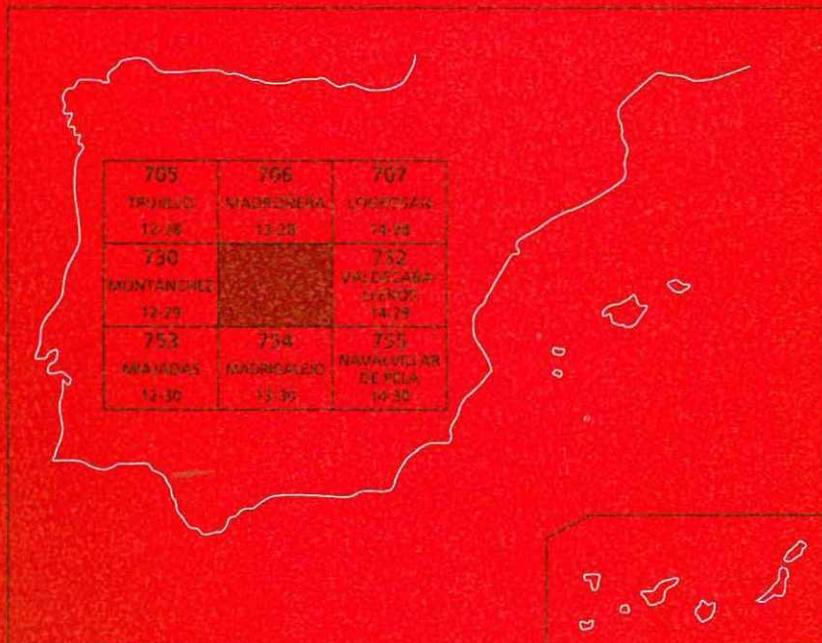




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie · Primera edición



ZORITA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ZORITA

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-43488-2005
ISBN: 84-7840-603-4
NIPO: 657-05-012-5

Fotocomposición: Revisatlas, S. A.
Impresión: Master's Gráfico, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja de Zorita ha sido realizada por INIMA bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes autores:

Mapas y cortes geológicos

J. Matas
F. Moreno
F. Leyva

Mapa geomorfológico

F. Moreno

Memoria

Introducción, estratigrafía, tectónica, geomorfología y recursos minerales:

J. Matas
F. Moreno
F. Leyva

Rocas ígneas y petrología:

A. Díez

Geoquímica:

J. V. de la Fuente

Hidrogeología:

A. Carrasco

Dirección y supervisión del IGME

V. Monteserín

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informe petrográficos, paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. LOCALIZACION GEOLÓGICA	10
1.3. ANTECEDENTES	10
1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. PRECÁMBRICO	13
2.1.1. Introducción	13
2.1.2. Grupo Domo Extremeño. Serie I	17
2.1.2.1. Formacion areniscas de estomiza (10). (Rifeense superior-Véndico inferior)	17
2.1.2.2. Formacion Orellana (11). (Rifeense superior-Véndico inferior)	21
2.2. TERCIARIO	24
2.2.1. Formación Madrigalejo	24
2.2.1.1. Lutitas y limolitas de la formacion madrigalejo (12 y 13). Paleógeno-Neógeno inferior	25
2.2.2. Formación Valdeazores. Mioceno inferior-Plioceno	27
2.2.2.1. Limos, arenas, lutitas y gravas (14). Mioceno inferior-Plioceno	27
2.2.2.2. Conglomerados, gravas y arenas (15). Plioceno	28
2.3. CUATERNARIO	28
3. TECTÓNICA	30
3.1. ENCUADRE REGIONAL	30
3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA	33
3.3. ETAPAS DE DEFORMACIÓN	33
3.3.1. Deformaciones prehercínicas	34
3.3.2. Deformación hercínica	37
3.3.3. Deformaciones alpinas	56

3.4. NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA	57
3.4.1. Metodología. Rasgos generales	57
3.4.2. Accidentes neotectónicos	57
3.4.3. Anomalías geomorfológicas y anomalías gravimétricas	57
3.4.4. Sismicidad	58
3.4.5. Sismotectónica	58
4. PETROLOGÍA ÍGNEA	60
4.1. ROCAS PLUTÓNICAS	60
4.1.1. Plutón de Zorita	60
4.1.2. Granito de dos micas, de grano medio-fino (5) (granito de Santa Cruz)	65
4.1.3. Granito de dos micas, grano grueso (1). Macizo de Logrosán	66
4.2. ROCAS FILIONIANAS	68
4.2.1. Porfidos graníticos (7)	68
4.2.2. Rocas básicas (V) y (8)	68
4.2.3. Filones de cuarzo (9)	70
4.3. MODELO DE EMPLAZAMIENTO	71
4.4. METAMORFISMO	71
4.4.1. Metamorfismo regional	71
4.4.2. Metamorfismo de contacto	72
4.4.2.1. Metamorfismo de contacto de Logrosán	72
4.4.2.2. Metamorfismo de contacto del plutón de Zorita	73
4.5. GEOQUÍMICA	73
5. GEOMORFOLOGÍA	85
5.1. FISIOGRAFÍA	85
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	85
5.2.1. Estudio morfoestructural	85
5.2.2. Estudio del modelado	86
5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	89
5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)	89
5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y RECIENTE	90
6. HISTORIA GEOLÓGICA	91
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	99
7.1. RECURSOS MINERALES	99
7.1.1. Minerales metálicos	99
7.1.2. Rocas industriales	102
7.2. HIDROGEOLOGÍA	102
7.2.1. Características hidrogeológicas	102
7.2.2. Climatología	107
7.2.3. Hidrología	107
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	108
7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares	109

7.3.1.1. Área I	109
7.3.1.2. Área II	110
7.3.1.3. Área III	110
7.3.1.4. Área IV	110
7.4. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	111
7.4.1. Descripción de los puntos de interés	111
8. BIBLIOGRAFÍA	112

1. INTRODUCCIÓN

Esta Hoja Geológica se ha realizado dentro de un Proyecto de Estudio Geológico más amplio que incluye las Hojas de Zorita (731), Valdecaballeros (732), Madrigalejo (754), Navalvillar de Pela (755), Puebla de Alcocer (780), Cabeza de Buey (806) y Chillón (807). La superficie abarcada por el conjunto de las Hojas ha permitido abordar los diferentes temas desde un punto de vista más regional, lo que se refleja en las cartografías y memorias de cada una de las Hojas elaboradas.

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La Hoja de Zorita, número 731 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está situada en la Comunidad Autónoma de Extremadura, al Sur de la provincia de Cáceres y Norte de la de Badajoz. El límite entre ambas transcurre por la esquina suroriental de la Hoja. Se ubica al Norte de la Comarca de las Vegas Altas, en el interior de la Meseta Ibérica en su parte meridional.

La zona está poco poblada, con sólo cuatro núcleos de población: Abertura, Campo Lugar Alcollarín y Zorita. Este último, con unos tres mil de habitantes es el más importante.

La actividad económica más generalizada es la ganadería ovina y bobina intensiva, alguna finca se dedica a la cría de reses bravas. Sólo en el borde meridional de la Hoja, coincidiendo con los terrenos terciarios hay agricultura de regadío con explotaciones hortofrutícolas. Durante el tiempo de realización de la Hoja se ha construido el embalse de Sierra Brava, sobre el Arroyo Pizarroso, que inundará un sector importante de la Hoja en su zona central.

El paisaje de casi la totalidad de la superficie es el típico de la dehesa extremeña, con lomas suaves cubiertas de encinas y escaso sotobosque. Hay sectores con intensa deforestación, en un estado avanzado de erosión y desertización.

El relieve sube progresivamente hacia el Norte pasando de cotas de 300 m hasta los 450, con los bruscos escarpes de la Sierra de la Peña y Sierra de Santa Cruz, que alcanzan los 877 m respectivamente.

La totalidad del drenaje pertenece a la Cuenca del Guadiana. Todos los arroyos principales vierten sus aguas hacia el Sur, destacando el Ruecas, Pizarroso, Alcollarín y Búrdalo en la esquina noroccidental. El resto de la red de drenaje está formado por arroyos estacionales de escasa entidad, cortos y que definen una geometría dendriforme poco evolucionada, condicionada frecuentemente por la fracturación y las direcciones estructurales del sustrato rocoso.

La red de carreteras asfaltadas no es muy extensa, son carreteras comarcales y locales que unen los centros de población de la Hoja y limítrofes. Sin embargo, la red de pistas y caminos transitables en coche, que dan acceso a las explotaciones ganaderas, es bastante densa, lo que facilita la aproximación a casi la totalidad de la superficie de la Hoja.

1.2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

La Hoja se sitúa en la parte centro-meridional del Macizo Hespérico. En la Zona Lusitano-Alcúdica de LOTZE (1945), o en la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972).

Esta Zona se caracteriza por grandes pliegues verticales, que marcan una geografía propia, con sinclinales paleozoicos que proporcionan los relieves más altos, y grandes extensiones deprimidas en las que afloran los materiales detríticos preordovícicos en los núcleos anticlinales.

La Zona Centro-Ibérica ha sido dividida por HERRANZ *et al.* (1977) en dos sectores, el de los Montes de Toledo y el de Alcudia-Alta Extremadura, en función de la presencia o ausencia de materiales cámbricos. Esta Hoja está en el sector Alcudia-Alta Extremadura, y concretamente en la parte central del Anticlinorio Centro-extremeño que es una de las grandes estructuras de esta Zona (LÓPEZ DÍAZ, 1993). En este sector, el Ordovícico inferior, predominantemente cuarcítico, se deposita discordantemente sobre materiales precámbricos.

1.3. ANTECEDENTES

El avance en el conocimiento geológico de esta Zona ha sido importante en la última década. En los materiales paleozoicos las cartografías más recientes del MAGNA y los estudios específicos sedimentológicos y estratigráficos realizados en diversos sectores, permiten levantar unas series con gran precisión litoestratigráfica, y plantearse la evolución paleogeográfica de este sistema, en base al establecimiento de secuencias deposicionales.

En cuanto a los depósitos preordovícicos aún permanecen las discrepancias en la serie general, las diferentes unidades que los componen, las relaciones entre ellas y su edad. Las primeras referencias se encuentran en CARRINGTON DA COSTA (1950) y TEIXEIRA (1955), aunque fue OEN ING SOEN (1970) quien estableció el Complejo Esquisto Grauváquico (CEG) como una unidad litoestratigráfica que engloba todas las series preordovícicas de la Zona Centro Ibérica (ZCI), a la que pertenecen la mayoría de los materiales que aparecen en los núcleos anticlinales.

En los trabajos iniciales el CEG formaba una secuencia única, sin discordancias internas o con discontinuidades de carácter local, VEGAS (1970-1971), CAPOTE *et al.* (1971-1977), PARGA y VEGAS (1971), MORENO (1974-1977), VEGAS *et al.* (1977) y ROIZ y VEGAS (1980).

Otros autores y los estudios más recientes han establecido la presencia de discordancias o discontinuidades dentro del CEG, si bien hay algunas discrepancias en cuanto a su naturaleza y extensión. BOUYX (1970) citó por primera vez una discordancia intraprecámbrica en el Anticlinal de Esteras. CRESPO y REY (1971) distinguen en el Valle de Alcudia las unidades Alcudiense Inferior y Superior, separadas por una discontinuidad. En el domo de Abenojar, CRESPO y TAMAIN (1971) encuentran la misma discordancia intraalcudiense, estableciendo la cartografía, edad y relaciones estructurales de los materiales que separa.

En 1984, SAN JOSÉ realiza una revisión de los trabajos sobre los materiales preordovícicos de la Zona Centro-Ibérica y divide a estas series en Alcudiense y Grupo Superior, separados por una discordancia que sitúa en el Nivel de Fuentes localmente Brecha de Navalpino.

A partir de 1984 se llevó a cabo el Proyecto Hespérica de investigación minera, realizado por MAYASA, en el que se realizó un estudio de toda la Zona Centro Ibérica meridional, que supuso un avance importante en el conocimiento geológico regional, plasmado en varias publicaciones. En ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988) se resume esta investigación, con la idea de la existencia de tres grupos de materiales en el CEG, si bien no hay un acuerdo sobre la importancia y característica de sus límites.

LÓPEZ DÍAZ (1994), en el Anticlinal de Navalpino, define tres grupos litológicos. Uno más antiguo, Grupo Domo Extremeño de edad Rifeense-Vendíco Inferior; sobre él en discordancia el Grupo Ibor-Navalpino de edad Vendíense Superior; y discordante sobre estos dos, el Grupo Valdelacasa de edad Cámbrico Inferior.

La escasez de datos paleontológicos tampoco permite precisiones sobre la edad, si bien las establecidas por SAN JOSÉ (1984) siguen corroborándose en trabajos posteriores.

Si las referencias bibliográficas a nivel regional son abundantes, concretamente en la Hoja de Zorita, los trabajos son muy escasos. A parte de las síntesis regionales como el Mapa Geológico Minero de Extremadura (1987) y el Mapa Geológico E.1:1.000.000 (1995), sólo caben citar el Proyecto «Síntesis Previa para la Evaluación del Potencial Minero del Complejo Esquisto Grauváquico» (EN ADARO, MAYASA, 1991); «Investigación de Arcillas en las Áreas de Miajadas-Madrigalejo» (EN ADARO, 1993) e «Investigación en el Área de Logrosán» (MAYASA), todos ellos sin publicar.

1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES

En la Hoja de Zorita afloran tres unidades geológicas muy diferentes: el Complejo Esquisto Grauváquico, las rocas ígneas y los materiales terciarios. Los dos tercios orientales de la misma están ocupados por materiales precámbricos del CEG, y concretamente pertenecientes al Grupo Domo Extremeño, que es la serie basal del CEG. Se trata de una potente serie siliciclastica, muy monótona, en la que se han podido diferenciar varios tramos por sus características litoestratigráficas. Están estructurados por las Orogenias Finiprecámbrica y Hercínica, con desarrollo de esquistosidad regional y tectonización en varias fases, que en algunos sectores de la Hoja producen una estructuración intensa, y fracturación por las fases tardíoher

cínicas y alpinas. El metamorfismo es de muy bajo grado a anquimetamórfico, exceptuando las aureolas de contacto de los plutones hercínicos.

Las rocas ígneas constituyen otra unidad. Las rocas plutónicas incluyen el sector suroriental del Plutón de Zorita y un centenar de metros cuadrados del Plutón de Logrosán. Las rocas filonianas, de escasa representación, se pueden agrupar en diques ácidos relacionados con las intrusiones plutónicas y diques básicos en dos generaciones, unos antiguos prehercínicos y otros tardíos que intruyen tanto el CEG como en el Plutón de Zorita.

El Plutón de Zorita, por la superficie que ocupa, es la manifestación ígnea más importante de la Hoja. Se extiende con forma circular por la esquina noroccidental, desde las poblaciones de Abertura hasta el Norte de Zorita.

Este plutón forma parte del conjunto plutónico de Zarza-Ruanes-Santa Cruz-Zorita, que aflora en la zona centro-meridional de la provincia de Cáceres. Dentro de la amplia superficie ocupada por este Macizo, pueden separarse varias unidades, que según A. CASTRO (1984) serían: Plutón de Zarza, Plutón de Santa Cruz, Plutón de Zorita, Plutón de Ruanes y el área de rocas calcoalcalinas situadas entre Valdemorales, Almoharín, Robledo-Villamesia (que formaría parte según este autor del Plutón de Aligares).

El Plutón de Zorita tiene forma subcircular, intruye claramente en los metasedimentos precámbricos, y presenta una zonación con granodiorita en la parte externa, monzogranito a granodiorita en la zona intermedia y un núcleo de migmatitas.

En el centro del cuerpo, esquina noroccidental de la Hoja, aparece una intrusión de granito fino, de dos micas (Granito de Santa Cruz), que proporciona los relieves más altos de la Hoja.

El metamorfismo de contacto es poco intenso, con una aureola reducida, y blastesis de bajo grado, dando lugar a la formación de moscovita.

El granito de Logrosán aflora principalmente en la Hoja de Valdecaballeros y en ésta sólo ocupa un centenar de metros cuadrados. Se trata de un plutón circunscrito elipsoidal de granito de dos micas intensamente greisenizado. En la Hoja de Zorita da lugar a una extensa aureola de metamorfismo de contacto.

La tercera unidad geológica la constituyen los sedimentos neógenos-cuaternarios que afloran a lo largo del límite Sur de la Hoja. Pertenece a la Cuenca Media del Guadiana. El macizo plutónico de Mérida divide en dos la cuenca principal, originando dos subcuencas de evolución paralela, aunque con características propias. Los sedimentos de esta Hoja pertenecen a la zona de Miajadas-Madrigalejo, que es la más septentrional de ellas.

