

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
SINTESIS ESTRUCTURAL
DE LAS HOJAS A
ESCALA 1:50.000 N^{os}
731, 732, 754, 755, 780, 806 Y 807

ÍNDICE

	Pags.
1. <u>ENCUADRE REGIONAL</u>	1
1.1. <u>DEFORMACIONES PREHERCINICAS</u>	2
1.2. <u>DEFORMACIONES HERCINICAS</u>	7
1.3. <u>DEFORMACIONES ALPINAS</u>	11
2. <u>DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA</u>	13
2.1. <u>INTRODUCCION</u>	13
2.2. <u>ETAPAS DE DEFORMACION</u>	15
2.2.1. <u>DEFORMACIONES PREHERCINICAS</u>	18
2.2.2. <u>DEFORMACIONES HERCINICAS</u>	18
2.2.2.1. LA PRIMERA ETAPA DE DEFORMACION (F_1)	18
2.2.2.2. LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACION (F_2)	21
2.2.2.3. LA TERCERA FASE DE DEFORMACION (F_3)	25
2.2.2.4. LA CUARTA FASE DE DEFORMACION (F_4)	32
2.2.3. <u>DEFORMACIONES ALPINAS</u>	35

1. ENCUADRE REGIONAL

El área de estudio se extiende por las esquinas suroriental y suroccidental de las provincias de Badajoz y Ciudad Real respectivamente, y por el extremo noroccidental de la provincia de Córdoba.

Desde el punto de vista geológico el sector estudiado se sitúa en la zona Centroibérica meridional, en el sentido de JULIVERT et al. (1972) (en el Dominio de los Pliegues de Ejes Verticales de DIEZ BALDA et al., 1990) o bien en la subzona Lusoriental-Alcúdica en el sentido de LOTZE (1945); correspondientes al segmento hercínico de la Península Ibérica.

A menor escala se encuentra repartida geológicamente entre varias estructuras: la mayor parte se sitúa en el Domo Extremeño y, además, cubre las terminaciones occidentales del Anticlinal de Alcudía y de los sinclinales de Guadalmez y Herrera del Duque y una pequeña superficie del sinclinal de Almadén, en su flanco suroccidental. El Domo Extremeño constituye una gran estructura antiformal jalonada por los relieves cuarcíticos paleozóicos ("Cuarcita Armoricana" del Ordovícico inferior y series cuarcítico-conglomeráticas subyacentes) correspondientes a las sierras de Cañaveral, Las Villuercas, Castuera, San Pedro, Las Golondrinas, etc.

Litológicamente aparecen representados materiales sedimentarios moderadamente deformados, casi exclusivamente terrígenos, que abarcan en edad desde el Precámbrico hasta el Carbonífero inferior, por un lado y, por otro, materiales sedimentarios apenas consolidados y subhorizontales del Terciario y Cuaternario. Las rocas ígneas intrusivas están representadas únicamente de forma marginal en los bordes de la zona (plutones de Zorita y Pedroches y stock de Logrosán y como diques de mayor o menor entidad, repartidos por toda la zona de estudio).

La configuración estructural de los materiales de la zona es el resultado de varias fases de deformación, principalmente compresivas, de las cuales las más importantes

corresponden a la orogenia hercínica. Además existen evidencias de otras deformaciones anteriores cuyos efectos fueron enmascarados con posterioridad, por lo que resultan difíciles de observar. De menor importancia son las deformaciones posteriores a la orogenia hercínica, atribuibles a la orogenia alpina, y que normalmente se ponen de manifiesto por estructuras de carácter frágil distensivo.

Asociada a la primera y principal fase de deformación hercínica se observa una esquistosidad que presenta un desarrollo muy variable en cuanto a intensidad (hasta hacerse casi inapreciable) pero con distribución global en todos los materiales precámbricos y paleozoicos. El metamorfismo asociado a la misma fase varía desde el límite con el anquimetamorfismo a un grado bajo a muy bajo y se extiende también a toda la región. Las fases hercínicas posteriores dan lugar a sectores más limitados más o menos deformados en la parte central y septentrional.

A continuación se va a hacer un análisis global de las diferentes fases de deformación, locales y generales, que afectan a los materiales de las hojas, las estructuras que originan, la forma en que éstas se interrelacionan y sus edades relativas.

1.1. DEFORMACIONES PREHERCINICAS

Para abordar el análisis de las deformaciones prehercínicas hay que tratar por un lado, la problemática referente a los conjuntos litoestratigráficos y a las discordancias que los limitan y, por otro, la de las estructuras, a todas las escalas, presentes en cada uno de ellos y que sean claramente anteriores a la deformación de 1ª fase hercínica.

El primer aspecto es analizado detalladamente en el informe dedicado a la estratigrafía y sedimentología de la región. A partir de los trabajos de distintos autores se han llegado a establecer tres grupos de materiales Precámbrico-Cámbricos muy variados litológicamente, separados entre sí por dos discordancias intraprecámbrico superior (Vendiese superior) y limitados a techo por una nueva discordancia angular que los

separa del ciclo sedimentario hercínico aunque aún no hay un acuerdo general sobre la extensión e implicaciones tectónicas de dichas discontinuidades (BRASIER et al. 1979; LIÑAN et al. 1984; LIÑAN y PALACIOS, 1987; SAN JOSE et al., 1990; ALVAREZ-NAVA et al., 1988; VIDAL et al., 1994; SANTAMARIA, 1995).

Localmente se han identificado en la misma estructura materiales pertenecientes a las tres series en las que las relaciones entre ellas no son equivalentes y/o comparables (Domo de Las Hurdes, Anticlinal de Valdelacasa, Anticlinal de Villarta-Navalpino, Domo de Abenojar-Tirteafuera, Anticlinal de Alcudia).

En el Domo de Las Hurdes (ROBLES y ALVAREZ-NAVA, 1988) se citan dos discordancias separando los tres grupos reconocidos a lo largo de un mismo corte, con acúñamiento lateral y desaparición del grupo intermedio, superponiéndose ambas discordancias.

En el Domo de Abenojar-Tirteafuera (LORENZO y SOLE, 1988) y en el extremo oriental del anticlinal de Alcudia (VIDAL et al., 1995) se han identificado materiales de las tres series y una sola discordancia separando la unidad más baja de las otras dos.

En los anticlinales de Valdelacasa (SANTAMARIA y PARDO, 1995; SANTAMARIA, 1995) y Villarta-Navalpino (LOPEZ-DIAZ, 1992) están también representadas las tres series aunque no aparecen claramente superpuestas a lo largo del mismo corte.

En el Domo Extremeño (PIEREN et al., 1991), en el anticlinal de Ibor (NOZAL et al., 1988; GARCIA-HIDALGO, 1988) y en la parte occidental del anticlinal de Alcudia (de forma muy dispersa) (PIEREN et al., 1988) solo están representados materiales de las dos series más bajas en contacto mediante discordancia angular.

En todo el ámbito del proyecto no se han reconocido materiales del grupo superior, por lo que no se pueden aportar nuevos datos a esta discusión aunque si se han podido definir claramente dos discordancias.

La más baja separa las dos series inferiores del Precámbrico superior. El conjunto más bajo de estos dos últimos presenta un estilo estructural bien diferenciado en el que se identifican basculamientos y grandes pliegues cuyas trazas axiales se pueden situar de forma aproximada mediante el control de las inmersiones de los ejes y de las direcciones de intersección originadas por la superposición de la primera fase hercínica de plegamiento. Los materiales del grupo superior precámbrico tienen un estilo tectónico mucho más parecido al de los paleozoicos.

La otra discordancia, definida a muro de los materiales del Ordovícico inferior, inicia el ciclo paleozoico. El Ordovícico inferior, y con él el resto de la serie Paleozoica se disponen en discordancia angular de bajo ángulo y erosiva, sobre los materiales precámbricos, tanto del grupo inferior como del superior.

En diversos trabajos anteriores se ha venido planteando la problemática relativa a la asignación de los pliegues que afectan a la serie precámbrica más baja, bien al ciclo Cadomiense, bien a la deformación preordovícica. Esta última ha sido designada erróneamente como Fase Sárdica (ver comentarios en DIEZ-BALDA y VEGAS, 1992) ya que, tal como fué definida por HAMMANN et al. (1982) corresponde en realidad a una fase de deformación de edad Ordovícico medio-superior.

De forma convencional se sigue utilizando el término Fase Sárdica para la deformación que afecta a los materiales del Cámbrico inferior más alto (que no aparece en la zona estudiada) pero no a los ordovícicos discordantes; tal como ocurre en los Montes de Toledo occidentales (MORENO, 1977) y en Portugal (OEN ING SOEN, 1970; RIBEIRO, 1974; CORREIRA, 1994). En la primera localidad los pliegues tienen una dirección NNO-SSE a N-S y fueron reapretados durante la primera fase de plegamiento hercínico dando geometría similares a los de los pliegues hercínicos, con flancos rectos y charrelas agudas. En Portugal los pliegues asignados a la deformación "sárdica" y que afectan a materiales de edades similares (SOUSA y SEQUEIRO, 1993) presentan una geometría de pliegues en caja ("box folds") con dirección NE-SO, aproximadamente ortogonales a los pliegues de 1ª fase hercínica y los relacionan con una etapa distensiva.

