaluar el desplazamiento que supone esta falla ya que no hay elementos comparables a ambos lados de la misma. La morfología de la misma es de carácter lístrico, puesto de manifiesto mediante trabajos geofísicos (SANTA TERESA, 1982; SANTA TERESA et al., 1983; BERGAMIN et al., 1988) situando la horizontalización de la falla a 5-7 Km. (Figura 5).

Los únicos criterios para poder establecer la magnitud del salto son el cambio metamórfico que se produce y las diferencias de deformación entre el bloque de techo y el de muro.

Con estos criterios, el salto vertical de la falla puede evaluarse en probablemente superior a los 10 kilómetros mientras que para el salto horizontal no existen criterios que permitan aproximarnos su magnitud, que en todo caso es muy elevada (probablemente decenas de kilómetros). Estas magnitudes, o del mismo orden son las que hacen a HERNANDEZ ENRILE (en prensa) calificar el Dominio Migmatítico como un "Metamorphic Core Complex".

Esta falla se puede entender como expresión de los fenómenos de un colapso extensional postorogénico, consecuencia de la inestabilidad del apilamiento producido en el climax de la orogenia. Estos fenómenos han sido descritos en otras cordilleras (DEWEY, 1988) como resultado de una compensación isostática con altos gradientes de elevación.

En el zonas proximas a la descrita en este trabajo, Sistema Central, se describen estructuras de naturaleza y edad similar, como las fallas normales de Nieva y Carbonero (BERGAMIN et al., 1988 y ALVAREZ et al., 1988) y Berzosa (GONZALEZ-LODEIRO et al., 1988), etc. Todas estas fallas en conjunto han sido interpretadas por DOBLAS (1987) como los limites de una estructura de tipo "core complex" que ocuparia todo el Sistema Central.

3.5.4 FALLAS NNE-880

Son probablemente las últimas manifestaciones de la Oroge-
nia Hercínica y afectan a la Falla Normal de Toledo.

Estas falla tienen un salto en general de pequeña magnitud y son subverticales con componente de salto en vertical y probablemente en dirección.