Esta subcuenca tiene unas dimensiones de 70 x 15 km, elongada según la dirección ENE, que coincide sensiblemente con el cauce del río Gargáligas. Los rellenos de la cuenca son continentales, en su mayoría detríticos: arenas, conglomerados, limos y arcillas, sólo se han localizado finos horizontes carbonatados, formando paleosuelos de caliche intercalados entre los materiales fluviales o fluviolacustres terciarios.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales sedimentarios cartografiados en la Hoja de Zorita se pueden dividir en dos grandes conjuntos: materiales de edad precámbrica y cuenca Neógena-Cuaternaria.

Los materiales de edad precámbrica, atribuida por correlaciones regionales, se han subdividido en tres unidades cartográficas en función de sus características litológicas.

Exceptuando algunos sectores con intensa deformación, en donde el estudio estratigráfico resulta imposible, en el resto de la Hoja se han podido levantar series cuyas características se reflejan a continuación.

Los materiales terciarios y cuaternarios constituyen el límite septentrional de la subcuenca de Miajadas-Madrigalejo, y en esta Hoja sólo afloran los sedimentos más groseros de la Unidad Arcóstica.

2.1. PRECÁMBRICO

2.1.1. Introducción

LOTZE, F. (1956) fue el primer autor que propuso una subdivisión de las series aflorantes del Complejo Esquisto Grauváquico (CEG) en un conjunto inferior, al que denominó Capas de Valdelacasa, y otro superior con niveles conglomeráticos intercalados, que denominó Capas de Transición al Cámbrico. Esta división sigue aún siendo válida.

Los estudios posteriores pueden agruparse en tres etapas. En la primera, BOUYX (1965, 1967, 1970), TAMAIN (1972), CRESPO y TAMAIN (1971) y CRESPO y REY (1972), al estudiar los anticlinales situados al Sur de Valdelacasa, redefinieron los conjuntos de LOTZE.

Al conjunto inferior TAMAIN (*op. cit*) lo describió como Alcudiense Inferior, y su constitución como series rítmicas y monótonas de pizarras y grauvacas. Sobre éste, al conjunto superior lo denominó Alcudiense Superior y lo describió como alternancia de conglomerados, pizarras bandeadas y paquetes carbonatados.

BOUYX en el anticlinal del río Esteras y CRESPO y REY en el Valle de Alcudia, identifican una discordancia entre el Alcudiense Inferior y el Superior.

En la segunda etapa MORENO (1974, 1975 y 1977), SAN JOSÉ (1974), CAPOTE *et al.* (1977), establecieron las primeras subdivisiones, cambios de facies, etc., en las series de tránsito o Alcudiense Superior en el anticlinal de Valdelacasa y sectores próximos.

MORENO, F. (1975) estableció dos isocronas correspondientes a tramos de megaturbiditas u olistostromas, de espesor y composición litológica diversa pero con una continuidad a escala regional.

De estas isocronas, a la inferior la describió como el «Nivel de Fuentes» y estableció su equivalencia con el olistostroma del Membrillar de composición esencialmente carbonatada.

Este mismo autor, restó importancia a la discordancia descrita por Bouyx en el río Esteras, si bien la correlacionó con el «Nivel de Fuentes», en cuya localidad la discordancia cartográfica existente entre las series aflorantes por debajo y por encima de la mencionada isocrona, la interpretó como una discordancia intraformacional, propia de series depositadas en taludes ligados a escarpes de falla activos.

En una tercera y última etapa, diversos equipos de investigación de la Universidad Complutense de Madrid, de la Universidad de Salamanca, así como los equipos que realizaron la cartografía de las Hojas MAGNA o proyectos como la «Síntesis previa para la evaluación del potencial minero del CEG», han aportado numerosos datos en los trabajos presentados en el II Congreso Geológico de España (1988).

Entre estos trabajos cabe mencionar las publicaciones de SAN JOSÉ (1980, 1983 y 1984), ROIZ y VEGAS (1980), MONTESERÍN y NOZAL (1982 y 1983), ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1986), ORTEGA *et al.* (1988), PARDO y ROBLES (1988), NOZAL *et al.* (1988), ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988), PIEREN y HERRÁN ARAÚJO (1988), SAN JOSÉ *et al.* (1990), PARDO ALONSO y SANTAMARÍA (1992), DÍEZ BALDA (1980 y 1982), RODRÍGUEZ ALONSO (1982), ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA (1988) y NOZAL y ROBLES CASAS (1988).

A través de estos estudios llegan a definirse tres series o conjuntos principales con distintas denominaciones según los distintos autores (Tablas I y II), así como intentos de correlación entre diversos sectores de la Zona Centro Ibérica. ÁLVAREZ NAVA *et al.* 1988, (Tabla I).

La reciente definición de tres series o grupos separados entre sí por discordancias (Tablas I y II), SAN JOSÉ (1983), ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988), NOZAL *et al.* (1988), introdujo una nueva problemática, ya que dicha división no ha sido aceptada por otros autores. DÍEZ BALDA y VEGAS (1992), ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1983) y LORENZO ÁLVAREZ y SOLÉ (1988) sólo describen una discordancia en el anticlinorio de Abenojar, si bien en estudios posteriores de síntesis, ORTEGA *et al.* (1988) contemplan la existencia de los tres grupos mencionados.

Por último, GARCÍA HIDALGO (1995), describe dos «Series» en los materiales del Proterozoico del Anticlinal de Ibor, pero no observa discordancia entre ellas.

El área de investigación del proyecto, situada en su práctica totalidad dentro del Domo Extremeño, es el Grupo Domo Extremeño o Serie I el que ocupa la mayor parte de los afloramientos de los materiales preordovícicos.

Se caracteriza por su aparente monotonía y uniformidad litológica. En general son series siliciclasticas con alternancias de pizarras y areniscas, que intercalan paquetes, capas o lentejones de conglomerados.

Con una extensión de afloramiento mucho más reducida, se describen series adscritas al Grupo Ibor o Serie II, constituidas por conglomerados, areniscas, pelitas y paquetes, capas o lentejones de carbonatos.

No se ha constatado en el área de investigación la presencia de sedimentos pertenecientes al Grupo Valdelacasa o Serie III, lo cual parece confirmar en principio lo expuesto por diversos autores en las Tablas I y II.

Tabla I. Unidades litoestratigráficas y su distribución por estructuras

Unidades litoestratigráficas		Anticlinal de Valdelacasa	Anticlinal de Ibor	Anticlinal de Villarta-Navalpino
Grupo Valdelacasa	Fm. Calizas de los Navalucillos	Calizas de los Navalucillos		
	Fm. Areniscas del Azorejo	Areniscas del Azorejo		Ar. del Azorejo
	Fm. Limolitas del Pusa	Limolitas del Pusa		Limolitas del Pusa
	Nivel de Fuentes	N. de Fuentes		Brecha de Navalpino
Grupo Ibor	Fm. Detritico-carbonatada de Valdecañas	Calizas de Peraleda	U. Detritico-carbonatada de Valdecañas	Calizas de Villarta
	Fm. Limolitas de Castañar		Unidad de Surco	
Grupo Domo Extremeño	Fm. Limolitas del Cubilar	Limolitas del Cubilar	Limolitas del Cubilar	Areniscas del San Marcos
	Fm. Pizarras y Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza

Domo de las Hurdes	Área de Salamanca-Tamames	Domo Extremeño, La Serena, V. de Alcudia	Anticlinal de Abenajar-Tirteafuera
	Calizas de Tamames		
	Ar. de Tamames		
Serie Superior	Fm. Aldeatejada-Monterrubio		Serie Pelítica Superior
Serie Intermedia		Grupo de Ibor	Serie Detritico-carbonatada
		Grupo Domo Extremeño	Grupo Domo Extremeño
Serie Inferior			

Tabla II.

Lotze (1956)	Bouyx (1970)	Tamain (1970) Crespo y Tamain (1971)	San José <i>et al.</i> (1974) Moreno (1974-77) Capote <i>et al.</i> (1977)	San José (1983)	Álvarez Nava <i>et al.</i> (1988) Nozal <i>et al.</i> (1988)	Ortega y González Lodeiro (1983)
Calizas del Cámbrico Inferior	Calizas de Hinojosas	Calizas de Cabezarrubia	Calizas de Navalucillos Areniscas del Azorejo			
Pizarras siliceas	Serie conglomerática sup	Alcudiense superior	Pizarras del Pusa	Grupo Superior	Grupo Valdelacasa	Serie superior
Series de transición	Discordancia Anticlinorio Esteras		Isocrona 1 (nivel de Fuentes, Membrillar, Calizas de Ibor y Valdelacasa)	Discordancia Cadomiense Grupo intermedio Discordancia Oretánica	Discordancia Grupo Ibor Discordancia	Discordancia
Capas de Valdelacasa	Capas facies Alcudia	Alcudiense Inferior	Capas de Valdelacasa	Grupo inferior	Grupo Domo Extremeño	Serie inferior
Montes de Toledo	Alcudia-Abenajar	Alcudia-Abenajar	Montes de Toledo Occidentales	Montes de Toledo Extremadura	Extremadura-Montes de Toledo	Abenajar-Tierteafuera

2.1.2. Grupo Domo Extremeño. Serie I

En el área de investigación (Hojas n.^{os} 731, 732, 754, 755, 780, 806 y 807), han podido diferenciarse cartográficamente tres conjuntos litológicos con rango de formación.

La serie tipo aflora en la Hoja n.^o 755 (Navalvillar de Pela) en su sector suroccidental y en áreas contiguas de las Hojas n.^{os} 754 y 780.

Aunque en la bibliografía al uso sólo existen descripciones aproximativas y en las cartografías de las Hojas MAGNA colindantes, separación de tramos, miembros o conjuntos litológicos similares a los que se describirán, es en este proyecto donde se propondrá una serie tipo del GDE en el Domo del mismo nombre y la cartografía de las Formaciones que se describirán.

Dado que las características litológicas de las unidades diferenciadas no coinciden en muchos casos con las Formaciones definidas y aceptadas en la mayor parte de los afloramientos de este Grupo en la ZCI, se intentará respetar la denominación de «Pizarras y Areniscas de Estomiza» para las Formaciones inferiores, pero como se verá es inviable la acepción de «Limolitas del Cubilar» para las series superiores de este Grupo en el Domo Extremeño, al menos con carácter general.

2.1.2.1. Formación areniscas de estomiza (10). (*Rifeense superior-Véndico inferior*)

Se conserva esta denominación ya que la descripción formal de esta unidad litoestratigráfica coincide a grandes rasgos con las series aflorantes en el Domo Extremeño.

Como base del registro sedimentario en esta Hoja se tiene un conjunto constituido esencialmente por areniscas (grauvacas) y lutitas que intercalan capas, tramos o miembros de conglomerados.

Las facies y asociaciones de facies más representativas, son las siguientes:

Facies conglomeráticas (cg)

La característica esencial de las facies conglomeráticas de esta formación es que su espectro litológico tiene una constitución casi exclusiva de cantes intracuenca. Son las denominadas «facies desorganizadas» en la bibliografía del GDE o conglomerados intraformacionales de otras áreas.

Pueden distinguirse varios tipos dentro de estos depósitos conglomeráticos.

Texturalmente los más frecuentes son conglomerados matriz soportados con relación matriz-cantes variable. La matriz es pelítica o pelítico arenosa de color gris a verdosa. Los cantes son de subredondeados a subangulosos y con heterometría muy marcada.

Menos frecuentes son las capas de conglomerados, grano soportados. Se trata de capas de espesores decímetrnicos sin estructura o con grosera ordenación positiva y más raramente negativa. En esta facies, se observa un porcentaje mínimo en su espectro litológico de cantes de cuarzo y lidita.

La relación de ambas facies suele ser directa. Normalmente se encuentran asociadas encontrándose en el orden descrito de muro a techo.

Las variaciones texturales y de espesos de estas facies, tanto lateral como verticalmente, son muy fuertes. Aunque es reseñable que, localmente, tramos que por su espesor podrían adquirir categoría de miembros, mantienen continuidad kilométrica.

Los mejores ejemplos pueden observarse en el sector meridional del plutón de Logrosán, especialmente en los taludes de la línea férrea abandonada (NE de Zorita y NO de Valdecaballeros), en la ladera oriental de la Sierra de la Peña (N de Zorita) y en los alrededores del Vértice Lebañejo (Centro de Zorita).

Facies arenosas

Son las más ampliamente representadas y características de esta formación. Se presentan de múltiples formas, desde bancos masivos y de espesor métrico, hasta capas milimétricas compuestas por alternancia de areniscas y lutitas.

El tamaño de grano varía igualmente desde grano grueso-muy grueso con granos de tamaño grava, dispersos, a muy fino en tránsito a limo y fango. El predominio general es el tamaño de grano medio a fino.

Petrográficamente muestran una cierta uniformidad composicional de forma similar a lo que ocurre con el espectro de las facies conglomeráticas.

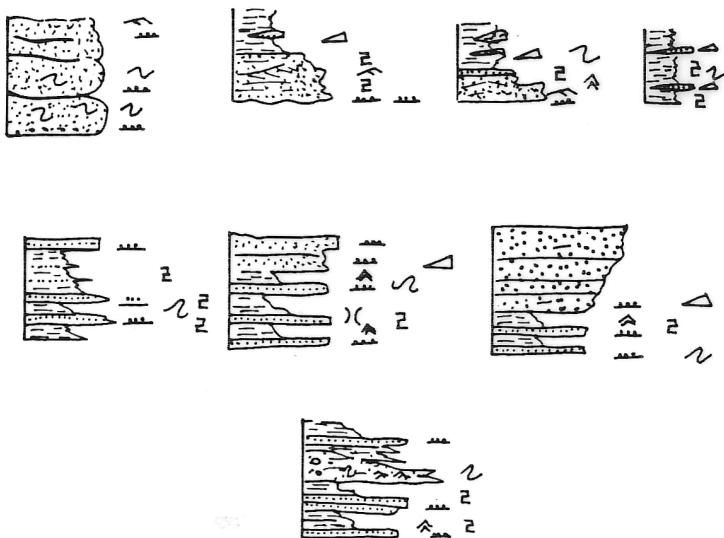
En general se trata de litarenitas de grano medio, redondeamiento moderado, matriz caolinítica y cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso. La fracción lítica muestra un porcentaje, normalmente mayoritario, de fragmentos de roca de procedencia volcánica (vidrio en diverso estado de recristalización y composición variable), por lo que se trataría en general de volcanoarenitas, bien es cierto que en el diagrama de SELLEY (1977) se encuadrarían en el límite con las subarcosas.

Atendiendo a las características geométricas y estructuración interna, pueden distinguirse una serie de facies y asociaciones de las cuales las más representativas se muestran en la Figura 2.1.

Facies de areniscas masivas (cgv)

Son bancos con geometría tabular, base plana a ligeramente erosiva, tamaño de grano medio a grueso y clastos dispersos de tamaño grava (cantos blandos aplastados, «mud chip» y cuarzo o feldespato). Son frecuentes las láminas discontinuas de pelitas, ligadas a cicatrices de amalgamación en estratos mayores. En algún caso se observa que estos cuerpos masivos son el relleno de canales de fondo casi plano.

FORMACION: ARENISCAS DE ESTOMIZA



FORMACION: ORELLANA



Figura 2.1. Facies y asociaciones de facies en las Formaciones del Precámbrico.

Facies de areniscas con estructuración interna

En este grupo de facies se incluyen los bancos de litarenitas con geometría tabular, contactos plano paralelos netos a techo y muro y gradación positiva, por lo general, aunque en algún caso es negativa o con el tamaño de grano mayor en el centro del banco. El tamaño de grano es medio a fino o grueso a medio, muestran laminación paralela u oblicua de muy bajo ángulo, en todo o parte del estrato. Las láminas de pelitas entre bancos son bastante continuas y es frecuente observar en las capas estructuradas eslump e intraclastos eslumpizados.

Una facies mucho menos frecuente dentro de este grupo son los bancos o capas de areniscas, con base plana, techos ondulados y estratificación cruzada en surco de media a gran escala.

Las facies descritas son asimilables a las facies B de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), subfacies B₁ y B₂.

Facies heterolíticas (Arenoso-lutíticas)

Son las facies más comunes, por su abundancia, en el contexto de esta formación y de alguna forma los que caracterizan su expresión litológica generalizada.

Su característica común, aparte de la composicional ya descrita (fracción arena-limo de tipo volcanoarenita en tránsito a subarcosas), es la existencia de una gradación visible desde tamaño arena media-gruesa, a veces con grava fina dispersa, hasta términos de pelitas o ampelitas, acompañado de una secuencia de estructuras sedimentarias en el interior del estrato. En este tipo de facies, la relación arena/lutita es variable con relaciones extremas medidas de tipo 50/1 a 1/50, siendo las más frecuentes las comprendidas en el intervalo 3/1 a 1/5. En general, el color de estas facies es gris, a veces oscuro, aunque tramos con proporción elevada de siliciclásticos muy finos suelen tener color verdoso.