Por lo tanto se puede afirmar que los pliegues que afectan a los materiales de la serie más baja, cuya edad no supera el Vendiese y, en consecuencia, la discordancia que los separa de la serie detrítico carbonatada de edad Vendiense superior, deben de estar relacionados con la orogenia Cadomiense.

Estos pliegues han sido citados en numerosas localidades, fuera de la zona estudiada. En el Domo de las Hurdes (RODRIGUEZ ALONSO, 1985 y ALVAREZ-NAVA y ROBLES, 1988); PARDO y ROBLES (1988) y SANTAMARIA y PARDO (1988) en el Anticlinal de Valdelacasa; LOPEZ DIEZ (1992) en el Anticlinal de Villarta-Navalpino; PALERO (1993) en el Anticlinal de Alcudia; NOZAL et al. (1988) en el Anticlinal de Ibor y PIEREN et al. (1991) y RODA QUEROL (1980) en el Domo Extremeño (aunque este último autor los atribuye a la Fase Sárdica).

En el conjunto del Macizo Hespérico lo más general y característico es la presencia de una fase de deformación, con plegamiento asociado, intraprecámbrico (intravendiense) con una etapa erosiva y la formación de la discordancia, ya admitida por casi todos los autores, que separa los dos grupos inferiores del Precámbrico superior.

Los pliegues, posiblemente asociados a la fase de deformación intraprecámbrica, que afectan a la serie inferior han sido identificados en toda la zona estudiada a escalas desde métrica a kilométrica y son previos a la esquistosidad principal originada durante la 1ª fase de la orogenia hercínica que normalmente las corta con bajo ángulo.

En la mayor parte de los casos las evidencias (de deformaciones intraprecámbricas) son indirectas. Los pliegues se han deducido a partir del tratamiento de datos estructurales que indican la existencia de deformaciones superpuestas. En el campo se pueden ver posiciones anómalas de los ejes y lineaciones de 1ª fase hercínica en los pliegues desarrollados en la serie inferior y criterios de polaridad estratigráfica y tectónica opuestos.

La morfología y orientación de estos pliegues ha sido localmente modificada más o

menos intensamente por las deformaciones prehercínicas y hercínicas posteriores. Las escasas observaciones realizadas han permitido deducir direcciones norteadas de NNO a NNE.

Posteriormente, y antes del depósito del Ordovícico (ver discusión sobre la Fase Sárdica más arriba) debió producirse plegamiento y fracturación de carácter extensional, según algunos autores, con carácter discontinuo y posiblemente en relación con reajuegos de antiguos accidentes precámbricos.

Durante el depósito de la serie Paleozóica hay evidencias de actividad tectónica de tipo distensivo antes de que se empezaran a manifestar los primeros efectos de la Orogenia Hercínica. Discontinuidades estratigráficas de carácter erosivo más o menos angulares se han puesto de manifiesto en varias estructuras en la serie paleozoica prehercínica, pero siempre con carácter muy local (Ordovícico superior-Silúrico inferior del sinclinal de Herrera del Duque):

Desde el Ordovícico al Devónico son abundantes las manifestaciones de actividad ígnea volcánica y subvolcánica, junto con hiatos más o menos importantes en el registro sedimentario. Todas estas evidencias parecen ser la manifestación superficial de accidentes profundos que serían los precursores de fases orogénicas que no llegaron a desarrollarse. Un caso donde reúnen todos estos procesos es en la serie silúrico-devónica del Sinclinal de Almadén.

En esta estructura abundan los materiales volcánicos y subvolcánicos (mucho menos frecuentes en los sinclinales de Guadalmez y Herrera del Duque) y son frecuentes las inclusiones de rocas ultrabásicas procedentes del manto superior y/o parte inferior de la corteza en las lavas de los aparatos volcánicos acompañando a mineralizaciones de mercurio, en forma de cinabrio, en los que la composición isotópica del azufre indica un origen profundo. Existe además una importante laguna estratigráfica del Devónico medio que se extiende a otras estructuras próximas (sinclinales de Guadalmez y Herrera del Duque).

1.2. DEFORMACIONES HERCINICAS

La Orogenia Hercínica constituyó un complejo proceso polifásico en el que se sucedieron diversas fases de deformación, de forma más o menos continua, con características muy diferentes y cubriendo un largo espacio de tiempo, desde el Devónico Superior al Carbonífero más alto.

Todas estas fases han quedado reflejadas de alguna manera en la configuración estructural de la región, que ha permanecido casi inalterada hasta nuestros días si exceptuamos los procesos de peneplanización y encajamiento de las redes fluviales que son relativamente recientes, y los efectos marginales de la Orogenia Alpina.

De todas ellas es la llamada 1ª fase de deformación hercínica la que marca las primeras y principales directrices estructurales y como consecuencia la morfoestructura del paisaje, al crear los grandes pliegues de longitudes y amplitudes kilométricas. La erosión diferencial de la serie paleozoica formada por alternancias de tramos pizarroso blando y tramos arenoso-cuarcíticos muy competentes resalta los efectos de la deformación, especialmente en el caso de los niveles cuarcíticos del Ordovícico inferior (Arenig): "Cuarcita Armoricana", que constituye el mejor nivel de referencia al definir los grandes sinclinatorios y anticlinorios, debido, además, a su gran continuidad lateral y potencia. La estructuración definitiva se alcanzó con las restantes fases hercínicas de deformación dúctil y frágil-dúctil y de fracturación tardihercínica.

Las primeras manifestaciones de la Orogenia hercínica tuvieron lugar en el Devónico superior y Carbonífero inferior, aunque son difíciles de detectar debido a la limitada extensión de los materiales de esta edad y al carácter local y posiblemente diacrónico de las deformaciones. Parecen ser, en general, de carácter extensional y dan lugar a lagunas estratigráficas de mayor o menor amplitud.

En el sinclinal de S. Pedro se ha detectado una laguna en el Devónico superior atribuida a la actuación de fallas lítricas que durante la fase principal comprensiva de la

deformación hercínica fueron reactivadas como cabalgamientos (LOPEZ DIAZ, 1991).

En el flanco Norte del Sinclinal de Pedroches (al sur de Guadalmez) parece existir un hiato sedimentario que abarca el Devónico más alto (Farenense superior) y parte del Carbonífero inferior (Tournaisense y parte del Viseense) (MIRA et al., 1990) situándose las calizas del Viseense superior concordantes y a poca distancia por encima del Famenense inferior dotado.

Dentro de la Zona Centroibérica DIEZ BALDA et al. (1992) separaron dos dominios: Dominio de los Pliegues Tumbados y Dominio de los Pliegues Verticales, que se basan en el carácter rotacional o no rotacional de la deformación producida por la 1ª fase hercínica y se diferencian en el estilo y número de fases de deformación diferenciadas.

En el segundo de dichos dominios se pueden distinguir a su vez dos sectores en base al estilo de las fases de deformación hercínicas sucesivas. El primero de estos sectores se extiende principalmente por el área de Salamanca (DIEZ BALDA, 1986; MARTIN IZARD, 1986; ESCUDER et al., 1995) y por el Sistema Central (GONZALEZ-LODEIRO, 1980; MACAYA et al., 1991). En él se distinguen cuatro fases de deformación hercínica cuya descripción, a grandes rasgos, es la siguiente:

La primera (F_1) dió lugar a pliegues sinuosos (S_1) de gran longitud de onda, dirección NO-SE y sin vergencia definida o algo vergentes al Norte.

La segunda (F_2) se pone de manifiesto por la presencia de pliegues de plano axial subhorizontal que afectan a las estructuras de F_1 con una esquistosidad (S_2) asociada que llega a adquirir carácter de "schistosity".

Se ha interpretado recientemente (DIEZ BALDA et al., 1992; ESCUDER et al., 1995) como cizallas subhorizontales, de varios kilómetros de anchura, con desplazamiento del bloque superior hacia el SE y sin que llegue a aflorar el bloque inferior. En opinión de los autores citados dicho movimiento podría deberse a un colapso extensional de la

cadena, dado que se produce un apretamiento de las isogradas metamórficas de carácter sustractivo.

La tercera fase (F_3) se identifica por variaciones en el buzamiento de S_2 producidas por pliegues, a todas las escalas, de gran longitud de onda y pequeña amplitud y dirección ONO-ESE aproximadamente homoaxiales con los de F_1 . Lleva asociada, en ocasiones, una esquistosidad (S_3) de crenulación de la anterior (S_2). En los núcleos de las antiformas de F_3 es donde más patente se hace la presencia de la F_2 , ya que en ellas afloran los niveles estructurales más bajos.