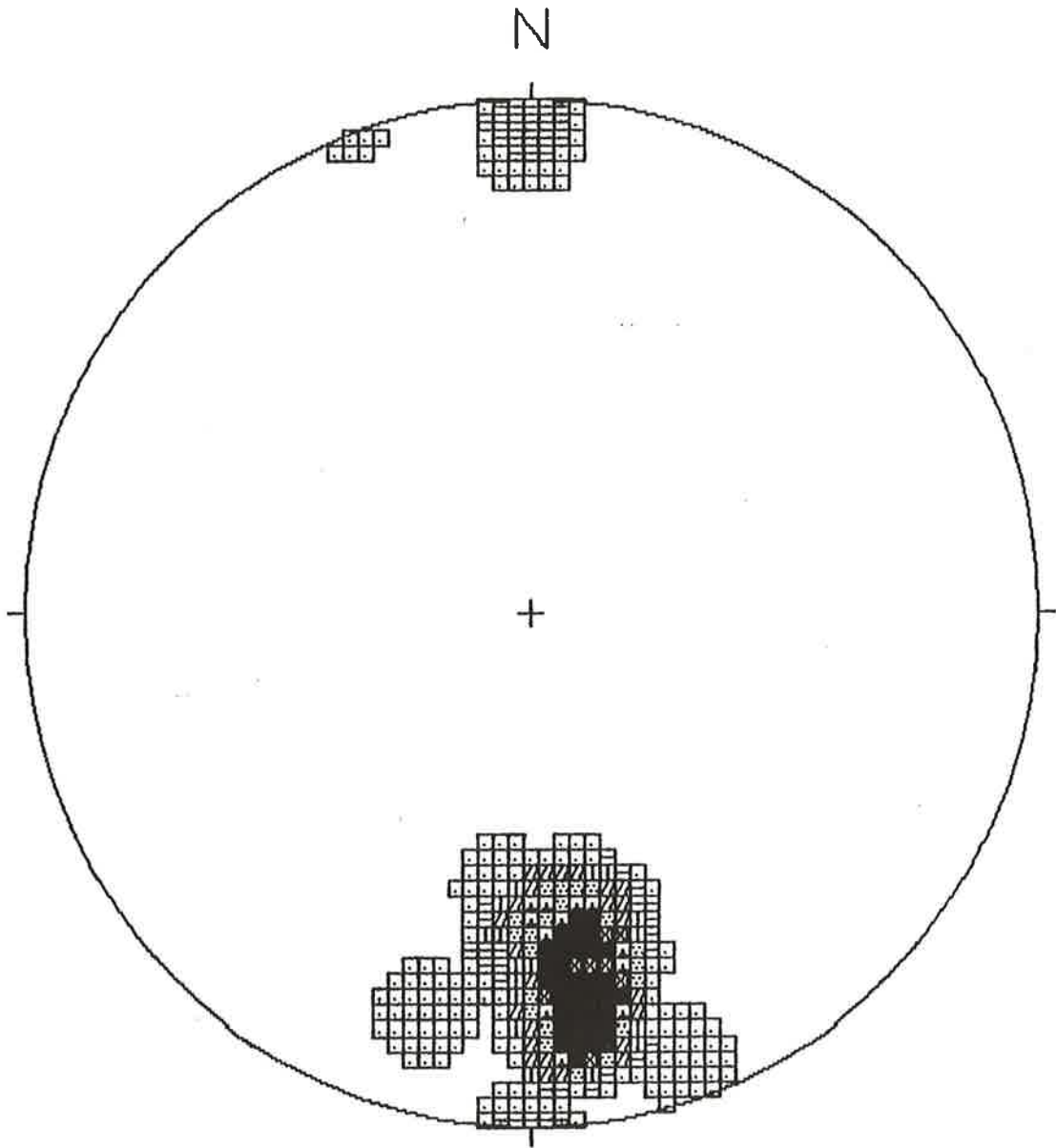


Figura 3.- Proyección estereográfica de las lineaciones miloníticas asociadas a la Falla de Toledo.

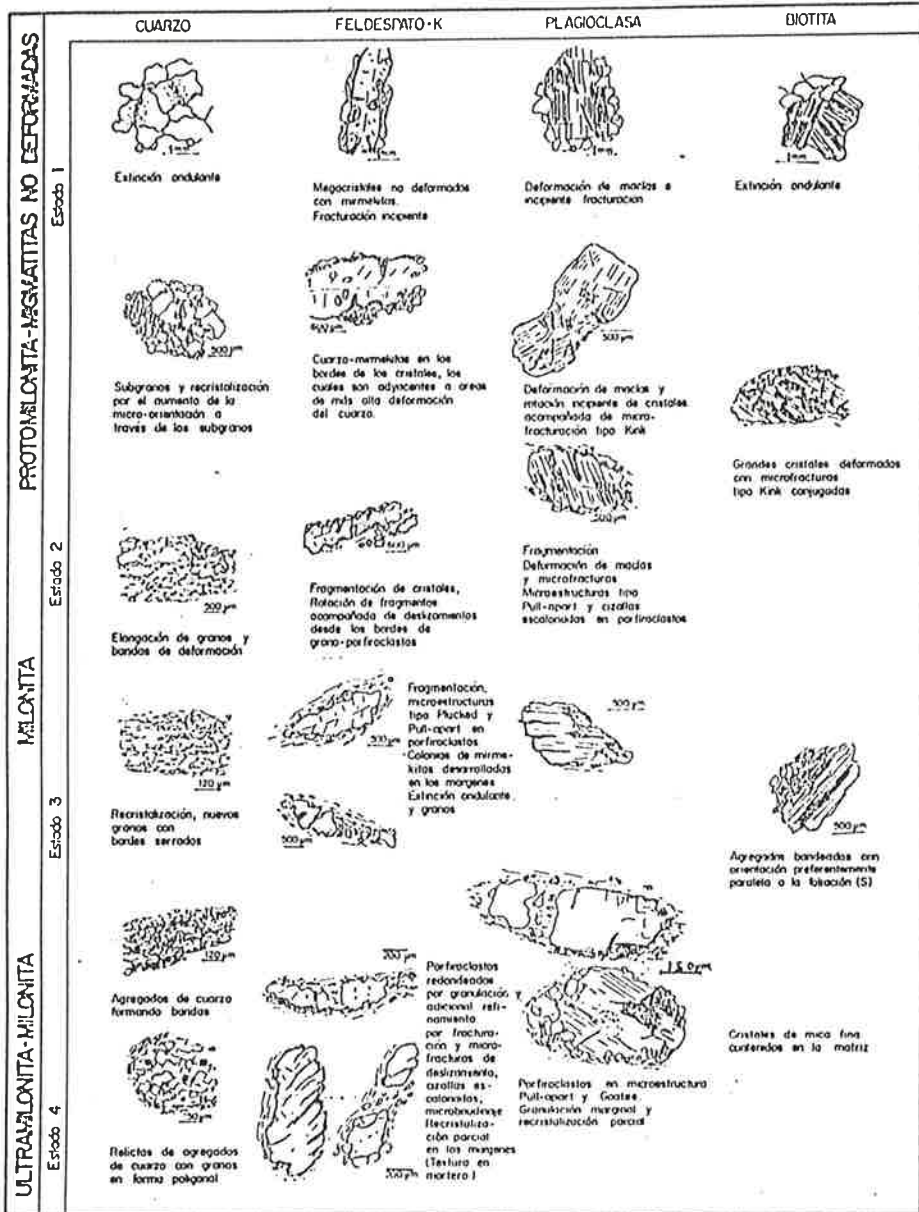


Figura 4.- Evolución de las microestructuras con el incremento de deformación de los principales componentes minerales de rocas cuarzofeldespáticas milonitizadas. (HERNANDEZ ENRILE, 1981).