Dentro de las facies con relación arena/lutita >1 se han observado capas de espesor variable (15 a 50 cm) y más raramente bancos, con base plana a débilmente erosiva, constituidos en su mayor parte por arena de grano medio a fino, gradada, con cantos blandos dispersos, a veces aplastados de tipo lentilla («mud chips») en la base y en tránsito gradual un intervalo pelítico arenoso con laminación paralela y de ripples que finaliza con una lámina de ampelitas gris oscuras.

Otra variante en este tipo de facies se observa cuando, en capas o bancos de estas características, el término de arenas gradadas tiene laminación paralela seguida de laminación cruzada de ripples de corriente en su parte superior, y sobre él un intervalo arenoso-pelítico como el descrito pero con un mayor espesor relativo.

Las facies con relación arena/pelita ≥ 1 son porcentualmente las más frecuentes en el contexto general de las series realizadas en el área de investigación.

En general, se trata de secuencias decimétricas de tipo T₂ (T_{b-e}) y T₃ (T_{c-e}) de BOUMA (1962).

Por último, en este grupo de facies, se tienen aquellas con relación arena/lutita <1 . Se trata en general de alternancias centimétricas a milimétricas de areniscas de grano fino a muy fino de color claro y lutitas de colores grises y verdes. En estas facies se han observado secuencias de tipo T_3 (T_{c-e}) y T_4 (T_{d-e}) de BOUMA. Las características más visibles de estas facies son la laminación paralela con colores alternantes que le confiere un aspecto listado, el microeslumpamiento muy visible en las secuencias T_3 y la presencia de abundantes sulfuros en los términos pelíticos.

Las facies arenoso-lutíticas con relación arena/lutita >1 en general son asimilables a las facies C (subfacies C_1 y C_2), las de relación ≥ 1 a las C_1 y D_2 y las de relación <1 a las D_2 y D_3 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975).

En la Figura 2.1. se sintetizan las principales facies y asociaciones de facies más frecuentes en esta formación con carácter general para todo el ámbito de la investigación.

Los ciclos «thinning-finishing upward», menos abundantes, se localizan en los tramos de techo de la Formación Estomiza. La mayoría de los conglomerados descritos se asocian a estos ciclos de facies.

Los ciclos «thickening-coarsening upward» son los más frecuentes, existiendo series donde se repiten durante cientos de metros. Se trataría de los ciclos compensación de MUTTI y SONNINO (1981).

Las direcciones de corriente medidas dan valores prioritarios E-O a NE-SO.

En resumen las facies, asociaciones y ciclos de facies descritos para el registro sedimentario de la Formación Estomiza, permiten proponer un modelo deposicional de abanico submarino de alta eficacia de transporte y una evolución desde zonas de llanura submarina e interlóbulo o franja de lóbulo a lóbulos deposicionales (ciclos de compensación) y tránsito a abanico canalizado o interno a techo de la Formación Estomiza.

La complejidad tectónica dificulta el poder establecer una potencia estimada fiable, aunque como mínimo se han medido sucesiones continuas de más de 1.500 m.

La cronología de la Formación Estomiza se establece por criterios regionales como Rifeense Superior-Véndico Inferior.

Dentro del área de investigación, las series donde se observan los mejores ejemplos de esta formación son los taludes del ferrocarril, las canteras de la Presa de Sierra Brava, los afloramientos al Sur de Abertura en la carretera comarcal a Campo Lugar y la serie de la dehesa de Maribel (Sierra de la Peña).

2.1.2.2. Formación Orellana (11). (Rifeense superior-Véndico inferior)

En aparente conformidad con los sedimentos anteriormente descritos, en el área de investigación aflora una serie cuyas características litológicas no concuerdan con las regionalmente

establecidas en la ZCI para la Formación Limolitas del Cubilar, por lo que se opta por definir la Formación Orellana como litotipo propio del Domo Extremeño, posiblemente sincrónica con las «Lmolitas del Cubilar» aflorantes en áreas más septentrionales y orientales como techo del Grupo Domo Extremeño.

La característica distintiva de estos materiales es la presencia sistemática de conglomerados matriz soportados, cuyos cantos tienen fuerte heterometría, buen redondeamiento y un espectro composicional sumamente variado, aunque en ningún caso dominado por los clastos intracuenca como ocurría en los de la «Formación Estomiza».

Facies de conglomerados (cgs)

Como se reseñaba anteriormente, los conglomerados matriz soportados (Pebbly mudstone) son la facies más característica de esta Formación.

Se presentan como cuerpos de espesores métricos a decamétricos con una matriz lutítico-arenosa, normalmente fangolitas de color gris oscuro a verde, en la que se observan una cantidad variable de cantos, con marcada heterometría en el conjunto de los cuerpos de mayor espesor y bastante homométrica en los cuerpos menores. El redondeamiento es bueno a muy bueno y el espectro litológico muy variado. Su composición está dominada por los cantos de cuarzo, pero de igual forma son abundantes las fracciones de cantos de liditas y rocas ígneas (ácidas y básicas). En menor proporción se encuentran los clastos de arenisca (intraclastos) y cantos blandos.

Los cuerpos de esta facies con espesores decamétricos, alcanzan extensiones laterales de orden kilométrico.

En menor proporción y normalmente asociados a la facies anterior, se observan conglomerados granoportados de espesor métrico y geometría lenticular con desarrollo lateral decamétrico. Su base es erosiva y presentan gradaciones positivas, negativas o con los cantos de mayor tamaño en el centro de la capa. A veces se amalgaman en cuerpos mayores con láminas discontinuas de lutita en las cicatrices erosivas. El espectro litológico de estos conglomerados es similar al de los «pebbly mudstone», aunque parecen tener una fracción cuantitativamente mayor de cuarzo-cuarcita.

Otra facies de conglomerados, muy característica de esta formación, es la constituida por un «pebbly mudstone» cuyos cantos son fragmentos de capas eslumpadas de la serie, mezclados, en proporción variable, con cantos de composición similar a los descritos en las facies precedentes. En algún caso son exclusivamente «pebbly mudstone» intraformacionales.

Las facies de pebbly mudstone (A₂ M&R, 1975) son depósitos de debris flows, en general muy ricos en pelita y los clastos soportados de formas lenticulares con los cantos a menudo imbricados, muestran evidencias de ser depósitos residuales de by-passing de corrientes. Los cuerpos mayores, con capas amalgamadas y un alto porcentaje de arena, con coarse-tail grading y desarrollo de intervalos con carpet-traccion en granulometrías variables, son depósitos de corrientes de alta densidad (A₁ M&R, 1975).

Facies arenosas y arenoso lutíticas

De manera general, dentro de la Formación Orellana, puede estimarse que las facies arenosas dominantes son las B_1 , B_2 , C_1 y D_1 de la Figura 2.1 descritas con anterioridad en paso lateral o englobadas en A_2 y A_1 mayoritarias en los tramos inferiores de la formación, en tanto que hacia techo las facies B_1 , B_2 y C_1 son sustituidas paulatinamente por facies D_1 , D_2 y D_3 , igualmente englobadas en las A_2 .

La alternancia de cuerpos de «pebbly mudstone» de espesor decamétrico y facies con espesores superiores a 15 m en facies D_2 - D_3 microbandeadas, es típica de los tramos medios y superiores de esta formación.

El espesor mínimo medido es superior a los 800 m. La compleja estructuración de la zona hace difícil precisar, de una parte, las relaciones geométricas intraformacionales de los grandes cuerpos de facies y de otra, la relación sedimentaria y cronológica de esta formación con la infrayacente.

El conjunto de facies de esta formación se interpretan como depósitos de un sistema de canal o canales situados en sectores apicales de un aparato turbidítico. No se conoce la anchura de este channel-levee, por los condicionantes estructurales anteriormente expuestos. Su anchura máxima se encontraría en una posición perpendicular a las direcciones de corriente prioritarias establecidas como NNE-SSO y su relleno se efectúa por los cuerpos menores canalizados a veces con criterios de by-passing (facies A_2). Estos canales se asocian con los debris flows (pebbly mudstone, facies caóticas, etc.).

El canal o canales principales construye sus levees por desbordamiento de las partes más diluidas de las corrientes (overbank), dando las facies D_2 y D_3 . Late-rálgicamente los depósitos de channel-levee se han observado como pasan a facies tabulares de abanico medio (facies B_1 , B_2 y C_1).

El análisis de la distribución y frecuencia de las facies descritas en la Formación Orellana, con un predominio de las «pebbly mudstone», sobre el resto de las facies consideradas como específicas del sistema de «cañón submarino», depósitos canalizados, cuerpos de conglomerados, clasto soportados con criterios de by-passing, cuerpos arenosos con morfología dunar, etc., todo ello en un entorno tectosedimentario, donde ya en los tramos superiores de la Formación Estomiza se originan cuerpos de tipo olistostrómico a favor de fracturas con salida de material volcánico básico (posibles fallas lístricas), podría inducir a explicar la Formación Orellana dada su extensión cartográfica y espesor, como el relleno de una depresión morfológica ocasionada en el borde de la plataforma por dicho sistema de fallas, cuya dirección podría ser NNO-SSE. A esta depresión llegarían de forma masiva las «pebbly mudstone», cuya procedencia tendría que establecerse en abanicos deltaicos, de procedencia Sur, cuya parte distal estaría representada por la Formación «Litolitas del Cubilar», junto a depósitos de canal y de corrientes diluidas (overbank) con dirección y sentido de aportes prioritarios NNE a NE.

Dado que por descripciones bibliográficas se sospecha que esta formación puede tener un ámbito cuencal, aunque con una posición muy determinada dentro del CEG, se considera que con los datos disponibles ambos modelos de depósito serían coherentes y la adopción de

uno u otro modelo vendría dada por la cartografía y sedimentología de esta nueva formación en ámbitos más extensos que el investigado en este proyecto.

El modelo deposicional que se propone para los sedimentos atribuidos al Rifeense Superior-Véndico Inferior (Formación Areniscas de Estomiza, Formación Orellana-Limolitas del Cubilar), sería un sistema turbidítico (MUTTI y NORMARK, 1987, 1991) en el que la Formación Estomiza correspondería al Tipo I, y la Formación Orellana-Limolitas del Cubilar al Tipo II de dicho sistema.

En su conjunto, se trataría de un registro sedimentario, encuadrado en una secuencia deposicional de Tipo I durante las fases de nivel del mar bajo, al que se le asigna una edad Rifeense Superior-Véndico Inferior en el contexto cuencal.

2.2. TERCIARIO

En discordancia sobre los materiales atribuidos al Proterozoico y Paleozoico en el área del proyecto afloran los sedimentos que rellenan la Cuenca Media del Guadiana, atribuidos al Terciario y al Cuaternario. El macizo cristalino de Mérida divide la cuenca principal en dos subcuenca de evolución sedimentaria paralela, aunque con características propias. La Subcuenca de Madrigalejo es la más septentrional de ellas.

Las unidades litoestratigráficas atribuidas al Terciario y diferenciadas cartográficamente son de muro a techo:

- a) Formación Madrigalejo.
- b) Formación Valdeazores (Abanico de las Villuercas).

Hay que destacar que los intentos realizados en el contexto del Terciario para la datación de estas formaciones, han resultado baldíos. Las muestras recogidas y estudiadas por el equipo de paleontología de la UCM no han proporcionado ningún resto identificable y por tanto la cronología que se propone es la normalmente aceptada en el ámbito regional.

2.2.1. Formación Madrigalejo

Es la que ocupa una mayor extensión cartográfica, aunque los buenos afloramientos son escasos y parciales. Este hecho se deriva de la naturaleza de los materiales de esta formación, la edafización superficial y la intensidad de las labores agrícolas asentadas sobre estos sedimentos. Por tanto, salvo en canteras aisladas y taludes de los grandes canales, donde se han levantado las series representativas y se ha realizado la toma de muestras, existen grandes extensiones en las que la pobreza de datos es significativa. En gran medida este hecho queda suplido por los trabajos realizados por EN ADARO, tanto los incluidos en el «Programa de Investigación de minerales radiactivos» (1977) como la «Investigación de arcillas en las Areas de Miajadas y Madrigalejo para la Junta de Extremadura» (1993), en los que se realizaron sondeos, calicatas y toma de muestras dentro del área de este proyecto y que aportan datos

sustanciales, especialmente el último, para la interpretación estratigráfica y composición lito-lógica de las distintas facies que se describen a continuación.

2.2.1.1. *Lutitas y limolitas de la formación Madrigalejo (12 y 13). Paleógeno-Neógeno inferior*

Los afloramientos en los que ha podido observarse el contacto de esta formación, en cualesquiera de sus litologías, con los materiales del Precámbrico o Paleozoico, el tramo basal está constituido por un conglomerado matriz soportado, de espesor variable (1 a 5 m) con cantos subángulosos o subredondeados, heterometría muy acusada y composición de cuarzo mayoritario y fracciones menores de grauwacas, cuarcitas, lítidas y rocas ígneas. La matriz es arenoso-lutítica y con débil cementación ferruginoso-silícea. Los caliches, en uno o varios horizontes de espesores centimétricos, se encuentran normalmente presentes acompañando el contacto erosivo. Este tramo basal no ha podido ser cartografiado dada su escasa potencia y su afloramiento discontinuo.

En este conglomerado es muy difícil observar estructuras internas. Su aspecto es masivo y sólo en un punto se ha observado una colada con cantos imbricados que marcan una dirección y sentido de aportes de NO a SE.

En paso gradual, aunque rápido, se encuentra la facies arcilloso-limosa o Arcillas de Madrigalejo s.str. Fundamentalmente está constituida por arcillas de colores variados y capas versicolores: verdes, grises, marrones, verderosas, etc. Son muy plásticas y suaves al tacto. La fracción limo-arenosa es muy escasa. En los afloramientos superficiales esta litología es la que normalmente se presenta.

En las series donde aflora un mayor espesor de esta formación, km 1 del Canal de Madrigalejo y km 68 del Canal de las Dehesillas, en la Hoja de Zorita (731), se observa que la monotonía litológica es sólo un hecho aparente. Estas series muestran que la Formación Arcillas de Madrigalejo se estructura en secuencias granodecrescentes de mayor a menor complejidad litológica.

En general son secuencias (Gm, Gt → Sp, Sr → Fl, Fsc) con espesores métricos, que tienen un término basal constituido por conglomerados con base erosiva y grano soportados, aunque con matriz abundante. Los cantos están de subredon-deados a redondeados, tienen heterometría marcada y un espectro que varía desde un dominio total de la fracción de procedencia precámbrica (grauwacas y pizarras), a contenidos similares de la fracción cuarzo-cuarcita con respecto a la anterior. La evolución composicional en estos cuerpos, en los términos des-critos, es mucho más acusada en sentido NO-SE que en el sentido NE-SO. La estructuración de estos cuerpos es variable, desde aspecto masivo donde sólo se observa una grosera granoclasicación a cuerpos con estratificación cruzada tabular, canales imbricados con estratificación cruzada en surco, cuerpos con morfología convexa, etc. Cuando el desarrollo lateral de estos cuerpos es del orden de centenares de metros a kilométricos han sido cartografiados (13).

En paso gradual, se tienen limos con arena de color amarillento con laminación paralela y de ripples, compactos, con cemento carbonatado, que hacia techo evolucionan a fangolitas grises

o verdosas, con linsen de limos amarillentos, para finalizar con tramos de lutitas grises o pardas, arenosas, ricas en materia orgánica, con restos vegetales, bioturbación y pisolitos ferromanganesíferos dispersos con tamaño hasta de 1 cm, que a veces, constituyen niveles centimétricos. Hay horizontes de encalichamiento intercalados en los términos superiores de la secuencia.

Aunque las observaciones parciales no permiten una mayor precisión, puede decirse que en la agraciación, el término inferior de estas secuencias disminuye de espesor o desaparece comenzando por los materiales limo-arenosos.

La potencia máxima de la Formación Madrigalejo se localiza en un sondeo situado a 1 km al Sur de dicha localidad, donde el muro precámbrico se cortó a 97 m. Hoja n.º 754 colindante al Sur de esta Hoja.

Los análisis realizados muestran que la composición promedio de las arcillas es: illita 51%, caolinita 13%, esmectita 9% y clorita 1%.

En escasas muestras se ha detectado la presencia de arcillas de tipo fibroso a nivel de indicio.

Entre la fracción no arcillosa el cuarzo es el más abundante con un 18%, seguido por el feldespato 5%.

La composición promedio de los limos amarillentos es cuarzo 50%, feldespatos 12%, ilita 18%, caolinita 11%, esmectita 6% y clorita 3%.