Por último se ha denominado cuarta fase (F_4) en la zona de Salamanca a estructuras de dirección ONO-ESE de carácter dúctil-frágil, en el flanco Norte del sinclinal de Tamames, con pliegues suaves asociados que originan estructuras de interferencia con los pliegues de F_1 . Lleva asociada una esquistosidad grosera espaciada, de desarrollo irregular (que parece un diaclasado muy penetrativo), y la dirección de acortamiento es E-O.

El segundo sector del Dominio de los Pliegues Verticales ocupa la mayor parte de éste y se sitúa al sur del anterior, extendiéndose hasta el límite con la Zona de Ossa-Morena. La zona estudiada se encuentra toda ella situada dentro de sus límites. Están representadas de forma generalizada tres fases de deformación hercínica y solo localmente aparecen deformaciones comparables a la F_2 de la zona de Salamanca y Sistema Central.

En esta zona la primera fase descrita (F_1) es equivalente a la del área de Salamanca. Dió lugar a pliegues de todas las escalas, con ejes de horizontales a subhorizontales y direcciones variables debido a las deformaciones posteriores aunque predominan las NO-SE a E-O; los planos axiales son subverticales o con ligeras vergencias tanto al NE como al SO. La deformación no superó en la mayor parte de la región el dominio epizonal, con metamorfismo de grado bajo a muy bajo. Está acompañada con el desarrollo de una esquistosidad (F_1) de tipo "staly cleavage" grosero en los materiales

pelíticos y de tipo "rough cleavage" en los arenosos. La esquistosidad principal (S_1) suele aparecer en posición subvertical, con ligeras vergencias tanto al NE como al SO, excepto cuando la intensidad de las deformaciones posteriores la distorsiona.

El mecanismo de plegamiento depende de la competencia y del mayor o menor grado de homogeneidad de los materiales afectados. Cuando predominan las alternancias de capas de competencias diferentes predomina el "buckling", al que se suma un aplastamiento previo, que aumenta cuando aumenta la proporción de facies pelíticas. Cuando predominan las capas competentes (cuarcitas, areniscas, calizas) los pliegues normalmente tienden a ser concéntricos y a medida que aumenta la proporción de tramos incompetentes, los pliegues adoptan morfologías angulosas con flancos rectos y charnelas estrechas más o menos redondeadas. Cuando predominan los materiales pelíticos los pliegues adoptan morfologías similares o próximas a ellas al sumarse el aplastamiento al "buckling", pudiendo llegar a ser isoclinales.

En los últimos estudios de la deformación asociada a la Fase 1 se originan una serie de fracturas paralelas a las estructuras. En algunos casos se puede deducir su relación con el mecanismo de plegamiento; en un momento determinado de la evolución de un pliegue se produce la rotura de uno de esos flancos originándose un pliegue-falla. Normalmente son fallas inversas de plano vertical o subvertical, casi nunca muy tendidas. En otros casos su carácter original es más difícil de deducir debido a rejuegos posteriores. En los sinclinales de San Pedro y la Codosera y entre Cabeza del Buey y Castuera, son frecuentes las fracturas subverticales, subparalelas a las estructuras y de gran desarrollo lateral, aparecen hoy día como fallas inversas o, más raramente, directas.

Posteriormente a esta primera fase hercínica (F_1) se han identificado localmente estructuras que serían equivalentes a las asociadas a las cizallas extensionales de Salamanca (F_2 del área de Salamanca y Sistema Central) y que por tanto también consideraremos de F_2 dentro de la parte meridional del dominio. Se caracterizan por horizontalizar las estructuras de Fase 1 (F_1) dando lugar a crenulaciones y/o bandas de cizallamiento que trasponen la estratificación y la esquistosidad de primera fase. Se han

identificado en el sinclinal de Guadarranque (MORENO, 1977; GIL SERRANO et al., 1984; MONTESERIN, 1985; NOZAL, 1985) y en Los Yebenes (VAZQUEZ et al., 1992) y en la parte septentrional de la zona objeto del presente estudio estructuras de las mismas características que serán descritas más adelante.

La tercera fase (F_3) de la zona meridional del Dominio de los Pliegues Verticales sería equivalente a la F_4 descrita en la zona de Salamanca, con dirección de acortamiento E-O. F_3 es de carácter regional y se manifiesta por un cambio en la posición de los esfuerzos lo que dió lugar a la modificación más o menos acusada de las estructuras previas. Durante esta fase parece ser que en la mayor parte de la región los esfuerzos compresivos tenían una dirección aproximadamente E-O.

Por otro lado la deformación no se distribuyó de manera uniforme, sino que se concentró en determinadas zonas por lo que no se reconoce una esquistosidad generalizada asociada con ella. El plegamiento a gran escala interfirió con el de la 1ª fase, originándose arqueamientos de las estructuras y figuras de interferencia (domos y cubetas, principalmente en las zonas de charnela de los pliegues de 1ª fase). Por otro lado la deformación se concentró localmente en determinados pasillos o bandas de direcciones variables. Estos pasillos serían bandas de deformación dúctil - frágil o bandas de cizalla con movimiento en dirección tanto levógiros como dextrógiros y dirección NO-SE y NE-SO respectivamente.

La cuarta fase (F_4) es de carácter esencialmente frágil y responde a un acortamiento de dirección N-S que se manifiesta principalmente por dos juegos de fallas conjugadas (cizallas frágiles) de direcciones NNO-SSE a NO-SE y NNE-SSO o NE-SO y sentidos de desplazamientos principales dextro y senestro respectivamente.

1.3. DEFORMACIONES ALPINAS

Los últimos movimientos tectónicos, ocurridos durante la Orogenia Alpina, provocaron

un rejuego de las fracturas hercínicas cuya posición era más compatible con la distribución de esfuerzos.

Controlan en muchas zonas la sedimentación Terciaria y Cuaternaria. Así el límite de los depósitos Terciarios de la cuenca del río Guadiana y los de las numerosas cuencas también terciarias que aparecen al Norte de la provincia de Cáceres y al Sur de la de Salamanca responden a lineamientos estructurales de extensión regional y claramente visibles en foto aérea y foto de satélite (LANDSAT). Predominan las direcciones ENE-OSO a NE-SO y E-O.

Los sedimentos paleógenos no aparecen siempre bajo los neógenos, ya que previamente a la sedimentación de éstos se produce el rejuego de las fracturas (principalmente las NE-SO) y la erosión del paleógeno en los bloques elevados.

2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

2.1. INTRODUCCION

Con respecto a las grandes estructuras hercínicas regionales la zona estudiada se extiende por los siguientes: parte suroriental del Domo Extremeño, extremo occidental del Anticlinal de Alcudia, extremo occidental de los sinclinales de Herrera del Duque y de Guadalmez y parte del de Almadén y su prolongación hacia el NO: Sierras de Puebla de Alcocer, Integrel, La Zarzuela y de Pela. Además incluye la parte nororiental de la cuenca terciaria del Guadiana, relacionada con la orogenia alpina.

Están representados materiales del Precámbrico Superior ocupando los núcleos de las estructuras antiformales. En su mayor pertenecen a la serie más baja de edad Rifeense?-Vendiense constituida por alternancias de pizarras, areniscas y conglomerados que han sufrido una deformación polifásica, incluyendo una fase intraprecámbrica.

El resto de materiales del Precámbrico superior están mucho menos extendidos. Son mucho más variados litológicamente que los de la serie inferior, incluyendo niveles carbonatados, de edad Vendiense superior y situados discordantemente sobre las anteriores. Su distribución general guarda estrecha relación con el trazado de las grandes estructuras hercínicas. En la parte Centro-meridional del Domo Extremeño están alojados en sinclinorios alargados tectónicamente junto con materiales ordovícicos a lo largo de cizallas senestras de dirección NO-SE. El resto de afloramientos aparecen en el extremo occidental del anticlinal de Alcudia y del sinclinal de Guadalmez siempre próximos al contacto del Precámbrico con el Paleozoico.

Los grandes sinclinales originados durante la 1ª fase hercínica: Sinclinales de Guadalmez, Almadén y Herrera del Duque, forman en general los bordes de la gran estructura antiformal del Domo Extremeño. En ellos están representados materiales casi exclusivamente siliciclásticos, con menor o mayor participación volcánica en algunas estructuras. Localmente aparecen en el interior de la estructura anticlinal del Domo

retazos de afloramientos de materiales del Ordovícico inferior asociados a los afloramientos del Vendense Superior a lo largo de las mismas grandes estructuras.

La Cuenca del Guadiana está representada al norte de la zona por sedimentos Terciarios y Cuaternarios de carácter terrígeno predominante (pelítico-arenosos), subhorizontales y prácticamente indeformados. Las directrices estructurales de la cuenca corresponden a grandes fracturas tardihercínicas reactivadas durante la orogenia alpina.