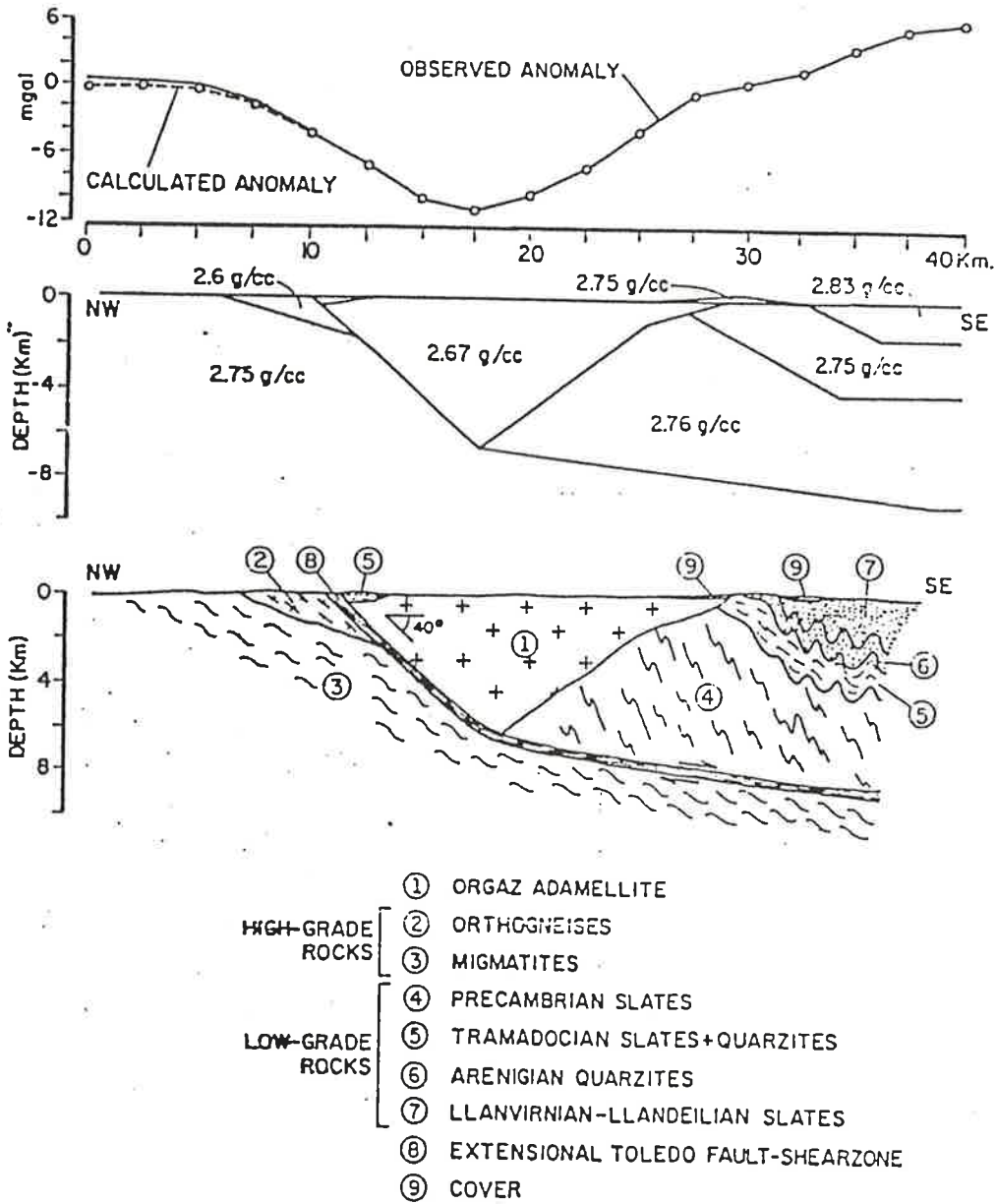


Figura 5.- Interpretación geofísica de la estructura del área estudiada. (CASQUET et al., 1988).