En el contexto general descrito para la Formación Madrigalejo, la distribución areal de facies, asociaciones y cinturones de facies, configura un sistema de depósito en el que, en el borde septentrional de la cuenca (sectores meridionales de las Hojas n.º 731 y 732) se tienen abanicos aluviales con transporte en masa de alta densidad (conglomerados matrizsoportados y monomicticos) aparentemente confinados morfológicamente por fracturas NNE (borde de la subcuenca) y las NNO. Serían por tanto sedimentos molásicos o tectofacies de borde activo descritos en cuencas similares. El cinturón de facies con secuencias granodecrescentes, aflorente al Sur del anterior, son depósitos de la red fluvial, por las características descritas de tipo braided, que se desarrolla frontal y lateralmente a los abanicos aluviales. Esta red braided parece bastante localizada en una franja subparalela al borde septentrional.

Las direcciones de corriente muestran que los flujos prioritarios se establecían en sentido NE-SO y NNE-SSO.

Por último, el cinturón de facies meridional, vértice SE de esta Hoja, sin apenas siliciclasticos gruesos y con abundancia de arcillas bioturbadas y niveles de pisolitos, representarían los depósitos de llanura de inundación más distal del sistema fluvial.

La inmadurez de los siliciclasticos con feldespatos no alterados, los encostramientos a distinto nivel en la serie, la abundancia de la fracción esmectítica en las arcillas (iluvación y neoformación), junto a las formas canalizadas ya descritas, abogan por una climatología con marcada estacionalidad, posiblemente un clima subtropical con una estación húmeda corta de fuerte pluviometría.

2.2.2. Formación Valdeazores. Mioceno inferior-Plioceno

En discordancia sobre el Precámbrico, la Formación Madrigalejo y el Glacis rojo, se tiene una formación con amplia representación cartográfica en la Hoja de Valdecaballeros (732) y mucho más escasa en esta Hoja.

En cartografía se han distinguido dos miembros: el Inferior con predominio de los siliciclárticos de grano fino y el Superior de conglomerados.

El color generalizado es pardoamarillento con tintes rojizos hacia la base y techo. Se corresponde con la serie ocre del Neógeno de MARTÍN SERRANO (1986).

2.2.2.1. *Limos, arenas, lutitas y gravas (14). Mioceno inferior-Plioceno*

Las series realizadas, muestran que este miembro está constituido por tramos decamétricos de limolitas arenosas y fangolitas limo-arenosas, de colores amarillentos a ocres, en los que se intercalan capas decimétricas a métricas de conglomerados.

En las facies de conglomerados se tienen desde los matriz soportados con cantes subangulosos de cuarcita y cuarzo, fuerte heterometría y matriz arcillosa, cuya moda se sitúa entre 3 a 4 cm y un centímetro de hasta 25 a 30 cm en el vértice Norte, a los granoportados con cantes subredondeados, homométricos con una moda en 1 a 2 cm y centímetro en 2 a 3 cm. En este caso, el espectro de esta facies es más variado encontrándose, desde casos en los que son casi exclusivamente cantes de pizarra alterados, hasta composiciones con fracciones variadas con cantes de cuarzo, cuarcita, lidita, pizarras, grauwacas, etc. En el caso de los conglomerados matriz soportados, los cuerpos masivos con base plana a débilmente erosiva, tienen continuidad lateral a veces kilométrica. En el caso de los conglomerados granoportados, los cuerpos muestran estratificación cruzada plana y en surco, base erosiva, canales imbricados, ribs de cantes y normalmente extensión lateral decamétrica a métrica.

Las facies heterolíticas de grano fino y medio son las más representativas en las series aflorantes en todo el borde meridional de este miembro.

Se trata de limolitas arenosas con aspecto masivo, bioturbadas, que hacia techo suelen pasar a fangolitas con laminación paralela y estratificación lenticular. Son escasas las capas de lutitas grises, plásticas, como techo de estos tramos.

Las arenas limo-arcillosas, a veces con grava dispersa, es la facies menos abundante y normalmente asociada a los conglomerados, bien a techo de estos cuerpos o como pasos lateral, por lo que su composición litológica es similar a la de los conglomerados.

Estas facies se asocian en secuencias grano-decrecientes de tipo Gm/Gt → Sm/Sh → Fl → Fsc en la franja meridional, en tanto que hacia el borde septen-trional estas secuencias evolucionan a Gms/Gm de espesores decamétricos.

En el sector centroseptentrional afloran una serie con escasos metros de espesor, constituida por arenas, limos y arcillas, de colores amarillentos rojizos que cartográficamente se ha asimilado a la Formación Valdeazores, por su constitución y posición morfológica. En esta serie se

ha observado un nivel decimétrico ferruginoso-carbonatado, posiblemente asimilable a restos del Glacis rojo que se encuentra regionalmente en la base de la serie ocre.

La articulación horizontal y vertical de las asociaciones de facies descritas se integra en un sistema de abanico aluvial, desde zonas apicales en el Norte a la llanura braided en la franja meridional, definida por facies de sheet-flood y de relleno de canales entrecruzados con deriva lateral bastante rápida.

2.2.2.2. *Conglomerados, gravas y arenas (15). Plioceno*

Sobre los materiales anteriormente descritos, se encuentran un litosoma consti-tuido casi exclusivamente por conglomerados grano soportados (Gm), redondeados, con cantos de cuarcita casi exclusivamente en su composición. La escasa matriz es arenosa (subarcosa o sublitarenita). Su aspecto es masivo, son muy escasos los puntos donde pueden observarse cicatrices erosivas. La heterometría no es muy marcada, la moda se establece en 10 a 12 cm y el centil en 18 a 20 cm. El espesor promedio aflorante se sitúa entre 8 a 15 m.

Junto con el miembro anteriormente descrito constituye un ciclo simple, grano y estrato creciente (coarsening-thickening upward).

El sistema de depósito de la Formación Valdeazores responde a un abanico aluvial, desarrollado a partir de la topografía inicial de la Formación Madrigalejo retrabajada en el período rojo intermedio, y como respuesta a los movimientos tectónicos y climáticos acrecidos durante el Mioceno Inferior.

El resultado es una abanico de procedencia Norte (Villuercas), con un ciclo evolutivo simple, cuyo incremento de los procesos proximales parece responder a una causa tectónica inicial sin movimientos ulteriores. Sin embargo, la presencia de facies de relleno de canal en conglomerados grano-soportados de constitución litarenítica (grauvacas y pizarras) muy alterados, son indicativos de posibles movimientos tectónicos en zonas apicales o bien períodos climáticos discretos con mayor disponibilidad hídrica o ambas causas. También es factible que hacia techo del miembro superior, el encajamiento superase el levantamiento, lo que explicaría la tendencia en este miembro a un aumento del tamaño de los cantos, un lavado de la matriz, y una mayor rubefacción, debido al cinturón activo con reelaboración de los materiales depositados previamente y de los procedentes de la zona apical originado por dicho encajamiento. Este modelo final, es el resultado del cambio de nivel de base con el que comienza el ciclo de los depósitos del Cuaternario.

2.3. CUATERNARIO

Las edades asignadas a los distintos depósitos del Cuaternario son estimadas, dado que no existen dataciones sobre los mismos. En esta estimación se ha establecido una cronología relativa basada en sus relaciones geomorfológicas, cotas relativas, etc.

Los coluviones (16) aparecen restringidos a las laderas de diversos «sierros» labrados sobre los diques de cuarzo que encajan en el granito de Zorita y que en su base aparecen enlazando con la superficie de erosión degradada S1. Por ello, la edad de estos depósitos puede alcanzar el Mioceno.

Los depósitos restantes, de este tipo, cubren diversas laderas regularizadas al pie de algunas mesetas con sedimentos terciarios (centro y ángulo SE de la hoja) o bien en las vallonadas excavadas en los relieves del borde Norte. En estos casos deben ser asignados al Cuaternario.

Todos ellos aparecen constituidos por cantos, bloques, arcillas y limos, con espesores inferiores a los 5 m.

Se ha asignado al Pleistoceno inferior la tercera generación de glacis (17) que, si bien en las Hojas colindantes de Valdecaballeros y Navalvillar de Pela presentan un notable desarrollo, en esta hoja quedan restringidos a pequeños recintos situados en el centro de la hoja.

Aparecen constituidos por gravas, arenas y arcillas, con colores rojizos y espesores inferiores a 2 m.

En relación con el Ayo. de Alcollarín, en su margen derecho, se ha podido identificar una cuarta generación de glacis (18) que se sitúan sobre las arcosas del Terciario (12) y a unos 25 m sobre el cauce actual, en el borde Sur de la hoja y a sólo 10 m sobre el mismo en las inmediaciones de Alcollarín. Sus características litológicas son idénticas a las de los anteriores, aunque con un espesor inferior.

Los glacis G₃ han sido considerados como Pleistoceno inferior y los más recientes como Pleistoceno medio-superior.

Al igual que en las hojas colindantes, ya mencionadas, se ha identificado un único nivel de terrazas (19), vinculado a los ríos Alcollarín y Ruecas (borde Sur de la hoja). En este caso aparecen a sólo 5 m sobre las llanuras de inundación actuales.

Aparecen constituidas por gravas en lentejones (paleocanales), arenas y arcillas con un espesor próximo a los 2 m. Su edad corresponde al Pleistoceno superior.

En distintos sectores y a cotas variables (vallonadas en el zócalo y zonas con pendientes variables y contiguas a los cauces actuales) se han identificado depósitos de origen aluvial-coluvial (20), constituidos por arcillas, limos y arenas con cantos dispersos y un espesor que puede alcanzar 4 m. Se les ha asignado una edad Pleistoceno superior-Holoceno.

Los glacis actuales (21) son recubrimientos de pequeño espesor, constituidos por limos con cantos que tapizan suaves laderas regularizadas en relación con los cauces actuales y que alcanzan gran extensión al Norte del río Ruecas.

Las llanuras de inundación (22), desarrolladas en relación con los ríos Alcollarín y Ruecas, aparecen constituidas por arcillas, limos y arenas con lentejones de gravas, con espesores que alcanzan los 5 m.

Los aluviones de fondo de valle y de lecho menor en llanuras de inundación (23) aparecen como depósitos de mayor energía: gravas, arenas, limos y arcillas, con espesor no visible, pero que podrán alcanzar 2 o 3 m.

Estos tres depósitos (21, 22 y 23), relacionados morfológicamente, han sido asignados al Holoceno.

3. TECTÓNICA

3.1. ENCUADRE REGIONAL

Esta Hoja se sitúa íntegramente dentro del Domo Extremeño, gran antiforme jalonado por las sierras de Cuarcita Armoricana correspondientes a las Sierras de las Villuercas, Castuera, Cañaveral, etc. En relación al segmento hercínico correspondiente a la Península Ibérica, el Domo Extremeño queda comprendido dentro de la Zona Centroibérica, en el sentido de JULIVERT *et al.* (1972), o bien en la subzona Lusooriental-Alcúdica, en el sentido de LOTZE (1945). Los materiales del sustrato de esta Hoja son exclusivamente de edad Precámbrico, intruidos por las rocas plutónicas hercínicas de Plutón de Zorita y el stock adamellites de Logrosán.

La configuración estructural de los materiales de la Hoja es el resultado de varias fases de deformación, principalmente compresivas, las más importantes de las cuales corresponden a la Orogenia Hercínica. Existen además evidencias de otras deformaciones anteriores, cuyos efectos fueron enmascarados con posterioridad, por lo que resultan difíciles de observar. De menor importancia son las deformaciones atribuibles a la Orogenia Alpina y que normalmente se ponen de manifiesto por estructuras de carácter frágil distensivo.

Toda la Hoja está estructurada por la esquistosidad de la primera fase hercínica, que lleva asociado un metamorfismo de muy bajo grado a bajo grado. Las fases hercínicas posteriores dan lugar a extensos sectores intensamente deformados.

Deformaciones prehercínicas

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. Por otro, las estructuras, a todas las escalas, presentes en cada uno de ellos y que son claramente anteriores a la deformación de 1.^a fase hercínica.

El primer aspecto ya ha sido analizado en el capítulo dedicado a la estratigrafía. A través de los trabajos de distintos autores se han llegado a establecer tres grupos: inferior, medio y superior, separados por dos discordancias y con edades Rifeense superior, Véndico superior y Cámbrico inferior respectivamente BRASIER, *et al.* (1979); LIÑÁN *et al.* (1984); LIÑÁN y PALACIOS (1987); SAN JOSÉ *et al.* (1990), entre otros.

No obstante, no existe acuerdo unánime en relación con la existencia de dos discordancias,

que de hecho sólo han sido situadas de forma continua a lo largo de un mismo corte en el Domo de las Hurdes ROBLES y ÁLVAREZ NAVA (1988).

ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988) realizan una síntesis y propuesta de correlación entre los principales anticlinorios de la Zona Centro Ibérica, estableciendo con ella los tres grupos mencionados (Tabla I).

En el ámbito de las Hojas del Proyecto se definen claramente dos discordancias. La más baja separa un conjunto inferior con un estilo estructural bien diferenciado en el que se identifican basculamientos y grandes pliegues, cuyas trazas axiales pueden ser situadas, de forma aproximada, mediante el control de las inmersiones de pliegues B_1 y lineaciones Lo-1, generados por la superposición de la primera fase hercínica de plegamiento. Los materiales del grupo superior presentan estilo tectónico similar a los paleozoicos. La otra discordancia se detecta en la base de los materiales del Ordovícico Inferior, con los que se inicia el ciclo paleozoico, y que se disponen en discordancia angular y erosiva, sobre los materiales precámbrios tanto del grupo inferior como superior.

En diversos trabajos anteriores y en especial en las distintas hojas geológicas (Plan MAGNA) ya realizadas, se ha venido planteando la problemática relativa a la asignación de dichos pliegues, bien al ciclo Cadomense o bien a la deformación anterior al Ordovícico. Esta última viene siendo designada como Fase Sárdica, aunque DÍEZ BALDA y VEGAS (1992), indican que la utilización de este término es errónea, dado que, donde fue definida por HAMMANN *et al.* (1982) corresponde a una edad Ordovícico medio-superior.

La asignación de los grandes pliegues anteordovícicos a esta última etapa de diastrofismo sólo es posible cuando aquellos afectan a los materiales del Cámbrico inferior, tal como ocurre en los Montes de Toledo occidentales MORENO (1977) o, según la bibliografía en Portugal OEN ING SOEN (1970); RIBEIRO (1974); CORREIRA (1994). En la primera localidad dichos pliegues aparecen con dirección NNO-SSE a N-S y fueron reapretados durante el plegamiento hercínico, presentando la misma geometría de los pliegues hercínicos, con flancos rectos y charnelas agudas. Sin embargo en Portugal los pliegues asignados a deformación «sárdica» presentan la geometría de pliegues en caja («box folds»), con dirección NE-SO y por tanto aproximadamente ortogonal a los pliegues de 1.^a fase hercínica, considerándose una etapa extensional para su origen.

No obstante, hay que tener en cuenta que en Portugal las facies vénidas y del Cámbrico inferior no han sido identificadas, (posiblemente hayan sido erosionadas previamente al depósito de la Cuarcita Armoricana) y los autores portugueses han venido considerando que el CEG debe alcanzar la edad Cámbrico superior. En cualquier caso no hay datos fehacientes de que el plegamiento mencionado sea «sárdico».

En el Domo de las Hurdes RODRÍGUEZ ALONSO (1985) también menciona la existencia de pliegues prehercénicos con dirección NE-SO.

En el Anticlinal de Alcudia PALERO (1993) describe una deformación intraprecámbrica descartando su posible asignación a la etapa «sárdica», dado que mediante el análisis de lineaciones de intersección este autor evidencia la existencia de una deformación anterior al Vénido,

dado que dichas lineaciones presentan inmersiones variables en el Grupo Inferior, situado bajo la discordancia y aparecen en posición subhorizontal en el Véndico situado sobre dicha discordancia.

De esta manera, en el conjunto del Macizo Hespérico, lo más general y característico es la presencia de un plegamiento intraprecámbrico (anterior al Véndico Superior) con una etapa erosiva y la formación de la discordancia más general y ya admitida por los distintos autores, que separa el Grupo Domo Extremeño del Grupo Ibor.

Posteriormente y antes del Ordovícico debió de producirse plegamiento y fracturación, de carácter extensional según algunos autores y posiblemente localizado en relación con determinados accidentes.

En relación con las meso y microestructuras existen diversas citas de pliegues métricos, previos a la esquistosidad principal de la primera fase hercínica RODAQUEROL (1980); LÓPEZ DÍAZ (1992); ÁLVAREZ NAVA y ROBLES CASAS (1988); PALERO (1993), etc. Estos autores describen incluso la existencia de una esquistosidad también visible al microscopio, anterior a la 1.^a esquistosidad hercínica.