Las rocas ígneas intrusivas hercínicas están representadas de forma marginal en forma de granitoides intrusivos pertenecientes a parte de los plutones de Los Pedroches y Zorita y al "stock" de Logrosán. Son intrusiones tardi-post-orogénicas que solo están afectadas por la fracturación tardihercínica.

A la complejidad estructural de esta región hay que sumar, en los materiales precámbricos, la dificultad que supone el carecer en gran parte de la zona de niveles guía que permitan el trazado de las estructuras. En la parte septentrional (hojas de Zorita nº 731 y Valdecaballeros nº 732) se superponen localmente hasta 3 fases de deformación sinesquistosas hercínicas además de una fase de deformación intraprecámbrica con plegamiento asociado que se manifiesta más claramente en las hojas situadas más al Sur mediante una discordancia angular entre las dos series del Precámbrico Superior. (hojas de Navalvillar de Pela, nº 755 y Chillón, nº 807)

En el resto de la zona solo se desarrolló de forma generalizada una esquistosidad asociada a la primera fase de deformación hercínica (S_1) lo que ha permitido, sobre todo en los materiales precámbricos de gran uniformidad litológica, controlar el efecto de las sucesivas fases de deformación hercínicas.

A continuación vamos a describir de forma general las sucesivas fases de deformación que afectaron en parte a la totalidad de los terrenos y algunas de las características que presentan las estructuras asociadas a cada fase. En el correspondiente capítulo de Tectónica de cada hoja se describen todas ellas de forma más detallada.

2.2. ETAPAS DE DEFORMACION

A escala regional se pueden reconocer seis fases de deformación: una intraprecámbrica (Vendiense), otra sárdica s.l. y cuatro hercínicas. De estas últimas solo la primera de ellas está distribuida homogéneamente por toda la región (pliegues y esquistosidad asociada). La segunda fase hercínica solo se ha detectado en parte de las hojas de Zorita (731) y Valdecaballero (732) y presenta esquistosidad asociada. La tercera y cuarta fases hercínicas están más generalizadas aunque su desarrollo es muy irregular y pueden llevar asociadas localmente esquistosidades poco desarrolladas.

2.2.1. DEFORMACIONES PREHERCINICAS

Corresponden a dos fases diferentes: deformación intraprecámbrica y deformación sárdica, aunque solo la primera tiene estructuras asociadas reconocibles.

Las deformaciones prehercínicas intraprecámbricas se han puesto de manifiesto en toda la zona de estudio de dos maneras: en forma de pliegues con la esquistosidad hercínica de 1ª fase transecta y por el carácter discordante del contacto entre las dos series precámbricas.

La discusión sobre la existencia de una discordancia precámbrica está expuesta con claridad en los trabajos de PALERO (1993) y SANTAMARIA (1995) que exponen los hallazgos históricos y los argumentos de los diferentes autores. El primer autor llega a la conclusión de que la discordancia angular es evidente mediante un análisis estructural de detalle, que se basa en la disposición de la lineación de intersección (L_1) entre la esquistosidad de 1ª fase hercínica (S_2) y la estratificación (S_0) de los materiales precámbricos.

Sugiere además que la causa que ha inducido a confusión en algunos autores que negaban esta discordancia, es el tramo inferior del conjunto superior precámbrico (Grupo

Ibor-Navalpino), ya que la base de la discordancia no se encuentra en el muro de los paquetes de conglomerados que más resaltan, sino unos metros más abajo en la serie, que realmente comienza con cuarcitas y facies heterolíticas.

Se ha recogido aquí esta apreciación, ya que en la hoja de Navalvillar de Pela (755) como se ha expuesto en el capítulo de Estratigrafía correspondiente a la hoja, la serie superior comienza con un tramo de pizarras gris-verde-rojizo, con clastos y olistolitos de materiales del conjunto inferior, y niveles de conglomerados.

Este tramo suele inducir a error en el campo ya que, con frecuencia, la proporción de materiales infrayacentes es mayor que los sedimentos del conjunto superior, confundiéndose en campo con las "facies desorganizadas" frecuentes en el Grupo Domo Extremeño.

El plano de la discordancia basal es muy irregular, pero en todos los afloramientos (en la hoja de Navalvillar de Pela (755)) se ha comprobado que en la base hay una discordancia angular, frecuentemente acompañada de tramos decimétricos de conglomerados y/o de paleosuelos fuertemente alterados.

Los pliegues transectos solo afectan a los materiales de la más bajas de las series del Precámbrico Superior por lo que, a pesar de que las deformaciones hercínicas posteriores han modificado en muchas zonas la posición y morfología original de dichos pliegues, aún se pueden reconocer mediante el estudio de la distribución de los lineamientos y ejes de pliegues de primera fase hercínica. Sus zonas de charnela han sido situadas, aunque de forma proximada, como líneas a partir de las cuales cambia el sentido de inmersión de los ejes de los pliegues y lineaciones de intersección (L_1) de primera fase hercínica. Se han localizado pliegues prehercínicos en todas las hojas incluidas en el presente proyecto, aunque con una distribución irregular. Su orientación y distribución poseen una variabilidad que ha dependido principalmente del carácter, orientación e intensidad de las deformaciones hercínicas superpuestas. En la hoja de Zorita (731) solo se han reconocido en las áreas donde las fases F_2 y F_3 hercínicas no se han desarrollado

demasiado; en la parte occidental tienen direcciones variables de NE-SO a ENE-OSO debido a cizallas de F_3 , igual que en el sector nororiental de la hoja de Navalvillar de Pela (755) donde se orientan OSO-ENE.

En las hojas situadas más al sur la orientación de los pliegues prehercínicos ha dependido sobre todo de la F_2 hercínica (cizallas asociadas a una compresión E-O) superpuesta al reaplastamiento y reorientación que sufrieron durante F_1 hercínica.

Así en la parte occidental de la hoja de Puebla de Alcocer (782) los niveles arenoso-conglomeráticos del Precámbrico Superior dibujan un gran anticlinal con el eje subvertical, buzando al sur y con la esquistosidad de 1ª fase hercínica (S_1) transecta, con una dirección NNE-SSO a NE-SO.

Dichos pliegues son generalmente cilíndricos (cuando no ha actuado sobre ellos más de una fase hercínica), sin esquistosidad asociada, de plano axial subvertical y ejes con fuerte inclinaciones y paralelos o subparalelos a las principales trazas regionales de la deformación hercínica (1ª fase de deformación hercínica, F_1) cuya esquistosidad asociada aparece normalmente cortando estos pliegues con ángulos bajos en casi todos los casos.

Una relación geométrica de este tipo, pliegues cortados por una esquistosidad posterior con un bajo ángulo, puede ofrecer duda respecto a la existencia de un episodio de deformación preesquistoso. BORRADAYLE (1978) en la zona surportuguesa ha reconocido pliegues oblicuos a una esquistosidad generada en la primera fase hercínica de plegamento. En la región de Almadén (ALLER et al., 1986) próxima a la zona de estudio, se ha reconocido una esquistosidad oblicua al menos a parte de los grandes pliegues hercínicos originados en fases de deformación sucesivas de un mismo proceso orogénico, la segunda de las cuales llevaría asociada una esquistosidad de plano axial.

Las características originales de los pliegues intraprecámbricos no han podido ser reconocidas debido a la superposición de las deformaciones hercínicas. Por la relación observada entre sus trazas axiales y la esquistosidad transecta la posición original debió

ser más nortada en la mayor parte de los casos (N-S á NE-SO), aunque hay zonas (hojas de Cabeza del Buey, nº 806, y Puebla de Alcocer, nº 780) donde debieron situarse aproximadamente E-O a ESE-ONO.

2.2.2. DEFORMACIONES HERCINICAS

El conjunto de materiales que afloran en la región se encuentra afectado por una deformación polifásica hercínica, acompañada de metamorfismo y magmatismo, en el que el análisis estructural revela la existencia de diversas estructuras y elementos de la fábrica que constituyen el registro de cuatro fases de deformación principales, además de algunas otras estructuras tardías de desarrollo local o menor entidad. A continuación se describirían separadamente la asociación de estructuras a todas las escalas atribuidas a cada una de las fases y relacionadas en cada caso con una distribución dada de los esfuerzos.

De las cuatro fases de deformación hercínica que se van a describir solo la primera fase (F_1) tiene una distribución generalizada y uniforme con estructuras asociadas de carácter dúctil-frágil (pliegues, fallas, esquistosidad). La segunda fase hercínica (F_2) se ha definido localmente en la parte norte de la zona reconocida (hojas de Zorita (731) y Valdecaballero (732) en las áreas más profundas estructuralmente.

La tercera y cuarta fases hercínicas (F_3 y F_4) tienen una distribución bastante generalizada aunque no uniforme y son de carácter frágil-dúctil a esencialmente frágil. La cuarta fase hercínica (F_4) se ha considerado hasta el momento como una etapa de fracturación tardihercínica que aquí se ha definido como fase de deformación que puede llevar localmente asociadas estructuras de carácter frágil y/o dúctil (en cizallas).