4 TECTONICA ALPINA

Todas las facies detríticas terciarias del área estudiada nos permiten suponer la intensa actividad tectónica durante el Aragoniense, ya que suponen un importante cúmulo de sedimentos sinorogénicos provocados por la estructuración del borde Sur de la Cuenca del Tajo con direcciones preferentes Este-Oeste.

Los propios sedimentos aragonienses parecen fosilizar estas fallas aunque no se descarta la existencia de movimientos posteriores.

Dentro de la Orogenia Alpina se reconocen en el área estudiada un conjunto de fracturas con salto vertical que ponen en contacto los materiales terciarios situados al N. de la misma con los afectados por la Orogenia Hercínica del Dominio Migmatítico al sur.

Se observan dos conjuntos de fracturas principales, uno de dirección NE-SO y otro ONO-ESE. El carácter de falla normal o inversa es difícil de establecer; no obstante el hecho de observarse materiales terciarios subverticales o invertidos en el sector NE (NO de las casas de Zurragás y N. de las casas de la Gorilla, en la Hoja de Galvez) permiten suponer que al menos algunas de ellas han jugado como fallas inversas con el labio sur levantado. Esto estaría de acuerdo con los movimientos de fallas alpinas que actualmente se deducen para el contacto entre materiales hercínicos y terciarios en áreas próximas, como el Sistema Central o el sector Sur de la Hoja de Toledo, inmediatamente al Norte de ésta, donde existe un afloramiento (Carretera Toledo-Ciudad Real, Km. 2 aproximadamente) en el que el Dominio Migmatítico está cabalgando claramente a rocas detríticas Mesozoico-Terciarias, situadas al N.

En el sector NE de la Hoja de Galvez existe una gran fractura arqueada de dirección N-S, que pone en contacto los granitoides inhomogéneos al E. de la misma con paleozoicos y terciarios al O.

Esta falla parece posterior a las anteriormente descritas, como se observa en la cartografía, y probablemente es también inversa con el labio E. levantado

Los últimos episodios de esta Orogenia Alpina están representados por los fenómenos que dan lugar al encajamiento de la red fluvial cuaternaria.

5 BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, F.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARTIN-PARRA, L.M. (1988).- Las deformaciones hercynianas tardías en la región de Santa María la Real de Nieva, Sistema Central Español. Geogaceta. 5, 34-36.
- APARICIO YAGUE, A. (1970).- Nota previa sobre la geología del Macizo cristalino de Toledo. Est. Geol. 26:281-283.
- APARICIO YAGUE, A. (1971).- Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo. Est. Geol. 27:369-414.
- BASTIDA, F. (1981).- La esquistosidad primaria, una síntesis sobre sus características y desarrollo. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 11: 35-54.
- BERGAMIN, J.F.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ CASADO, J.M. & PEINADO, M. (1988).- La Falla de Santa María de la Alameda. Un accidente extensional Hercínico en el S.C.E. Interpretación Geofísica y Geológica. X Reun. Geol. Oeste Peninsular, Coimbra, Salamanca.
- CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1988).- Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discussion. Proceedings of the 5th work shop on the European Geotraverse (EGT) Project. The Iberian Peninsula. Edited by E. Banda y L.A. Mendes-Victor, 12 pp.
- DEWEY, J.F. (1988).- Extensional Collapse of Orogens. Tectonics. 7, 6, 1123-1139.
- DOBLAS, M. (1987).- Tardi-Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. Abs. Conf. Deformation and Plate Tectonics. Gijón, España, 29.
- GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARTINEZ-CATALAN, J.R.; MACAYA, J. & ALVAREZ, F. (1988).- Sobre la estructura del Antiforme de el Cardoso y el Sinforme de Majaelrayo y su relación con la Falla de la Berzosa. Geogaceta. 4, 11-14.

- HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1981).- Evolución microestructural de rocas cuarzo-felsespáticas como resultado del aumento de deformación en la Milonita de Toledo. Cuad. Geol. Iber. 7, 547-566.
- HERNANDEZ ENRILE, J.L. (en prensa).- Extensional tectonics of The Toledo Ductile Shear Zone, Central Iberian Plate (Spain). Conference on deformation and plate tectonics, Gijón, 1987. Abstracts, 83-84.
- JULIVERT, M.; FONBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Inst. Geol. Min. Esp.
- MACAYA, J.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J.R. y ALVAREZ, F. (en prensa).- Continuous deformation, ductile thrusting and back-folding in the basement of the Hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Tectonophysics.
- SANTA TERESA, I. (1982).- Geometría en profundidad del granito de Orgaz (Toledo), en base a datos gravimétricos. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid.
- SANTA TERESA, I.; CARBO, A.; CAPOTE, R.; CASQUET, C. (1983).- Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos. Styd. Geol. Salmanticensia, 18:237-250.