El análisis de la serie paleozoica también ha permitido deducir la existencia de otros períodos con actividad tectónica de carácter distensivo. Tal es el caso de las vulcanitas emplazadas en las series Silúrico-Devónicas (especialmente en Almadén) y de la laguna del Devónico superior detectada en el sinclinal de la Sierra de S. Pedro o en el de Guadalméz y atribuida a la actuación de fallas lístricas que durante la deformación hercínica fueron reactivadas como cabalgamientos LÓPEZ DÍAZ (1991).

Deformación hercínica

En el conjunto de la ZCI son los grandes pliegues de 1.^a fase los que configuran su estructuración principal y como consecuencia la morfoestructura de su paisaje, al existir en las series paleozoicas numerosos tramos cuarcíticos resistentes a la erosión y en especial la Cuarcita Armoricana, la cual es considerada como el nivel de referencia en la definición de los grandes sinclinalios y anticlinalios.

La estructuración definitiva se alcanzó con las restantes fases de deformación dúctil y frágil-dúctil y la etapa de fracturación tardihercínica.

En el Área de Salamanca DÍEZ BALDA (1986); MARTÍN IZARD (1986), etc., en el Sistema Central GONZÁLEZ-LODEIRO (1980); MACAYA *et al.* (1991), así como en el conjunto de la ZCI. DÍEZ BALDA *et al.* (1990) se han definido hasta cuatro fases hercínicas. La primera da lugar a una fase de plegamiento sinesquistoso sin vergencia definida. La segunda ha sido interpretada recientemente DÍEZ BALDA *et al.* (1992) como una cizalla subhorizontal, con desplazamiento del bloque superior hacia el SE y sin que llegue a aflorar el bloque inferior. En opinión de estos autores dicho movimiento podría deberse a un colapso extensional de la cadena, dado que se produce un apretamiento de las isogradas metamórficas de carácter sustractivo.

Al Sur del Sistema Central esta fase sólo aparece de forma muy localizada: Sinclinal de Guadarranque MORENO (1977); GIL SERRANO *et al.* (1984); MONTESERÍN (1985) y NOZAL (1985) y en Los Yébenes VÁZQUEZ *et al.* (1992) apareciendo como una 2.^a esquistosidad de crenulación de la 1.^a fase, pero que en el Sinclinal de Guadarranque llega a producir bandas de cizallamiento y transposición de S_1 y S_0 . Dentro de la hoja objeto de esta memoria la 2.^a fase que se describe más adelante, también podría equivaler a este mismo episodio.

En el área de Salamanca la 3.^a fase aparece como un plegamiento a todas las escalas, con esquistosidad asociada y una dirección aproximadamente homoaxial con la primera. Hacia el Sur esta fase no ha sido identificada.

Por último, las estructuras de carácter dúctil-frágil, designadas en Salamanca como 4^a fase de deformación, con dirección de acortamiento E-O DÍEZ BALDA (*op. cit.*), deben corresponder a lo que, en el sector meridional de la ZCI, se ha designado como 2.^a fase PALERO (1991) y LÓPEZ DÍAZ (1992-1993), describiéndose como una etapa de cizallamiento frágil, con numerosas fallas transcurrentes senextras, con dirección NO-SE a E-O y diversas mineralizaciones asociadas.

En este Proyecto se ha caracterizado una 3.^a fase de dirección N160°E, que se manifiesta por una esquistosidad de crenulación generalizada que afecta a S_0 , S_1 y S_2 . Por último también se ha observado una etapa de fracturación frágil NE-SO con características de cizallas destras.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La Hoja de Zorita presenta una complejidad estructural superior a la de las hojas colindantes, debido a la superposición de tres fases sinesquistosas, a lo cual hay que añadir la escasez de niveles de referencia, que podrían haber servido para la identificación y cartografía de un mayor número de grandes estructuras.

Su ángulo noroccidental aparece ocupado por una parte importante del Plutón de Zorita. El sector meridional queda cubierto, en parte, por depósitos terciarios. En el resto de la hoja afloran las pizarras y grauvacas del Grupo Domo Extremeño con niveles conglomeráticos que permiten dibujar algunos grandes pliegues.

El desigual desarrollo y repartición geográfica de las tres fases mencionadas, así como la existencia de un plegamiento prehercínico ha dado lugar a una distribución heterogénea del tipo de deformación, permitiendo definir diversos dominios estructurales.

3.3. ETAPAS DE DEFORMACIÓN

En línea con los temas esbozados en los apartados anteriores de este capítulo, se describen a continuación los diferentes episodios de deformación registrados dentro de la Hoja de Zorita.

3.3.1. Deformaciones prehercínicas

Dado que en el área de estudio sólo existen materiales pertenecientes al Grupo Inferior -también designados como Alcudiense inferior o como Grupo Domo-Extremeño- sería posible discernir si la estructuración prehercínica que se describe a continuación es prevendiente o «sárdica», a no ser por que en la hoja colindante de Navalvillar de Pela una estructuración semejante sólo afecta a los materiales del mismo grupo inferior.

En el sector más occidental de la Hoja de Zorita se produjo un plegamiento prehercínico poco apretado, en el que las capas y pliegues presentan una dirección NE-SO a ENE-OSO.

El sector comprendido entre la carretera comarcal de Zorita a Miajadas al S y el Plutón de Zorita al N, presenta unas características tectónicas que lo definen como un dominio estructural diferenciado. Su rasgo más singular es la superposición de la primera fase hercínica sobre una estructura sinforme previa. La S_0 está litológicamente bien definida por bancos decimétricos en facies turbidíticas, cuyas estructuras sedimentarias marcan claramente un eje sinforme algo complejo. La S_1 corta con ángulos entre 25°-30° las estratificaciones, excepto en su terminación suroriental, Dehesa de las Mogeas, en donde da lugar a un amplio eje sinclinal. La linearidad de intersección Lo-1 tiene siempre buzamientos de 70°-80°, tanto al N como al S. Y son frecuentes los pliegues decamétricos con ejes B_1 subparalelos a la linearidad citada.

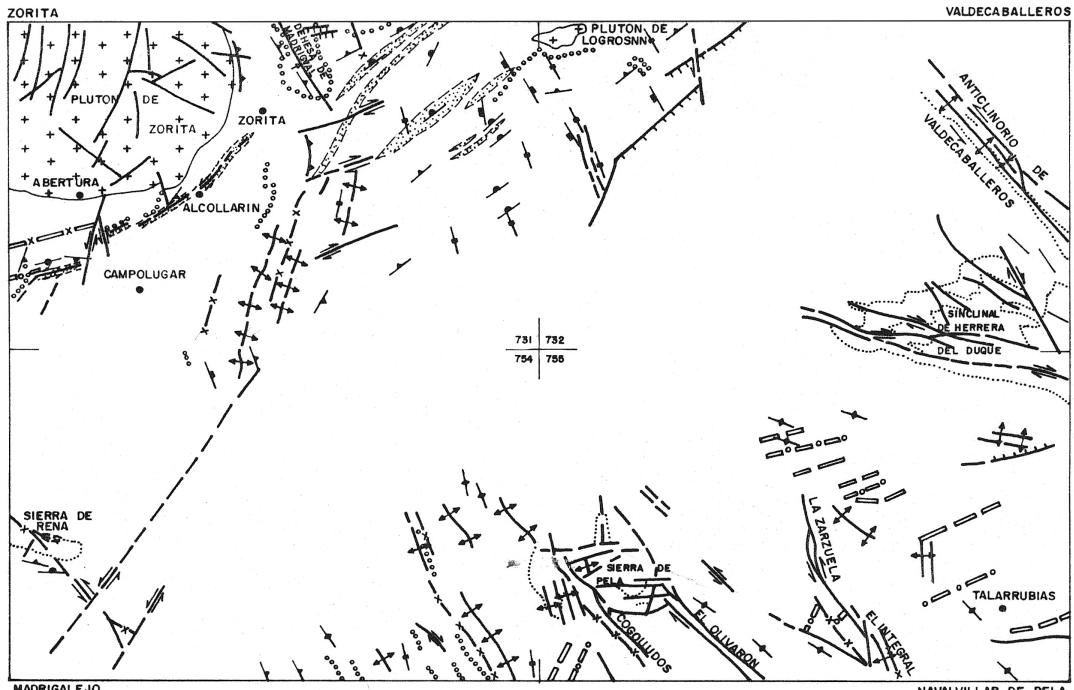
Gracias al control de la polaridad sedimentaria y de la inmersión de las lineaciones de intersección Lo-1, se han podido identificar en este sector dos sinclinales prehercínicos. El más meridional presenta una dirección NE-SO y el más septentrional y próximo al plutón de Zorita, ENE-OSO (Figura 3.1).

En este sector la esquistosidad hercínica S_1 , no muy desarrollada, aparece con direcciones NNE-SSO a N-S, lo cual implica un giro derecho en relación a su posición original. Dicha circunstancia se ha producido merced a la actuación de una de las cizallas frágil-dúctiles existentes dentro de la hoja y que cruza este sector.

Por ello la dirección de S_0 pudo ser algo más norteada antes de la actuación de esta cizalla.

En el resto de la Hoja, separado por la fractura de cizalla de Alcollarín, la evidencia de un plegamiento anterior a la orogenia hercínica es mucho menor. En el dominio central los escasos niveles guía (paquetes de conglomerados), muestran una estructuración con pliegues pertenecientes a la primera fase hercínica. Tampoco las estructuras menores evidencian la interferencia de un plegamiento anterior excepto al Norte de Lebañejo, en donde hay un nivel con una intersección *facing down*, cuya evolución lateral no se puede continuar. Sólo localmente las linearidades Lo-1 se presentan con fuertes buzamientos. Esto implica que originalmente la estratificación debería presentarse en un gran flanco monoclinal con muy poco buzamiento. En el dominio oriental, la intensa deformación causada por las fases hercínicas, 2.^a y 3.^a, provoca un aplastamiento previo, que da lugar a una disposición de S_0 y S_1 subparalela con frecuentes trasposiciones y micropliegues que aún obliteran más la disposición original de la Lo-1.

Como posibles mesoestructuras prehercínicas, no deformadas posteriormente, se ha localizado un haz de suaves pliegues, en las inmediaciones del cortijo de la Bodeguilla (sector centro-septentrional de la Hoja), con dirección N20°E, que aparecen atravesados por la esquistosidad S_1 (Figura 3.2). Dichos pliegues aparecen sobre el flanco meridional de un anticlinal de 1.^a fase.



- [Diagram: + + +] Rocas plutónicas
- [Diagram:] Niveles de conglomerados precambriicos
- [Diagram:] Niveles de cuarcitas paleozoicas
- [Diagram: - - - - -] Bandas de cizallamiento de 2^a fase hercínica
- [Diagram: - - - - - - - -] Grandes pliegues (sinfórmes y antifórmes) prehercínicos.
- [Diagram: - - - - - - - -] Pliegues de 1^a fase hercínica
- [Diagram: - - - - - - - -] Falla fragil-ductiles (cizallamientos de la 3^a fase hercínica)
- [Diagram: - - - - - - - -] Falla alpina con indicación de bloque hundido
- [Diagram: - - - - - - - -] Esquistosidades de 1^a, 2^a, y 3^a fases hercínicas

Figura 3.1. Esquema tectónico de las Hojas n.^{os} 731, 732, 754 y 755.

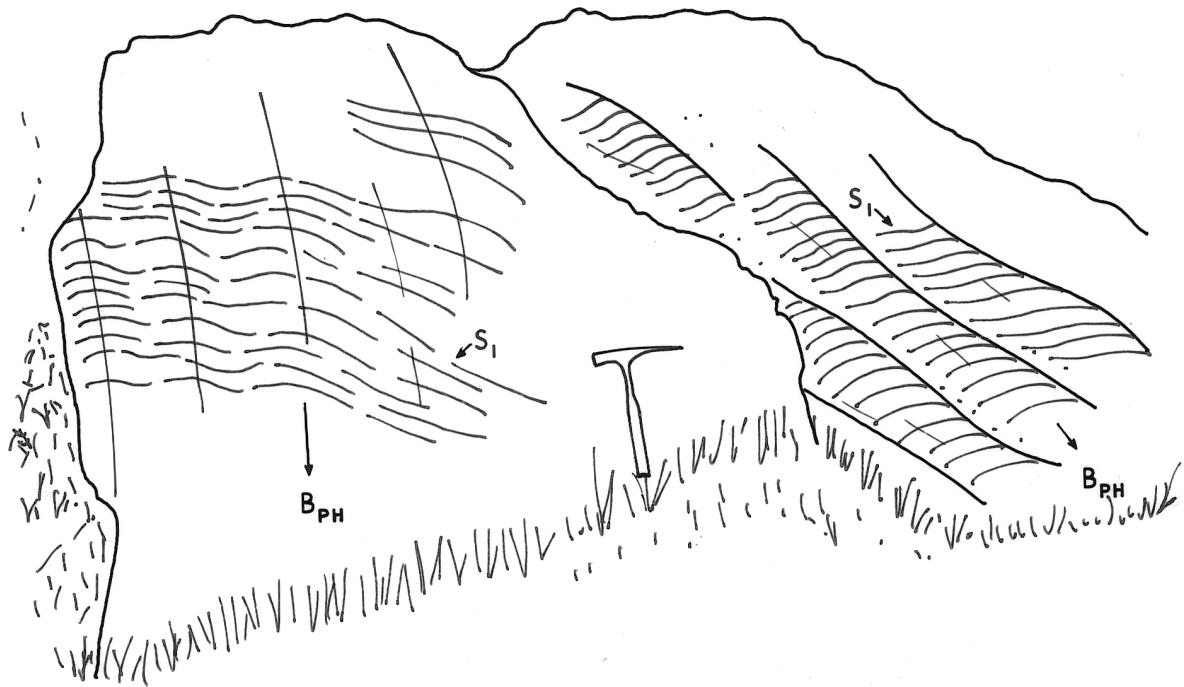


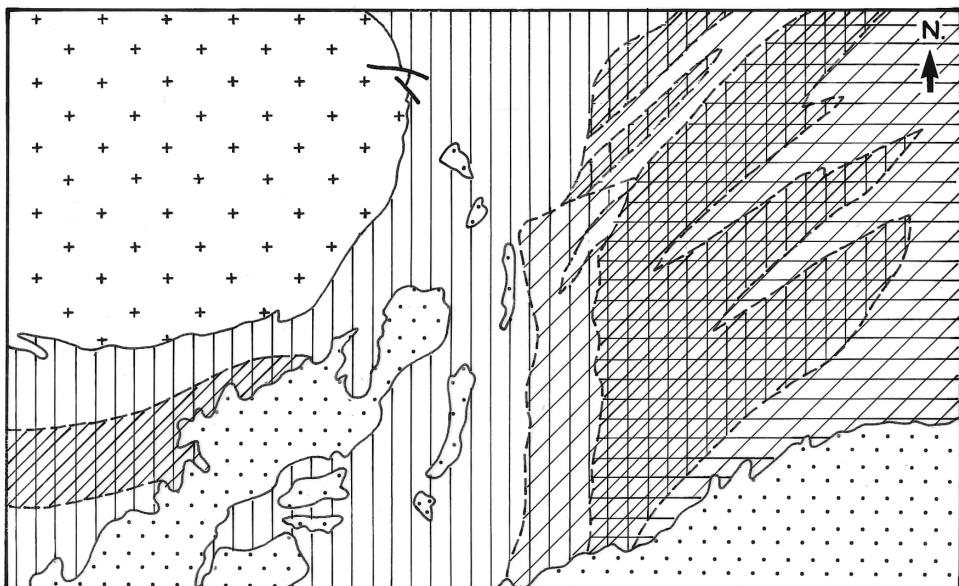
Figura 3.2. Charnelas prehercínicas suavemente onduladas en el flanco de un pliegue de 1.^a fase hercínica con S₁, según la dirección del mismo.

3.3.2. Deformación hercínica

La estructuración hercínica de esta área se ha producido con la actuación de tres fases principales de deformación seguidas de la etapa de fracturación tardihercínica. La desigual distribución espacial de dichas fases, ha dado lugar a los distintos dominios estructurales representados en la Figura 3.3.

Primera Fase

Ha dado lugar a plegamiento a todas las escalas con esquistosidad asociada de plano axial.



ESCALA 1: 200.000

- [. . .] Depositos terciarios y cuaternarios
- [+ +] Plutón de Zorita
- [|||] Areas con desarrollo exclusivo de micro y mesoestructuras de 1º fase (S_1 y B_1)
- [//\] Areas con superposición de estructuras de 2º fase sobre la 1º
- [\//\] Areas con cizallamiento importante de 2º fase (parallelismo de S_0 S_1 y S_2)
- [—] Areas de aparición de microestructuras de 3º fase (S_3 y B_3)

Figura 3.3. Dominios estructurales. Hoja de Zorita (731).