2.2.2.1. LA PRIMERA FASE DE DEFORMACION (F_1)

La macroestructura generada durante F_1 se encuentra bien preservada en los niveles altos

de la secuencia estructural donde se observan tramos de pliegues de escala kilométrica, de simétricos a moderadamente asimétricos y dirección general de sus superficies axiales NO-SE variando de E-O a NNO-SSE, con vergencias locales al NE y E.

Esta macroestructura es la más evidente a escala cartográfica en todas las áreas epizonales que cubren la totalidad del área estudiada aunque se refleja de forma diferente según afecte a los materiales Precámbricos o a los Paleozóicos.

El trazado cartográfico de las estructuras en las series paleozoicas ha permitido definir una serie de grandes pliegues, sinclinales de Herrera del Duque, Almadén, Guadalmez y Los Pedroches, representados en mayor o menor medida en la zona estudiada, además de otras estructuras de menores dimensiones.

En asociación con los pliegues se ha desarrollado una esquistosidad de plano axial (S_1) y una lineación de intersección (L_1) entre S_1 y la estratificación. Los pliegues menores son asimétricos, con superficies axiales subverticales o con buzamientos altos (cuando no están muy afectados por las fases hercínicas posteriores) y con los ángulos de inmersión de los ejes bastante variables, desde subhorizontales a subverticales. Las diferencias en la orientación e inclinación de los ejes de los pliegues y de la lineación de intersección (L_1) medidos en los materiales del Vendense Superior y paleozoicos (predominan los buzamientos subhorizontales) y en los de la serie inferior del Precámbrico Superior (con mayor dispersión, frecuentemente subverticales) dan cuenta de la existencia de una discordancia angular entre ambos conjuntos, producto de las deformaciones cadomienses y sárdicas. La esquistosidad (S_1) asociada varía en función de la litología en la que se desarrolla, observándose en las pelitas un "staly cleavage" definido por la orientación preferente de filosilicatos de grano fino, granos de cuarzo y minerales opacos y en las areniscas y conglomerados una esquistosidad grosera ("rough cleavage").

Las reacciones minerales que tuvieron lugar durante la F_1 en las pizarras y pelitas son características de las facies de los esquistos verdes. Los minerales desarrollados durante

este episodio metamórfico (clorita, moscovita, cuazo) aparecen texturalmente como predeformativos con respecto a las fábricas de las siguientes fases de deformación.

Existen dos áreas dentro de la hoja de Navalvillar de Pela (755), así como en la vecina hoja de Madrigalejo (754) donde no se ha desarrollado esta esquistosidad en sectores donde afloran tramos de la serie precámbrica de carácter masivo y desorganizado (al Oeste de Talarrubias, en el núcleo anticlinal prevéndico, y en el ángulo suroccidental de la hoja). La ausencia o desarrollo muy incipiente de la esquistosidad (S_1) en estas litologías puede estar condicionado por los siguientes factores:

- Naturaleza homogénea e isótropa de estos materiales que impide el proceso flexión-deslizamiento que suele participar en la génesis de la esquistosidad en los tramos pelíticos.
- Mayor competencia derivada de la mezcla de distintas litologías.
- Mayor competencia derivada de una pérdida de agua durante la desorganización de estos materiales, que en el caso de no haber sido eliminada facilita y participa en la génesis de la esquistosidad regional.

Además de los pliegues y la esquistosidad asociada se relacionan también con la deformación de primera fase (F_1) estructuras de carácter frágil; son fallas inversas de alto ángulo y bastante continuidad lateral. Estas estructuras son paralelas o subparalelas a los grandes pliegues produciendo repeticiones de parte de la serie y probablemente se originaron durante los últimos estudios de la compresión asociada a F_1 al superarse el límite de resistencia a la rotura de los materiales plegados.

Se ponen de manifiesto especialmente en los flancos de las estructuras sinclinales hercínicas, asociadas a pliegues menores, en las alternancias de materiales con diferente competencias del Paleozóico, donde se puede apreciar el desplazamiento que producen. Son frecuentes en el flanco Norte del sinclinal de Guadalmez y a lo largo del flanco

Norte del sinclinal de Pedroches entre Cabeza del Buey y Castuera, donde están claramente afectados por las fases de deformación hercínicas posteriores.

En el flanco Norte del sinclinal de Los Pedroches el contacto entre el Carbonífero en facies "Culm" del núcleo del sinclinal y el resto del Paleozoico parece ser por medio de una gran fractura de este tipo controlada por un accidente previo. Al Oeste de la vertical de Cabeza del Buey la falla va cortando términos cada vez más bajos de la serie en el bloque Norte, hasta poner en contacto el Ordovícico con el Carbonífero.

Según algunos autores estas fracturas además de una competente de falla inversa, tienen desplazamiento en dirección de tipo senestral aunque en realidad esto último debe corresponder a rejuegos de las fallas durante las fases orogénicas posteriores.

En los materiales del Precámbrico es muy difícil poner de manifiesto este tipo de estructuras debido a su gran uniformidad litológica con escasos niveles guía. Podrían ser de este tipo las fracturas paralelas al flanco N del sinclinal de Los Pedroches, a lo largo de los cuales se conservan lentejones de cuarcitas y areniscas del Ordovícico, que se observan al Oeste de Cabeza del Buey y al Norte de Almorchón (parte meridional de la Hoja de Cabeza del Buey).

2.2.2.2. LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACION (F_2)

Esta fase no ha sido descrita hasta la fecha en ninguno de los trabajos anteriores en los que se ha considerado como segunda fase a la que dió lugar a las grandes cizallas NO-SE levóginas que doblan las estructuras de primera fase. Estas últimas serán consideradas aquí como de 3ª fase hercínica por ser posteriores a las que a continuación se describen.

La 2ª fase se desarrolla ampliamente en el dominio oriental de la hoja de Zorita (731) y en el occidente de la hoja de Valdecaballeros (732) y, en menor medida, en otro dominio en la parte occidental de la hoja de Zorita y próxima al granitoide del mismo

nombre. No se han observado en el resto de la región estudiada estructuras que pudieran ser atribuidas a esta fase de deformación.

En el dominio occidental de la hoja de Zorita (731) está claramente relacionada con una banda de cizalla de dirección $N60^{\circ}E$, que evoluciona desde NE a SO, quizás con una componente en la vertical de difícil apreciación actualmente. En el NE se observa una fractura frágil con brechas asociadas y episodios tensionales con relleno de cuarzo y sulfuros como en el cerro Las Minas al NE de Alcollarín. A esta fractura se le asocian pliegues suaves con geometría de cizalla senestra. Al SO de Alcollarín, la fractura lleva asociada una banda de unos 100 m. con meso y micropliegues a los que se asocia una esquistosidad de crenulación siempre con criterios cinemáticos de cizalla senestra. A partir de Cuatro Caminos hacia el SO esta fractura se resuelve en una banda de unos centenares de metros de anchura en donde la estructura generalizada es una intensa esquistosidad de crenulación.

Los planos "C" tienen dirección $N60^{\circ}-70^{\circ}E$ subverticales y las superficies "Sc" de crenulación $N100^{\circ}E$ subverticales.

Al Sur de Cuatro Caminos aparece como una esquistosidad de crenulación que solo es penetrativa en los niveles pelíticos, en tanto que en los niveles arenosos perdura la esquistosidad anterior (S_1) con dirección ortogonal. Entre ambas configuran una geometría muy característica ("en espiga"), que se puede explicar por el tipo de litología con capas alternantes de areniscas y lutitas de orden centi a decimétrico. La interfase entre las capas funciona como superficies "C" ($N60^{\circ}-70^{\circ}E$ vertical) de máxima deformación y deslizamiento, produciendo un "tectonic-banding" en los que aparecen las superficies "Sc" (de dirección $N100^{\circ}E$ y buzamiento 70° al N) de crenulación en las bandas en las que la S_1 se queda ortogonal respecto al movimiento de cizalla senestro.

En estas mismas localidades se localizan algunos meso y micropliegues de eje vertical, muy abiertos, que presentan planos axiales con esta misma dirección y sin ninguna esquistosidad asociada, aunque por presentar en algún caso una dirección propia de la

2ª fase han sido relacionados con el mismo episodio deformacional.

En el sector oriental (hojas del Zorita (731) y Valdecaballeros (732)) la morfología no está tan definida. Se observa una zona central que aflora en torno a la Dehesa de las Villalbas y que evoluciona hacia el NE disminuyendo la deformación de intensidad, acabando en varias bandas de dirección $N60^{\circ}E$ en Arroyo Grande. Los límites son bastante imprecisos, se observa una estructuración progresiva de la deformación hacia el centro con carácter dúctil, en donde predomina un intenso replegamiento, con pliegues desde microscópicos a escala plurimétrica y en los que se pliega S_0+S_1 y las vetas de cuarzo de exhudación posteriores a la primera fase hercínica. La esquistosidad de plano axial de la crenulación tiene una dirección $N60^{\circ}-70^{\circ}E$, buzando 60° al N. Los ejes varían enormemente de posición dependiendo de la orientación previa de las capas, los pliegues llegan aparecer disarmónicos como se ve en el arroyo Pizarroso en su cruce con la carretera local de Zorita a la comarcal de Logrosán.