Puede identificarse con facilidad en los dos tercios occidentales de la Hoja, en tanto que en el resto es menos evidente, ya que coincide con el desarrollo importante de la deformación de 2.^a fase.

Las estructuras relacionadas con esta fase son las más evidentes en toda la Hoja, y da lugar a pliegues a todas las escalas y a la esquistosidad principal en toda la Hoja. Los pliegues mayores se observan en la zona centro meridional y en el sinclinal de la Dehesa de Maribel. La dirección es N-S a N15°E, y la esquistosidad de plano axial es subvertical. En el sinclinal de la Dehesa de Maribel se produce una aparente vergencia hacia el Oeste, causada por la superposición de las fases posteriores ya que junto a la S_0 también el buzamiento de la S_1 varía en el mismo sentido.

En el dominio oriental la S_1 es un «slaty cleavage» muy penetrativo, y sólo observable con lupa, sobre el que producen crenulación la S_2 y S_3 .

Los pliegues a escala mesoscópica son los más abundantes. Su estilo varía en función de la litología que afectan, cuando son capas turbidíticas de cierto espesor el plegamiento es concéntrico, con deslizamiento de capa sobre capa, cuya amplitud y longitud de onda está condicionada por el espesor de las mismas; pliegues de clase B y 1 C de RAMSAY.

Cuando las alternancias son más finas, incluso centimétricas, persiste el plegamiento concéntrico inicial, aunque predomina el aplastamiento, con tendencia al plegamiento similar, clase 1C a 2 de RAMSAY.

La esquistosidad de plano axial originalmente era vertical, aunque actualmente buza en ambos sentidos debido a las fases posteriores. El buzamiento de los ejes de los pliegues varía, llegando a parecer disímiles con cabeceos en varios sentidos, frecuentemente verticalizados debido a la fase previa (prehercínica).

En el sector central es donde aparece con mayor desarrollo existiendo numerosos pliegues con longitud de onda hectométrica a kilométrica. En los casos en los que han podido observarse algunas charnelas (margen derecha del Ayo. Pizarroso) dichos pliegues presentan charnelas agudas y flancos rectos, con un apretamiento variable, pero que siempre da lugar a un ángulo entre flancos inferior a los 70°.

La esquistosidad presenta un desarrollo variable que va desde un «rough cleavage» (esquistosidad grosera) en los niveles más competentes, a un «slaty cleavage» en los tramos pelíticos: produciéndose refracciones entre unos y otros.

Las trazas de la S_1 , junto con las trazas axiales de los pliegues B_1 , dibujan dentro del dominio central de la Hoja y de Norte a Sur una Z en la que los extremos corresponden a la posición original de dichas estructuras (NNO-SSE a NO-SE). El extremo meridional de dicha figura se prolonga en la Hoja de Madrigalejo (754).

En la rama central, que une las anteriores estructuras, S_1 y B_1 , presentan una dirección que oscila en N20° y 40°E.

Dicha distribución implica una rotación derecha respecto a la dirección original producida por la tercera fase de deformación hercínica, tal como se describe más adelante.

El buzamiento de la esquistosidad aparece casi siempre dirigido hacia el Este, con un ángulo que oscila entre 60° y 80°, tanto en todo el recorrido del gran pliegue en Z ya mencionado, como en el sector más occidental. Ello implica una débil vergencia al Oeste.

Segunda Fase

Esta fase no ha sido descrita hasta la fecha en ninguno de los trabajos anteriores, en los cuales se ha venido considerando como segunda fase la etapa de cizallas subverticales y pliegues que doblan los de la primera fase.

En este trabajo dichas deformaciones pasan a ser consideradas como de 3.^a fase por ser posteriores a lo que se describe a continuación.

La 2.^a fase se desarrolla ampliamente en el dominio oriental de la Hoja y en menor medida en la banda de Alcollarín al Sur del Plutón de Zorita (Figura 3.3).

En el tercio nororiental de la Hoja, se observa una zona central de deformación que aflora en torno a la Dehesa de las Villalbas y evoluciona hacia el NE disminuyendo de intensidad y acabando en Arroyo Grande en varias bandas de cizalla de dirección N60°E. Con límites imprecisos, hay una estructuración progresiva hacia el centro con carácter dúctil, en donde predomina un intenso replegamiento, con pliegues desde microscópicos a escala plurimétrica, en los que se pliega $S_0 + S_1$ y además las vetas de cuarzo de exhudación posteriores a la primera fase hercínica. Siempre con una esquistosidad de plano axial de crenulación de dirección N60°-70°E, buzando 60°-70° al N. Los ejes varían enormemente dependiendo de la disposición previa de las capas, llegando a parecer disarmónicos como se observa en el arroyo Pizarroso, en su cruce con la carretera local de Zorita a la comarcal de Logrosán.

En este entorno, las bandas menos deformadas presentan a escala cartográfica pliegues hectométricos que afectan a S_0 y S_1 y a las trazas axiales de los pliegues de la 1.^a fase.

Dichos pliegues mayores y los numerosos mesopliegues visibles a escala de afloramiento (Figura 3.4), presentan una geometría en Z, en la que la rama central tiene una dirección próxima a la dirección original y propia de la 1.^a fase (NNO-SSE) en ella. La S_2 (N40° a 70°E/50° a 70°N) resulta ser aproximadamente ortogonal a $S_0 + S_1$ apareciendo como plano axial de micropliegues y crenulaciones en los niveles pelíticos donde S_1 es más penetrativa.

Las ramas de los extremos 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 senestra (Figuras 3.5 y 3.6). Cuando las capas aparecen en posición oblicua a la dirección de S_0 (Figura 3.7), el mismo cizallamiento puede producir pliegues asimétricos indicadores del mismo 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

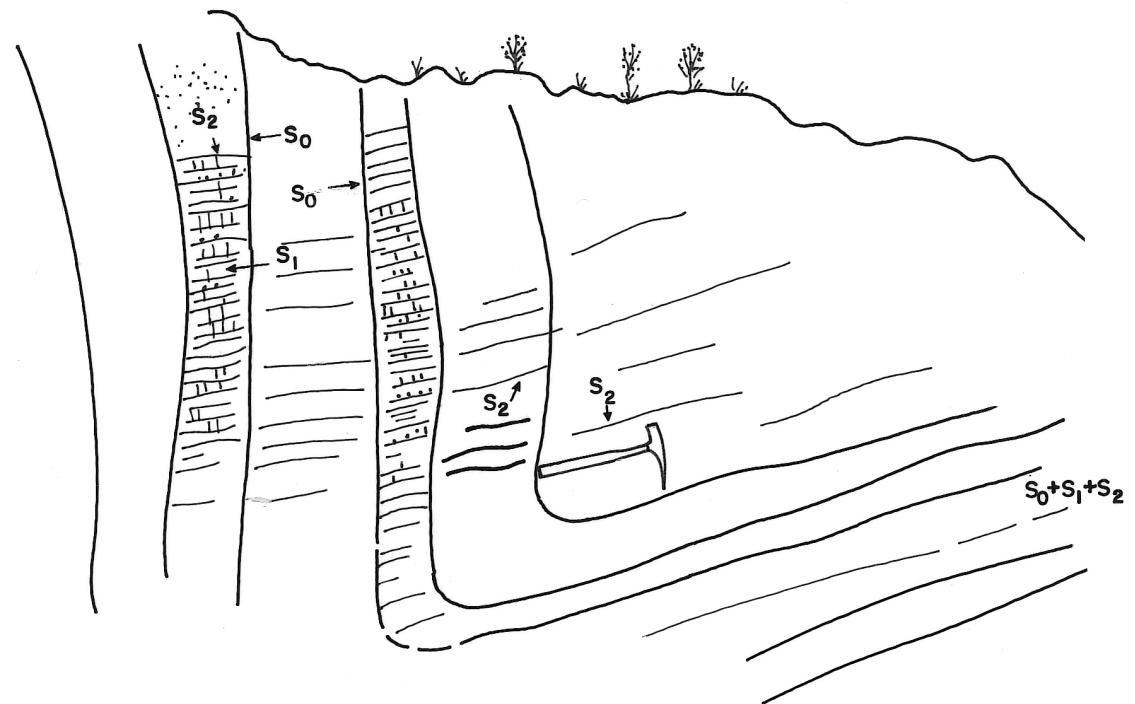


Figura 3.4.

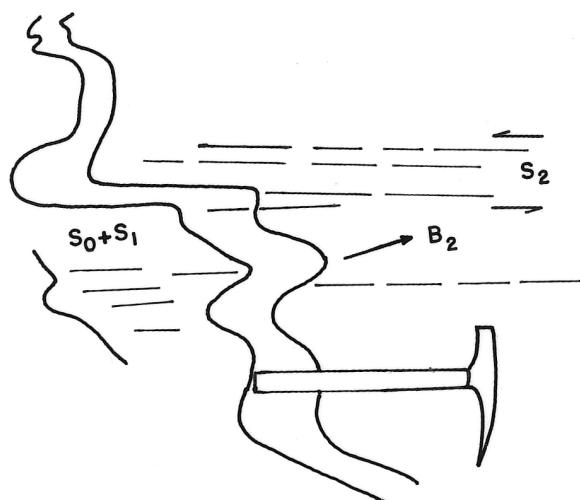
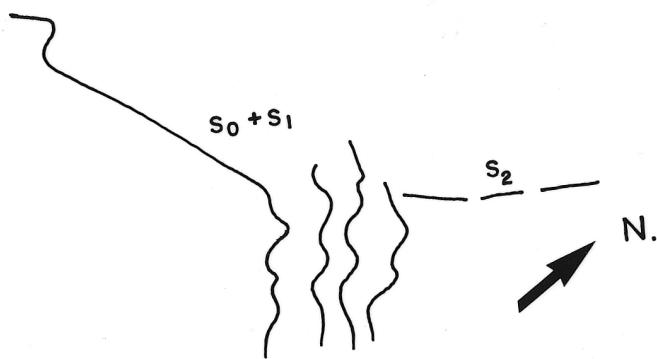


Figura 3.5.

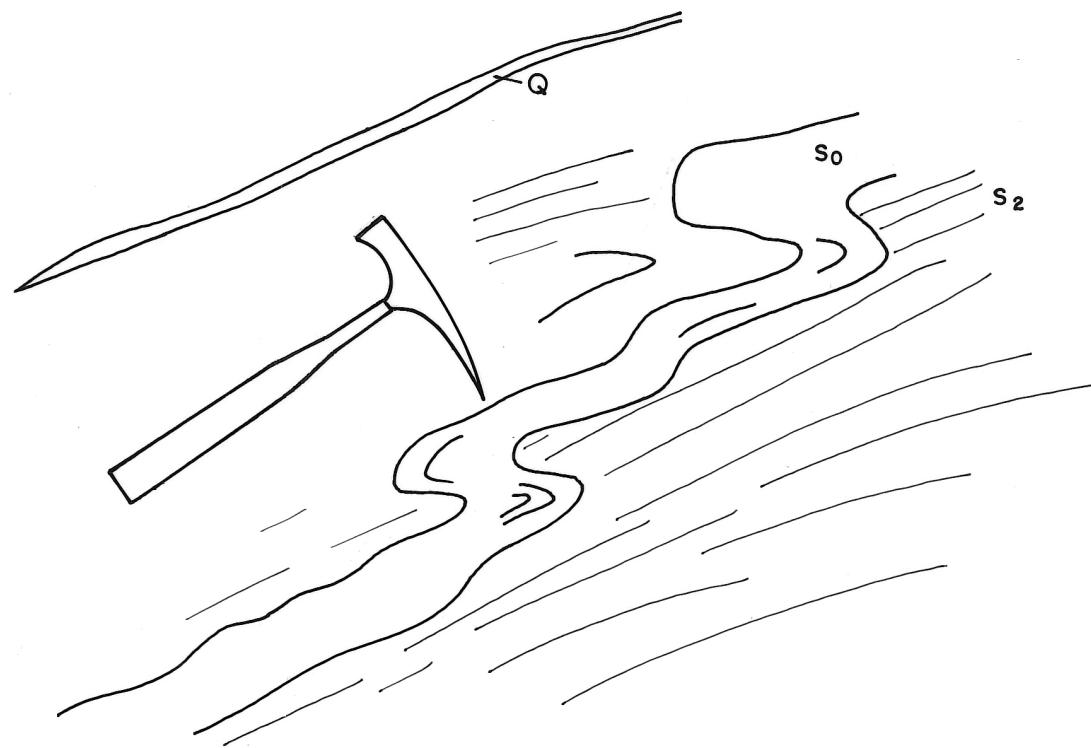


Figura 3.6.



Figura 3.7.

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. También evoluciona desde la zona central de las bandas en donde la esquistosidad viene marcada por los planos axiales de los micropliegues de geometría concéntrica, hacia los bordes, en donde la esquistosidad es de plano axial de micropliegues 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 componente de movimiento direccional senestra.

Dentro del dominio oriental en el que se produce esta deformación, 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 (Figura 3.1).

Hacia el Este y adentrándose en la Hoja contigua 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 (Figura 3.3).

Debido a todo lo anterior la esquistosidad S_2 presenta un desarrollo muy variable. En las bandas o dominios en los que aparece oblicua o casi ortogonal a la esquistosidad anterior S_1 , y a la S_0 , puede presentarse como una esquistosidad espaciada y grosera, en los niveles más competentes (Figura 3.8). A medida que su desarrollo es más importante aparece como una esquistosidad de crenulación sobre S_1 , o incluso como un bandeadío 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 da lugar a una orientación general de todos los filosilicatos. En algunos casos (parajes correspondientes a las Dehesas del Agujón y del Hortigal) se ha producido una foliación milonítica, entre cuyos planos se detectan amígdalas con pliegues previos B_2 , 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 evolucionado, 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 sólo ha podido ser identificada en un punto situado en el paraje de la Dehesilla de Risel, en el límite de las Hojas de Zorita y Valdecaballeros, donde algunos clastos, de un tramo de conglomerados, aparecen con colas de presión asimétricas marcando un sentido de movimiento cabalgante hacia el SSE.

El bajo grado de metamorfismo ha impedido el desarrollo de fábricas plano-lineales que habrían permitido deducir la dirección del transporte tectónico y sus posibles variaciones entre unos sectores y otros.

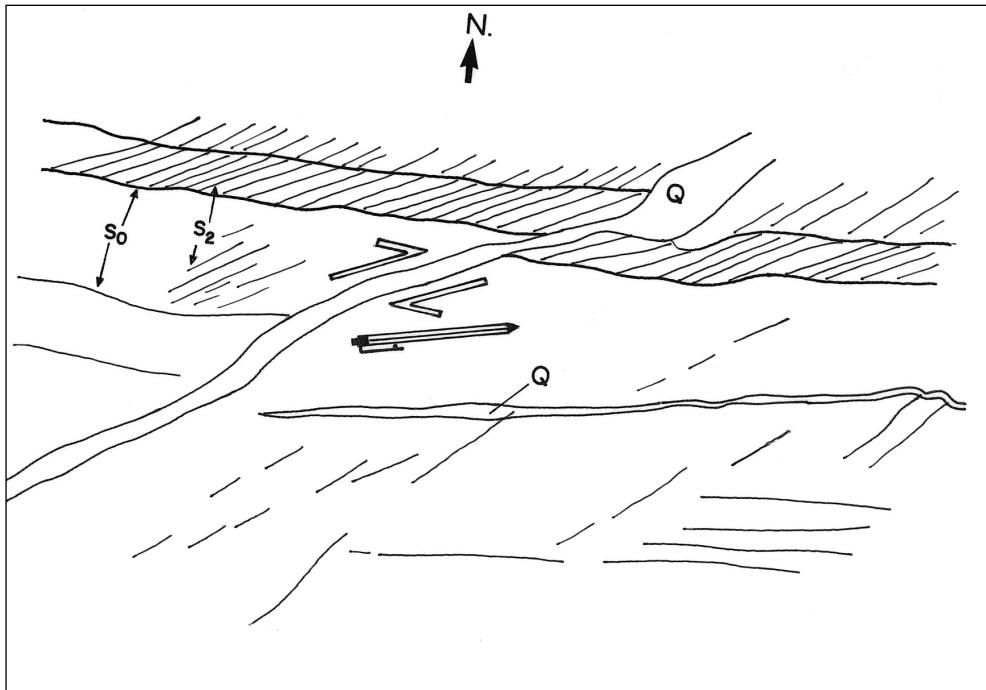


Figura 3.8.