En este dominio a escala cartográfica la deformación de 2ª fase se materiliza como pliegues hectométricos que afectan a S_0 y S_1 y a las trazas axiales de los pliegues de la 1ª fase.

Los pliegues mayores y los numerosos mesopliegues visibles a escala de afloramiento presentan una geometría en Z, en la que la rama central tiene una dirección próxima a la dirección original y propia de la 1ª fase hercínica (NNO-SSE).

La S_2 ($N40^{\circ}$ a $70^{\circ}E/50^{\circ}$ a $70^{\circ}N$) resulta ser aproximadamente ortogonal a S_0+S_1 y aparece como una esquistosidad de plano axial de micropliegues y crenulaciones en los niveles pelíticos donde S_1 es más penetrativa.

Las ramas de los extremos de la Z corresponden a flancos largos y paralelos a S_2 con un notable adelgazamiento de las capas debido a un aplastamiento por cizallamiento simple, con componente direccional senextro. Cuando las capas aparecen en posición oblicua a la dirección de S_0 , el mismo cizallamiento puede producir pliegues asimétricos

indicadores del mismo sentido de movimiento relativo.

De esta manera la deformación de esta segunda fase se distribuye en dominios o bandas alternantes con dos estilos de deformación: unas bandas presentan pliegues simétricos, o con asimetría poco definida, y en cuyos bordes pueden aparecer pliegues asimétricos diferenciándose claramente en ellas las estructuras planares S_0 y S_1 (aproximadamente paralelas entre sí), con direcciones próximas a la N-S, de la esquistosidad S_2 , aproximadamente ortogonal a las anteriores ($N60^\circ$ a $70^\circ E$) y que aparece como una esquistosidad de plano axial de dichos pliegues. Esta esquistosidad es de crenulación espaciada microscópicamente y también evoluciona desde la zona central, en donde la esquistosidad viene marcada por los planos axiales de los micropliegues de geometría concéntrica, hacia los bordes, que es la más generalizada, en donde la esquistosidad es el plano axial de micropliegues de tipo kink-bands. Las otras bandas muestran un paralelismo de S_0 , S_1 y S_2 , con la dirección de esta última, y corresponden a flancos largos, estirados y aplastados en bandas de cizallamiento simple con componentes de movimiento direccional senestra.

Dentro del dominio oriental en el que se produce esta deformación (hojas de Zorita y Valdecaballeros), en el sector meridional y próximo al borde de la Cuenca del Guadiana, esta segunda fase presenta un desarrollo incipiente, con pocas bandas de cizallamiento. Hacia el Norte la deformación se hace más intensa y las bandas de cizallamientos son más numerosas y más anchas, pudiéndose delimitar algunas de ellas en la cartografía. En la hoja de Valdecaballeros, las bandas con paralelismo de S_0 , S_1 y S_2 coalescen entre sí dando lugar a una estructuración uniforme e isoclinal, con buzamiento al Norte.

La esquistosidad S_2 presenta un desarrollo muy variable. En las bandas o dominios en los que se sitúa oblicua o casi ortogonal a la esquistosidad anterior S_1 y a S_0 , se presenta al principio de la deformación como una esquistosidad espaciada y grosera ("rough cleavage"), en los niveles más competentes. A medida que su desarrollo es más importante aparece como una esquistosidad de crenulación de S_1 , o incluso como un bandeo tectónico definido por bandas con orientación general de filosilicatos y bandas

con charnelas dibujadas por la esquistosidad anterior.

En las bandas de cizallamiento la superposición de S_0 , S_1 y S_2 dá lugar a una reorientación general de todos los filosilicatos. En algunos casos (parajes correspondientes a las Dehesas del Aguijón y del Hortigal) se ha producido una foliación milonítica entre cuyos planos se detectan amígdalas con pliegues previos, aunque también pueden ser considerados como pliegues intrafoliares.

La cinemática responsable de esta estructuración debe de corresponder a un aplastamiento puro inicial, que explicaría la existencia de "buckling" y pliegues simétricos entre las bandas de cizallamiento, el cual habría evolucionada, de forma continua, hacia un aplastamiento por cizallamiento simple, distribuido o localizado en bandas que ocasionalmente dieron lugar a texturas miloníticas. Todos los sentidos de movimiento en la horizontal son senestros y los planos de esquistosidad buzan 45° a 60° hacia el N.

La componente de movimiento vertical solo ha podido ser identificada en un punto situado en el paraje de la Dehesilla de Risel, en el límite de las hojas de Zorita (731) y Valdecaballeros (732) donde algunos clastos de un tramo de conglomerados aparecen con colas de presión asimétricas marcando un sentido de movimiento cabalgante hacia el SSE.

2.2.2.3. LA TERCERA FASE DE DEFORMACION (F_3)

Se han identificado estructuras pertenecientes a una tercera fase hercínica en toda la zona estudiada aunque presentan una gran variabilidad en cuanto a su distribución y al carácter de la deformación al pasar de unos niveles estructurales a otros.

Dichas estructuras se originaron como respuesta a una distribución de esfuerzos en la posición del esfuerzo principal o componente de compresión máxima (σ_1) variaba entre

E-O y ENE-OSO oblicua a la que dió lugar a la configuración estructural de la 1ª Fase de deformación hercínica.

La deformación se concentró principalmente en bandas de cizallas de anchura variable y dirección predominante NO-SE con sentido senestro de desplazamiento y sus conjugadas, de dirección NE-SO y sentido dextral. El carácter más o menos frágil y/o dúctil de la deformación dependió, como ya se indica más arriba, del nivel estructural al que afecta y además, de las características litológicas de los materiales afectados. Estas bandas o corredores de cizallas levóginas de dirección NO-SE caracterizan esta fase de deformación en toda la parte meridional de la Zona Centroibérica (ROIZ, 1979; ORTEGA y GONZALEZ-LODEIRO, 1988) y en todos los trabajos previos se había considerado como la segunda fase hercínica.

Las estructuras a que dan lugar las bandas de cizalla se extienden a todas las escalas de observación, desde la macroescala a la microescala y el comportamiento ante la deformación varía desde frágil a dúctil-frágil.

A gran escala kilométrica a plurikilométrica, se ponen de manifiesto por variaciones de las directrices hercínicas de la 1ª fase. En los materiales precámbricos más antiguos que ya han sufrido una deformación previa la identificación de sus efectos es más difícil de visualizar y solo el control de la esquistosidad de primera fase hercínica (S_1) permite hacerlo.

De esta manera se ha puesto de manifiesto en el núcleo de la estructura antiformal del Domo Extremeño variaciones en la dirección de S_1 debidas a estas cizallas y atribuibles a la tercera fase en base a la distribución de los esfuerzos responsables. Se observan claramente las direcciones anómalas de la traza de S_1 en las hojas de Zorita (731), Puebla de Alcocer (780) y Cabeza del Buey (806).

Los efectos producidos por las cizallas asociadas a fases de deformación posteriores se diferencian claramente al analizar la distribución de esfuerzos responsables de las

estructuras resultantes y que no coinciden con los de la F_3 . La aquí denominada cuarta fase de deformación hercínica (F_4) obedece a una distribución de esfuerzos casi ortogonal a la de F_3 , por lo que en muchos casos se han observado rejuegos de fracturas previas en sentidos opuestos que dificultan la separación de las estructuras relacionadas con cada fase de deformación.

En los materiales hercínicos paleozoicos el comportamiento dúctil de estas bandas de cizalla produce giros en las directrices estructurales y variaciones en el valor y sentido de inmersión de los ejes de las estructuras plegadas previas dando como resultado figuras de interferencia de tipo domos y cubetas o terminaciones digitadas de los cierres periclinales de los sinclinales afectados (terminaciones occidental y, sobre todo, oriental del sinclinal de Almadén y terminación occidental del sinclinal de Guadalmez). Los pliegues menores asociados a esta deformación tienen direcciones aproximadas $N25^0-30^0E$ y no llevan asociadas estructuras planares penetrativas (Hoja de Chillón, nº 807).

El paso a un comportamiento casi exclusivamente frágil a lo largo de las bandas de cizallas da lugar a grandes fracturas subparalelas a aquéllas con numerosas estructuras menores asociadas de carácter frágil-dúctil; pliegues, esquistosidad de crenulación, sistemas conjugados de fracturas y "kink-bands"; de los que resulta fácil deducir el tipo y sentido del desplazamiento.

Las bandas de cizallas NO-SE se ponen especialmente de manifiesto en el núcleo de la estructura antiformal del Domo Extremeño donde la distribución y orientación de los materiales del Precámbrico más alto (Vendiense Superior) y del Ordovícico Inferior está controlada por la actuación de una serie de grandes cizallas de este tipo.

Las cizallas atribuidas a esta fase han alterado de forma importante la estructuración previa debido al plegamiento de primera fase en la parte meridional de la hoja de Navalvillar de Pela (755) y en la parte noroccidental de la hoja de Puebla de Alcocer (780). En esta zona actuaron diversas cizallas verticales con direcciones $N130^0$ a $N160^0$ y componente senestro, en el caso de los accidentes principales y dirección E-O en las

fallas "en pluma o peine" asociadas a las anteriores. Hacia el Norte desaparecen bajo los depósitos Terciarios de las Vegas Altas del Guadiana y más al Norte, en las hojas de Zorita (731) y Valdecaballeros (732) se identifican las cizallas conjugadas de dirección OSO-ENE y desplazamiento de tipo dextral. Hacia el Sur (hoja de Puebla de Alcocer nº 780) algunas de las bandas de cizalla parecen converger y otras desaparecen. La prolongación de la banda de cizalla principal se sigue, bastante afectada por la siguiente fase de deformación de fallas dextras NNO-SSE y senestras NNE-SSO, hacia el SE, hasta alcanzar el flanco Sur de la terminación periclinal occidental del Sinclinal de Almadén (hoja de Siruela nº 781).

En la parte meridional de la hoja de Navalvillar de Pela (755) se distinguen tres cizallas de primer orden (Memoria de la hoja de Navalvillar de Pela) y varias más de orden menor con las mismas características en relación a su sentido de movimiento, relleno de cuarzo y micro y macroestructuras frágiles y dúctiles.

La actuación de estas cizallas implica un acortamiento en dirección E-O, el cual es compatible con el mayor desarrollo y anchura de los diques de cuarzo cuya dirección se aproxima a la anterior y que por tanto tienen el carácter de grietas tensionales.

Algunas de estas fracturas con cuarzo, como las situadas entre las cizallas de El Cogolludo y de El Olivaron (en la hoja de Navalvillar de Pela), presentan estrías de recristalización subverticales indicando también una componente de movimiento normal, también compatible con la dirección de acortamiento máximo.

Los análisis estructurales de detalle de los planos de falla muestran mesoestructuras propias de deformación frágil, con planos de fallas, estrías, grietas con cuarzo, etc. Los criterios cinemáticos indican movimientos superpuestos a veces centrados, lo que indica que estos planos han replegado en varios episodios superpuestos, probablemente incluso en etapas tardihercínicas.

En este contexto toda la estructura correspondiente a la Sierra de Pela, en la que los

pliegues de 1ª fase han quedado totalmente compartimentados y tectónicamente alojados entre fracturas, puede corresponder a un "graben" desarrollado en el extremo Norte de una cizalla (Cizalla del Olivarón" a favor de numerosas fallas en peine o en pluma.

Según otra hipótesis o modelo alternativo, o más bien coplementario del anterior, la Sierra de Pela sería un "graben" complejo localizado en una zona de relevo izquierdo extensional entre dos cizallas (Cogolludo y Olivarón) también senestras. Esta segunda posibilidad implicaría una prolongación de la primera cizalla mencionada bajos los depósitos de las Vegas Altas de la Cuenca del Guadiana.

En relación con la F_3 también hay que mencionar la existencia en esta misma zona de una esquistosidad localizada en los ángulos SO y NE de la hoja de Navalvillar de Pela (755) y en la esquina SE de la hoja de Madrigalejo (754), junto con diversos pliegues abiertos de anchura métrica que doblan S_0 y S_1 . Dichas estructuras tienen una dirección N-S compatible, por tanto, con la dirección de acortamiento (E-O) de la tercera fase.

Las características sedimentarias de los materiales del Vendiense Superior (medio de depósito, variabilidad y distribución de las unidades ligoestratigráficas y tectónica sinsedimentaria de los tramos basales) sugieren que el trazado de las cizallas senestras hercínicas se adoptó al sistema de fracturación que controló de formación de las cuencas Vendienses.

Más al Norte, hojas de Zorita (731) y Valdecaballeros (732), esta fase se pone de manifiesto por la presencia de las cizallas conjugadas de las anteriores, de dirección OSO-ENE y de carácter dextral. Las bandas de cizalla se caracterizan por micro y mesopliegues centimétricos que doblan S_0 , S_1 y S_2 y tienen asociada una esquistosidad de crenulación (S_3), de dirección nortada (N-S a $N150^\circ E$), subvertical o algo vergente al Oeste, de plano axial de dichos pliegues y aproximadamente perpendicular a los planos antes citados. Dicha esquistosidad de crenulación es espaciada y penetrativa, con planos bien definidos y puede provocar, cuando afecta a litologías favorables, una laminación intensa de la roca.

En esta zona no se han podido definir macroestructuras en relación con esta esquistosidad tal como sucede en las hojas situadas al Sur donde se asocia a pliegues N-S de dimensiones métricas y a cizallas de dirección $N130^{\circ}$ - 160° E (Hoja de Navalvillar de Pela). La única excepción a esto, dentro de la hoja de Zorita (731) corresponde a los dos grandes pliegues que dibujan las trazas de S_0 y S_1 y los pliegues de F_1 en forma de Z y que atraviesan la hoja de Norte a Sur. Los extremos corresponden a la posición original de las estructuras de primera fase (NO-SE) mientras que en la parte central ha rotado en sentido dextro hasta adquirir una dirección NNE-SSO.

Al ser compatible dicho movimiento con el de las cizallas descritas más arriba como la F_3 , la gran estructura mencionada, en la hoja de Zorita, debe estar relacionada con la misma etapa de deformación.

Por otro lado la localización de la deformación de segunda fase en el sector oriental de la hoja de Zorita (731) con un límite occidental bastante neto y con dirección N-S, puede ser debido a la existencia de un gran antiforme de Fase 3 que habría provocado el afloramiento y, posiblemente, la verticalización de la esquistosidad y bandas de cizallamiento de F_2 .

En resumen, en la parte norte de la zona estudiada F_3 viene definida por una deformación dúctil con micro y mesopliegues y esquistosidad de crenulación (S_3) N-S, así como por dos familias conjugadas de fallas frágil-dúctiles: $N50^{\circ}$ - 70° E, dextras y NNO-SSE a NO-SE, senestras.

Estructuras de cizallas atribuibles a esta fase se observan también a gran escala a lo largo del flanco Norte y, en menor medida, en el Flanco Sur de la terminación periclinal del sinclinal de Herrera del Duque, con direcciones que varían entre NO-SE y ONO-ESE y además controlan la prolongación de la estructura al O y NO de Valdecaballeros antes de perderse bajo los sedimentos Terciarios y Cuaternarios de la parte alta de las Vegas Altas del Guadiana.

En esta zona se ha observado un claro rejuego de estas fracturas durante la siguiente fase de deformación (F_4) que invierte el sentido de desplazamiento dando lugar a grandes desgarres dextrales con una pequeña componente del salto vertical que hunde el labio suroccidental. Esto se puede observar en la terminación occidental del sinclinal de Herrera del Duque (Hoja 732) y en la del sinclinal de Guadalmez (hoja 807, falla de Capilla). Deben corresponder ambos puntos a una misma gran estructura que se prolonga desde el borde N del Batolito de Los Pedroches hasta el flanco occidental de la sierra de las Villuercas.

Otra zona donde se puede observar a escala cartográfica estructuras asociadas a esta fase de deformación es el flanco Norte del sinclinorio de Los Pedroches, entre Cabeza del Buey y Castuera (hoja de Cabeza del Buey, nº 806). Aunque en esta zona los efectos de F_3 están muy retocados por la fase posterior se puede reconocer la inflexión producida por una cizalla levógira de dirección NO-SE en las sierras cuarcíticas del flanco Norte de sinclinorio de Los Pedroches, en la Sierra de Tiros.

Este accidente fué removilizado durante la fase siguiente invirtiéndose el sentido del desplazamiento y dando lugar a un desplazamiento de tipo dextral con una componenete horizontal de más de 2 Km.

La prolongación del accidente hacia el NO se sitúa sobre la cizalla del Toril, asociada a una amplia banda de cizalla dextral durante la F_4 que describiremos más adelante (hoja de Castuera, nº 806).

El estudio a nivel regional de las relaciones entre la intrusión de los granitoides tardihercánicos y las diferentes fases de la deformación hercínica indica que la mayor parte de los granitoides sin y tardicinemáticos que afloran dentro o en las áreas próximas a la zona reconocida (plutones de Zorita y Los Pedroches, "stocks" de Garlitos y Fontanosas) se intruyeron durante o un poco ligeramente después de la F_3 .