Hay que precisar que en todo el sector centroseptentrional y localizados en las Dehesas de Majadacaliente y Corralalto, los materiales tienen un grado de cristalización y silicificación mayor, causado en parte por la deformación y posiblemente por la existencia de cúpulas gráníticas no aflorantes profundas, ya que se han detectado anomalías de As y W importantes.

La otra zona de intensa deformación atribuida a la 2.^a fase hercínica es la cizalla de Alcollarín (Figura 3.1).

Se trata de una banda de dirección N60°E. 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.

Al Sur de Cuatro Caminos la S_2 aparece como una esquistosidad de crenulación que sólo es penetrativa en los niveles pelíticos, en tanto que en los niveles arenosos perdura la esquistosi-

dad anterior (S_1) con dirección ortogonal. Entre ambas configuran una geometría muy característica («en espiga») (Figura 3.9), que se puede explicar por el tipo de litología con capas alternantes de areniscas y lutitas de orden centí a decimétrico, la interfase entre las capas funciona como superficies «C» ($N60^{\circ}$ - 70° E vertical) de máxima deformación y deslizamiento, produciendo un «tectonic banding» en los que aparecen la superficies «Sc» ($N100^{\circ}$ E subvertical) de crenulación en las bandas en las que la S_1 se queda ortogonal respecto al movimiento de cizalla senestro.

Tercera Fase

Puede ser identificada en todo el tercio oriental de la Hoja (Figura 3.3) como una esquistosidad de crenulación (S_3) desarrollada sobre S_2 , con una dirección N-S a $N150^{\circ}$ E (subvertical o con débil vergencia al Oeste), por tanto aproximadamente perpendicular a los planos de $S_0+S_1+S_2$ descritos en el apartado anterior.

Esta esquistosidad también es plano axial de micro y mesopiegues centimétricos que doblan los planos de S_0 , S_1 y S_2 . Se presenta siempre con una geometría característica. Se trata de una esquistosidad de crenulación espaciada y penetrativa con planos bien definidos asociados

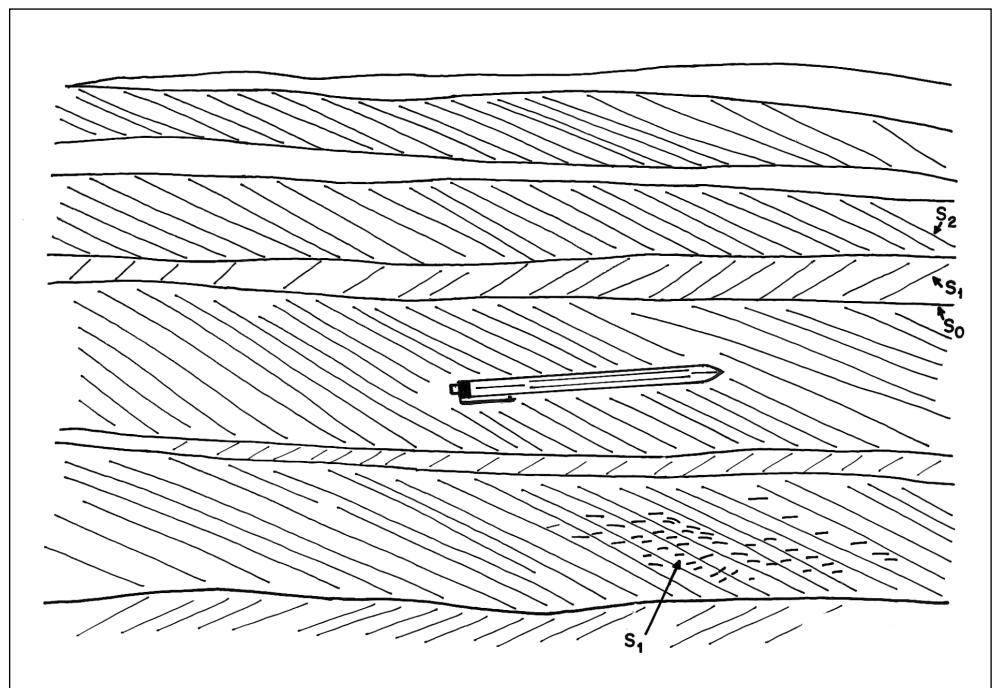


Figura 3.9.

al plano axial de micropliegues tipo kink-bands. En aquellos afloramientos en que es penetrativa, provoca una laminación intensa de la roca. En relación con esta esquistosidad no se han podido definir macroestructuras, aunque muy posiblemente la localización de la deformación de segunda fase en el sector oriental de la Hoja, con un límite occidental bastante neto y con dirección N-S, pueda ser debida a la existencia de un gran antiforme de tercera fase que habría provocado el afloramiento y posiblemente la verticalización de la esquistosidad y bandas de cizallamiento de 2.^a fase. Una situación similar fue identificada en los Montes de Toledo (Hoja de los Yébenes, VÁZQUEZ *et al.* (1992) donde la segunda fase hercínica con esquistosidad subhorizontal configura un gran antiforme de 3.^a cuyo eje se sitúa en dirección N-S.

El Plutón de Zorita muestra diversos cuerpos migmatíticos, así como enclaves restíticos alargados orientados todos ellos con dirección N-S. Cabe pensar que dicha orientación sea debida al sincinematismo de los últimos estadios de consolidación de este plutón en relación con esta fase, para la cual la dirección de acortamiento máximo se sitúa en dirección próxima a la E-O.

La aureola de metamorfismo de contacto del stock adamellítico de Logrosán, presenta en planta una geometría sigmoidal, con el vértice meridional, que se extiende hacia el SO en esta Hoja y el vértice septentrional que se alarga hacia el NE en la Hoja de Logrosán, esta disposición sugiere que el cuerpo es tardisincinemático con la 3.^a fase y podría intruir en un escalón extensional compatible con una cizalla N-S senestra. Esta tesis se confirma con los estudios de lámina delgada donde se observa que la blastesis del metamorfismo térmico es sincinemática con la S₃.

En la Figura 3.1, se han representado diversas fallas frágil-dúctiles con componente de movimiento horizontal dextro y por tanto compatibles con la dirección de acortamiento de esta fase.

En el sector central del área de estudio, medio kilómetro al Este del Cortijo de la Carrascosa, a lo largo de unos 3 km, se ha podido seguir la traza de una de estas estructuras, que en este lugar aparece con dirección bastante norteada (N30°E) y una amplia banda (superior a los 10 m) con cataclasis intensa, subparalela a la foliación de 2.^a fase. No se han podido obtener criterios sobre el sentido de movimiento relativo.

En las inmediaciones de la Charca de Corralalto (4 km al Este de Zorita) se ha podido comprobar una rotación derecha de S₃ —al situarse según la dirección N25°E— en las inmediaciones de una de estas fallas. Ello hace pensar que dichas fracturas, aunque compatibles con el campo regional de esfuerzos de la tercera fase, pueden ser tardías en relación a la misma, representando la respuesta frágil-dúctil a la misma dirección de acortamiento.

Quizá el rasgo estructural más destacable de esta Hoja corresponda a los dos grandes pliegues de eje vertical, dibujados por las trazas de S₁ y S₀, así como por las trazas axiales de los pliegues de primera fase. Ambos pliegues configuran una forma en Z, ya descrita más arriba, la cual atraviesa toda la Hoja de Norte a Sur. En ella los dos extremos corresponden a la posición original de las estructuras de primera fase (NO-SE), en tanto que su rama central habría rotado en sentido horario (dextro) hasta adquirir una dirección NNE-SSO.

Al ser compatible dicho movimiento con el de las cizallas descritas como tardí-tercera fase, la gran estructura mencionada debe estar relacionada con dicha etapa de cizallamiento.

La familia de grandes cizallas senestras, con dirección N-S, bien representadas en las Hojas de Valdecaballeros y Navalvillar de Pela y consideradas en bibliografía como deformaciones de 2.^a fase, según las conclusiones de esta investigación dada su geometría y características cíne-máticas habría que incluirlas en la 3.^a fase de esta área.

Aunque en esta Hoja estas fallas no han sido identificadas sobre el terreno, sí se han podido detectar numerosos giros hacia una posición más norteada, de los planos S_0+S_2 . Asimismo, la figura sigmoidal ya mencionada, de la aureola metamórfica del Plutón de Logrosán, puede haber derivado de un cizallamiento simple senestro en relación con planos de movimiento equivalentes.

En suma, esta fase viene definida por una deformación dúctil con micro y mesopliegues y esquistosidad de crenulación S_3 (N-S) sobre S_2 , así como por dos familias de fallas frágil-dúcti-les: N50° a 70°E dextras y NNO-SSE senestras.

Análisis estadístico de las estructuras planares

En lo que sigue se realiza un análisis estadístico global de la posición de S_0 , S_1 , S_2 y S_3 en los distintos sectores de la Hoja, poniéndose de manifiesto diversas interferencias, dispersiones, etc. como resultado de la superposición de las distintas fases.

En la Figura 3.10, se ha realizado una compartimentación de la zona de estudio en tres domi-nios, basados no sólo en la distribución y desarrollo de las tres fases principales de deforma-ción, sino también en la dirección de las macro y microestructuras.

Analizando la posición de dichas micro estructuras (S_1 , S_2 y S_3), así como la de los planos S_0 , se han construido los diagramas de densidad de polos en los diferentes dominios.

En relación con la posición de S_0 , en el dominio A los polos de los planos se concentran, según sendos segmentos de círculos máximos, en el borde del diagrama y en los cuadrantes opuestos: NO y SE. Dicha disposición puede ser explicada por la existencia de pliegues pre-hercínicos con dirección oblicua a las esquistosidades posteriores.

Si se observa la posición de S_1 en este mismo dominio, ésta muestra una dirección dominante NNE-SSO y una débil vergencia al NO. Dado que la dirección regional de la 1.^a fase es NNO-SSE, hay que pensar en una rotación derecha, por cizallamiento simple de 3.^a fase. La misma circunstancia ha debido producirse en relación con S_2 , cuyo diagrama muestra uno de los planos N60° a 70°E con buzamiento tanto al Norte como al Sur.

En resumen y dentro del dominio A, el plegamiento sinesquistoso de 1.^a y 2.^a fase sobre capas previamente verticalizadas produjo una cierta dispersión de S_0 a lo largo de círculos máximos, que deben corresponder a pliegues abiertos de cualquiera de estas dos fases, pero que deben presentar una marcada asimetría como consecuencia de la ligera oblicuidad entre S_0 y S_1 o bien entre S_0 y S_2 . Sobre el terreno se han podido identificar mesopliegues con estas caracte-rísticas. Posteriormente todo el conjunto ha experimentado una rotación derecha durante el cizallamiento simple de 3.^a fase.

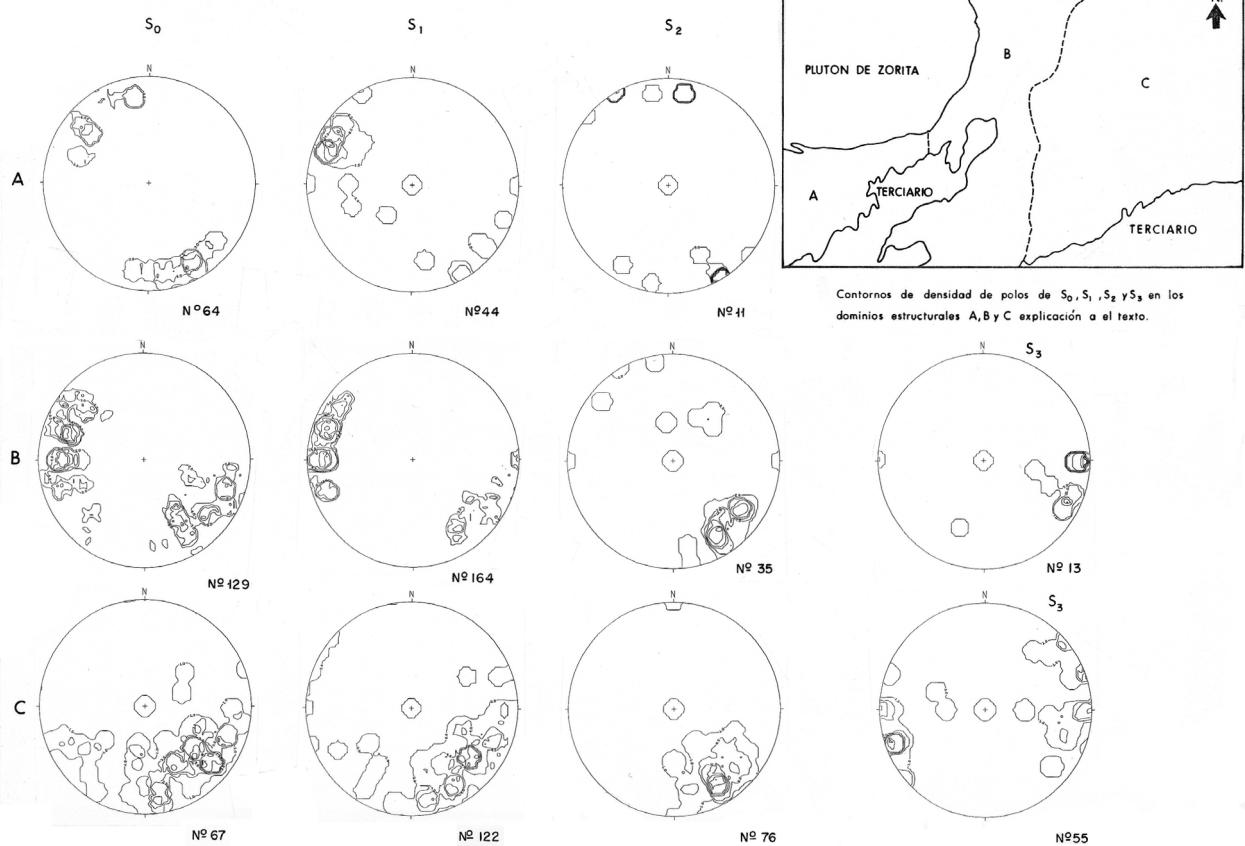


Figura 3.10.

En el dominio B, S_0 y S_1 muestran una distribución análoga según sendos segmentos, enfrentados, de círculos máximos correspondientes a pliegues de primera fase, posteriormente plegados según pliegues abiertos de eje vertical resultantes, también en este sector, del cizallamiento simple (dextro) de la tercera fase. En el caso de S_0 los pliegues de la primera fase se traducen en concentraciones equivalentes a ambos lados de su plano axial. En el caso de S_1 , la mayor concentración en el lado occidental del diagrama refleja una débil vergencia en el mismo sentido.

La esquistosidad S_2 aparece con una dirección dominante NE-SO y buzamiento de 70° al NO.

S_3 presenta direcciones N-S a NNE-SSO y una débil vergencia al E.

Todo lo anterior viene a confirmar las observaciones y conclusiones ya expuestas y derivadas de las macro y meso estructuras cartografiadas.

El dominio C se caracteriza por una gran dispersión de S_0 y S_1 aunque limitada a la mitad Sur del diagrama.

Por otro lado se producen sendos máximos de la esquistosidad S_2 , los cuales aparecen dentro del cuadrante SE, indicando un buzamiento siempre dirigido al NO.

La disposición aludida de S_0 y S_1 responde a su plegamiento durante la 2.^a fase y simultánea reorientación, más o menos acusada, según los planos de S_2 .

La esquistosidad S_3 aparece con una dirección N-S a NNO-SSE, y una posición subvertical, aunque débilmente vergente al Oeste.

Fracturación tardihercínica

Esta etapa viene siendo descrita MORENO (1977), PILES y NOZAL (1989), entre otros, como la actuación de un sistema de fallas frágiles conjugadas, de dirección NO-SE (dextradas) y NNE-SSO (senestradas), especialmente patentes sobre la Cuarcita Armoricana, pero difíciles de consignar sobre las monótonas series pizarrosas. Tal es el caso de la Hoja de Zorita, donde dichas fracturas sólo han podido ser identificadas (con su salto y sentido de movimiento horizontal) en el borde del Plutón de Zorita. En el citado Plutón se detecta una evolución dilatada y compleja de la fracturación tardihercínica, ya que presenta dos tipos de fracturas, que también se reflejan en los metasedimentos encajantes. En su extremo suroccidental aparece una fracturación compresiva de dirección N140°E vertical con geometría de cizalla dextro. Estas fracturas tienen episodios extensionales con relleno de diques riolíticos que posteriormente sufren tectonización paralela a su dirección, como el dique cuarzo-feldespático milonítico del NO de Abertura, o también presentan rellenos de diques básicos como el que cruza el contacto intrusivo en el mismo pueblo de Abertura. Otra fracturación más tardía viene representada por los diques N-S, verticales, rellenos de cuarzo y que alcanza gran potencia, como el de la Sierra de La Peña en los materiales precámbricos. Su geometría implica una fase extensional E-O, aunque con rejuegos en etapas sucesivas. Esta fracturación también se puede observar en los filones mineralizados del stock adamellítico de Logrosán.