El plutón de Zorita, que aflora en la parte noroccidental de la hoja de Zorita (731)

muestra diversos cuerpos migmatíticos, así como enclaves restíticos alargados, orientados todos ellos en dirección N-S. Cabe pensar que dicha orientación sea debida al sincinematismo de los últimos estudios de consolidación de este plutón para el que la dirección de acortamiento se sitúa en una dirección aproximada E-O.

En el "stock" de Logrosán (esquina NE de la hoja de Zorita (731)) tanto la morfología de la aureola de metamorfismo de contacto, de geometría sigmoidal, orientada SO-NE, como los estudios de lámina delgada, donde se observa que la blastesis del metamorfismo térmico es sincinemática con S_3 , confirman esta teoría.

2.2.2.4. LA CUARTA FASE DE DEFORMACION (F_4)

Esta etapa viene descrita (MORENO, 1977; PILES y NOZAL, 1989) como la actuación de un sistema de fallas frágiles conjugadas de dirección NNO-SSE a NO-SE (dexas) y NNE-SSO a NE-SO (senestras). De forma general, con anterioridad se asociaban las estructuras debidas a esta fase de deformación bajo el epígrafe de fracturación tardihercínica.

Son especialmente patentes cuando afectan a los niveles competentes arenosos-cuarcíticos del Paleozoico, donde producen en ocasiones desplazamientos kilométricos, pero difíciles de detectar en las monótonas series pelítico-arenosas del Precámbrico.

Hay 3 familias de fallas en relación con la fracturación asociada a la cuarta fase en los materiales anteordovícicos: $N20^{\circ}-40^{\circ}E$, $N140^{\circ}-160^{\circ}E$ y $N60^{\circ}-80^{\circ}E$. En las capas cuarcíticas del Paleozoico las dos primeras forman un sistema conjugado según una dirección de acortamiento N-S.

Las estructuras pertenecientes a esta fase no son de carácter exclusivamente frágil, aunque sean las predominantes, sino que además podemos identificar a pequeña escala otras de carácter frágil-dúctil, tales como micropliegues y esquistosidad de crenulación

asociada a ellos a lo largo de las zonas de cizalla.

La distribución de los esfuerzos que dió lugar a todas estas estructuras, deducidas de sus orientaciones y sentidos de desplazamientos, situa el esfuerzo principal o componente de compresión máxima (σ_1) en posición N-S a NNE-SSO. Esta situación, aproximadamente ortogonal a la de los esfuerzos que originaron las estructuras previas, produce el rejuego de muchos de los antiguos accidentes de fase 3 de forma que las fallas de dirección NO-SE rejugaron como dextrales y las fallas E-O pudieron ser reactivadas como fallas inversas. Este proceso puede haber provocado en la Sierra de Pela (Hoja de Navalvillar de Pela) un cierto apilamiento de los bloques que la integran, así como el trazado arqueado de la cizalla más meridional.

La cuarta fase de deformación está representada en toda la zona estudiada aunque con una distribución bastante irregular. Tiende a concentrarse a lo largo de corredores en relación con los dos juegos de fracturas conjugadas de las que predomina claramente la dirección NNO-SSE a NO-SE y componente dextral.

En la banda de cizalla frágil-dúctil situada en la parte occidental de la hoja de Cabeza del Buey (nº806) (Cizalla del Toril) las estructuras menores asociadas están representadas en una banda de varios cientos de metros de anchura y longitud plurikilométrica.

La cizalla tiene una dirección N130°-140°E y carácter dextral deducido de diversos criterios cinemáticos que se pueden observar a lo largo de la carretera de Castuera a Orellana (CC-413). Desarrolla una esquistosidad de crenulación en relación con micropliegues asimétricos más o menos penetrativa en función de la litología. En las facies más pelíticas y pelítico-arenosas con una esquistosidad previa muy marcada la cizalla da lugar a pliegues de diversas escalas, generalmente a pequeña escala: micropliegues y crenulaciones, que afectan a la estratificación y a la esquistosidad de primera fase.

Estos micropliegues llevan asociada una esquistosidad de crenulación predominante de

dirección N100°-120°E y subvertical y, en ocasiones, otra de dirección N70°-80°E, subordinada y que posiblemente corresponde a un sistema conjugado con el anterior. El carácter asimétrico de los micropliegues y la posición de la esquistosidad de crenulación asociada indica una deformación de carácter transcurrente en sentido dextral. La deformación pasa a ser de carácter netamente frágil al Sur de la hoja, donde atraviesa y desplaza los materiales cuarcíticos del Ordovícico inferior más de 2 km. en sentido dextral.

Las estructuras de cuarta fase en la hoja de Zorita (n° 731) solo se han identificado debido a que afectan al borde del plutón de Zorita y a una falla dútil-frágil de fase 3 (donde produce un desplazamiento de más de 1 km. a través de dos fallas de dirección NNE-SSO).

En el plutón de Zorita se observan fracturas de dirección N140°E verticales con geometría de cizalla dextra que previamente debieron activarse en respuesta a los esfuerzos relacionados con la fase de deformación anterior de forma que alternan episodios de relleno de diques con episodios de tectonización o bien están rellenas de diques básicos, sin evidencias de rejuegos.

En el Precámbrico de esta hoja, y en general de toda la región, las fracturas rellenas de cuarzo de dirección N-S y que alcanzan gran potencia implican una extensión E-O, compatible con la posición de los esfuerzos durante esta fase.

Excepto en el caso de la cizalla del Toril (hoja de Cabeza del Buey) la mayoría de las estructuras asociadas a esta etapa de deformación son de carácter esencialmente frágil. Constituyen fallas o fracturas de gran continuidad lateral y que producen desplazamientos kilométricos de tipo transcurrente. Predomina la dirección NNO-SSE con desplazamientos dextrales de varios kms. y una cierta componente normal (hoja de Cabeza del Buey, en la parte suroccidental; Falla de Capilla, en la hoja de Chillón, SOLDEVILA, 1982).

La falla de Alamillo es un accidente de este tipo que sufre un cambio de dirección en la zona del puente de hierro (esquina SE de la hoja de Chillón), pasando de N160°E al Norte a N130°E en el borde de la hoja. Esto produce un cambio en el tipo de respuesta de la estructura frente a la deformación con respecto a la orientación de los esfuerzos, que para esta fase se sitúan aproximadamente N-S a NNE-SSO. La misma componente que produce el desplazamiento en dirección del tramo N160°E se resuelve mediante una falla inversa de alto ángulo en el tramo de dirección N130°E. De esta forma se explica el contacto por falla inversa de alto ángulo del Precámbrico del anticlinal de Alcodia sobre el Paleozoico del flanco Norte del sinclinal de Guadalmez.

En el núcleo del Domo Extremeño las estructuras de cuarta fase se ponen de manifiesto en forma de cizallas que afectan a las cizallas previas de fase 3, con direcciones NO-SE, dextrales, y NE-SO, senestrales, compatibles con la distribución de esfuerzos de esta fase. Se distribuyen irregularmente y llevan asociados flexiones y pliegues de tipo "kink-band" de S_0 y S_1 pero no estructuras planares de ningún tipo. En algunos casos se producen rejuegos de estructuras de la fase previa (falla de la presa de La Serena, en la hoja de Puebla de Alcocer).

2.2.3. DEFORMACIONES ALPINAS

El sector septentrional del área de estudio aparece jalonado por los depósitos terciarios de la cuenca del río Guadiana, cuyo límite norte corresponde a dos líneas, con dirección N60°E, paralelas a las cizallas dextrales de la tercera fase hercínica. En dichos límites no llega aflorar ningún escarpe de falla o plano de movimiento alpino debido a los numerosos depósitos de ladera. Sin embargo, ambas alineaciones deben de corresponder a dos accidentes alpinos, enterrados bajo dichos depósitos. Por su dirección podrían corresponder a sendas fallas hercínicas reactivadas durante los movimientos alpinos.

En un punto (pk.224,2 de la carretera de Zorita a Logrosán) se ha identificado una falla alpina contra la que se alojan unos sedimentos terciarios con las características de una

tectofacies (grandes bloques y cantos con las litologías del entorno). Dicha fractura presenta una dirección N-S y solo ha podido ser identificada en el talud de esta carretera.

Al Sur de la alineación de depósitos terciarios de las Vegas Altas del Guadiana la superficie fundamental de este sector desciende progresivamente hacia el N-O de forma que queda cubierta poco a poco por los sedimentos terciarios. Este descenso se produce desde la cota 450 m. a la cota 300 que corresponde a la del sustrato precámbrico en las inmediaciones de Navalvillar de Pela.

Se trata de un basculamiento general, dirigido hacia el Norte, hasta alcanzar las fallas del borde NO de la cuenca del Guadiana en las hojas situadas más al Norte y que se han descrito más arriba. Por lo tanto el borde suroriental corresponde a un borde atectónico de la cuenca "semigraben" del Guadiana, activa durante la evolución alpina.