Sobre el Plutón de Zorita se ha realizado un análisis de la fracturación considerando como tal la red de líneas fotointerpretadas que aparecen en la Figura 3.11.

Sobre esta malla se han realizado:

- Diagrama de rosas del número de fracturas en cada intervalo de dirección (Figura 3.12).
- Diagrama de rosas e histograma (Figuras 3.13 y 3.14) de la longitud acumulada de fracturas.
- Mapa de isolíneas del índice de intersección de fracturas (Figura 3.15).
- Histograma de frecuencias del número de intersecciones por kilómetro cuadrado (Figura 3.16).
- Curva de frecuencia acumuladas de intersecciones (Figura 3.17).

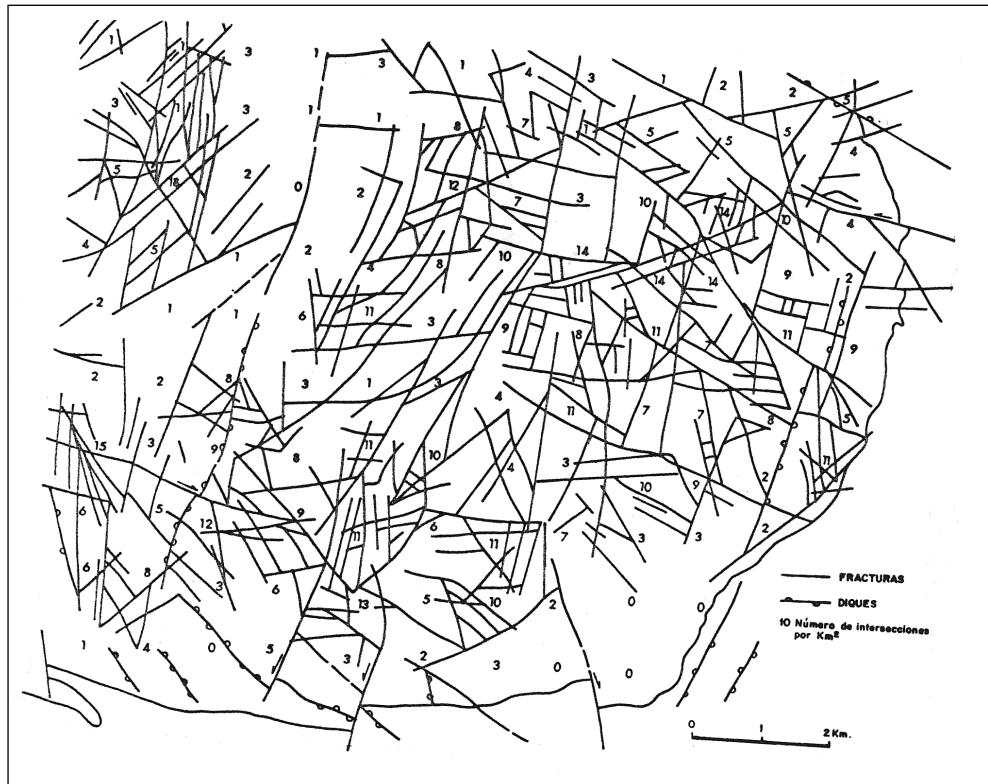


Figura 3.11.

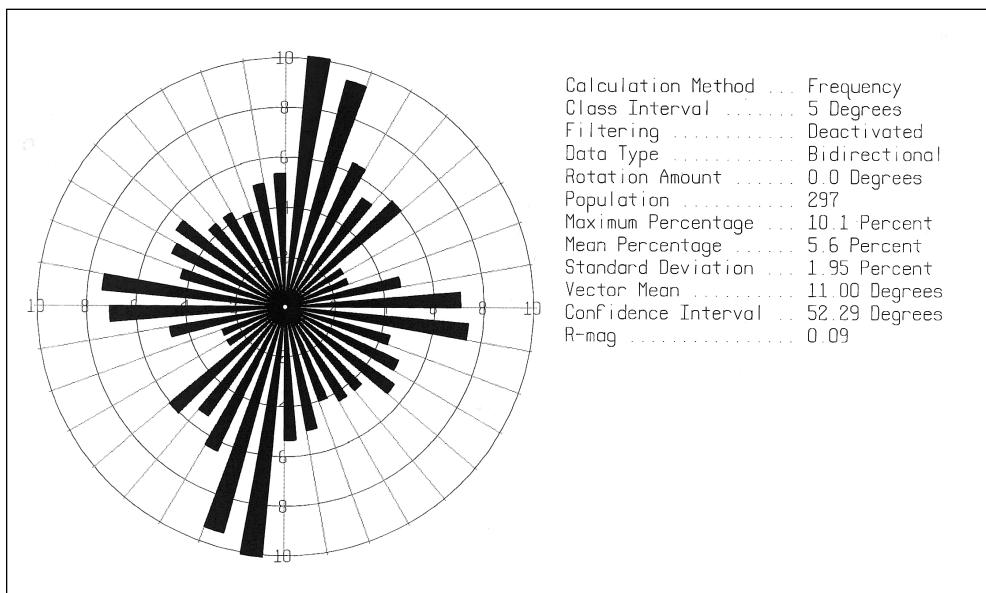


Figura 3.12. Fracturación del Plutón de Zorita.

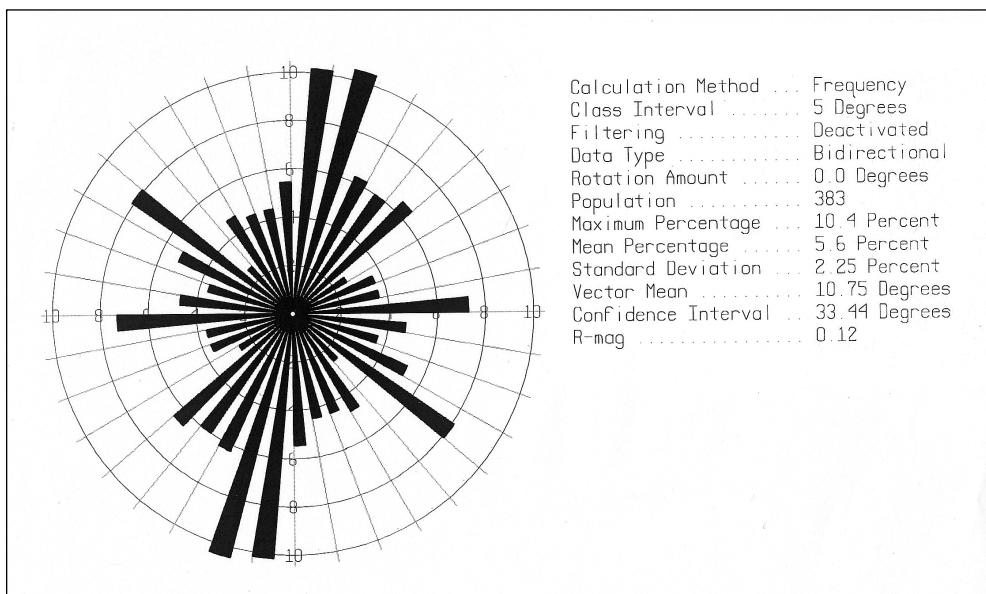


Figura 3.13. Diagrama de rosas según longitudes.

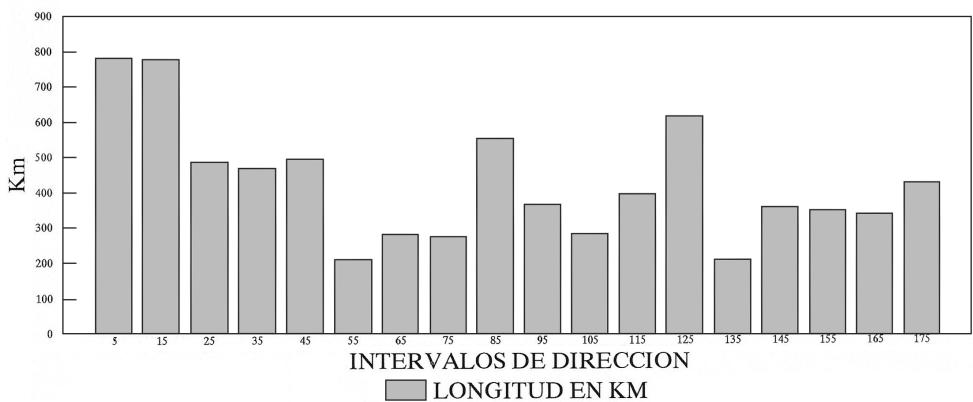


Figura 3.14. Plutón de Zorita. Longitud de las fracturas.

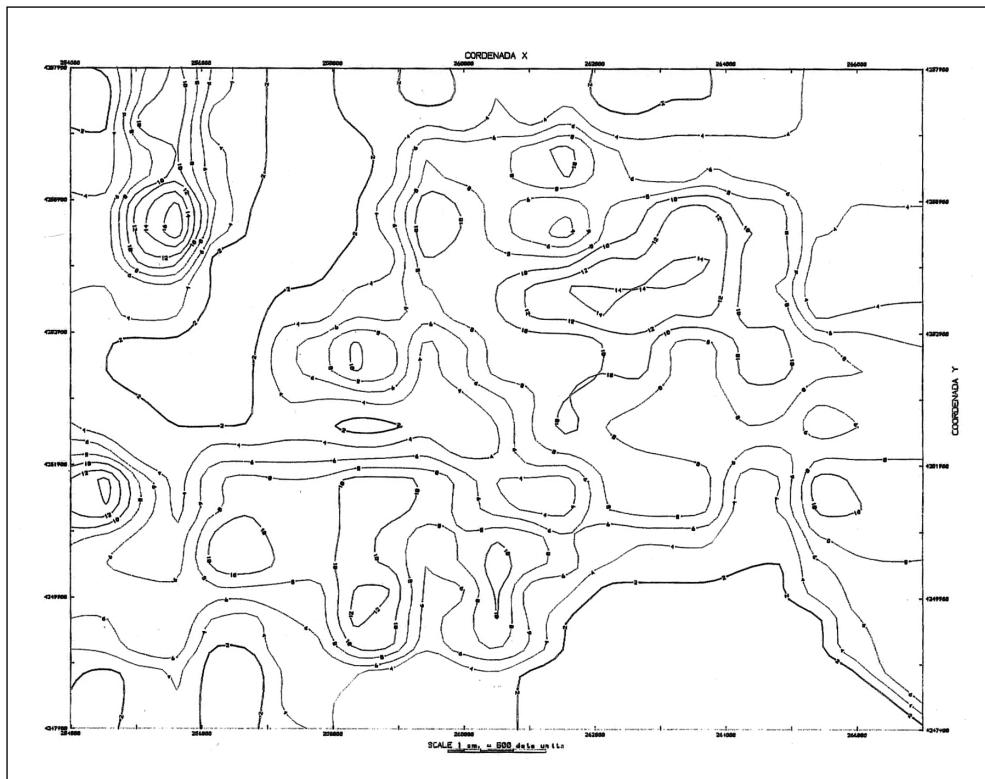


Figura 3.15. Intersecciones fotogeológicas. Plutón de Zorita.

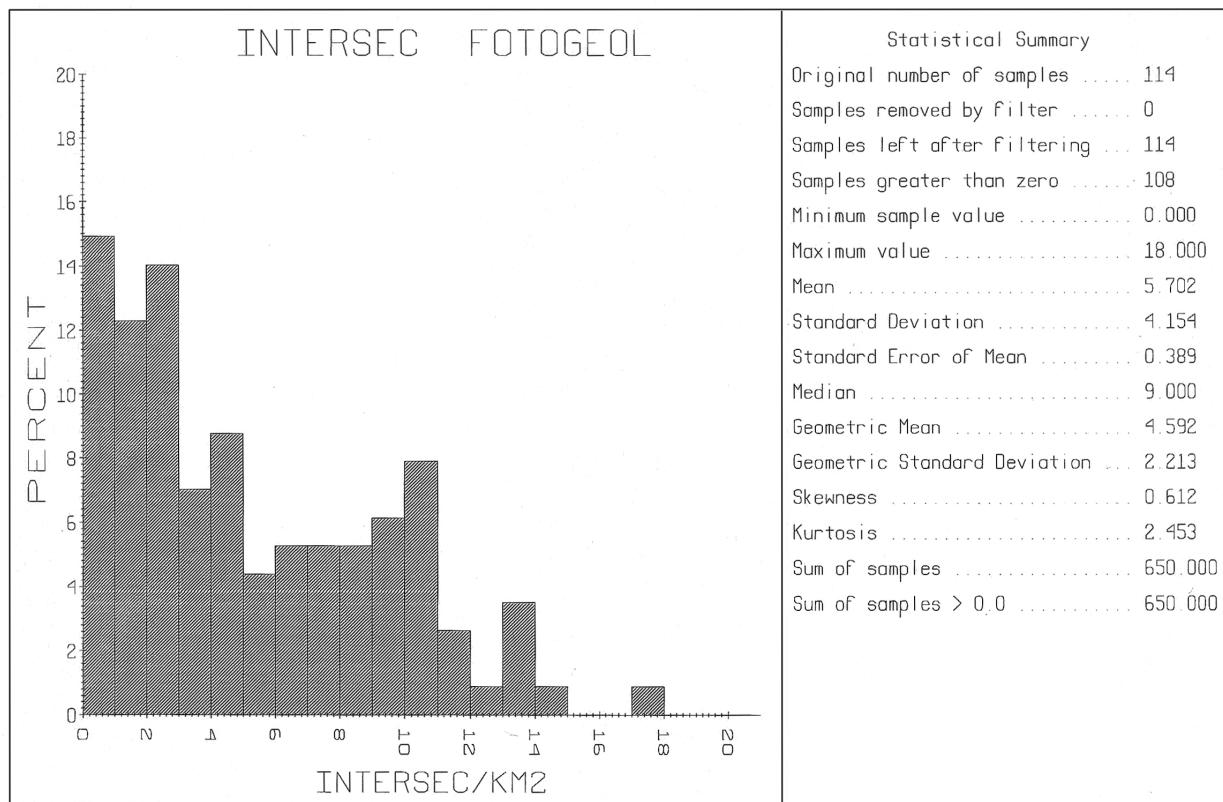
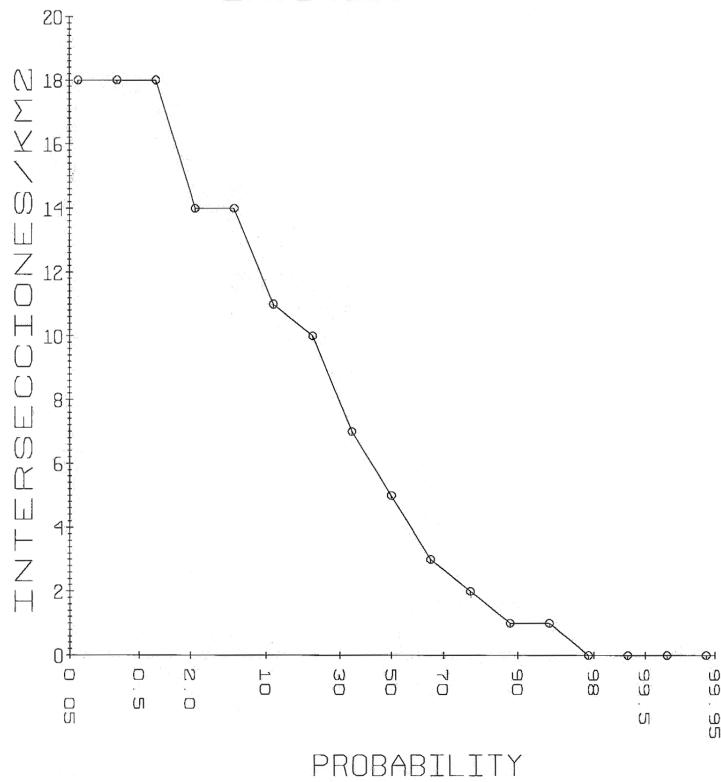


Figura 3.16.

INTERSEC. FOTOGEO



Statistical Summary

Original number of samples	114
Samples removed by filter	0
Samples left after filtering	114
Samples greater than zero	108
Minimum sample value	0.000
Maximum value	18.000
Mean	5.702
Standard Deviation	4.154
Standard Error of Mean	0.389
Median	9.000
Geometric Mean	4.592
Geometric Standard Deviation	2.213
Skewness	0.612
Kurtosis	2.453
Sum of samples	650.000
Sum of samples > 0.0	650.000

Figura 3.17.

De los dos diagramas, el que contempla las longitudes acumuladas según intervalos de dirección ha de ser lógicamente, más representativo que el primero y aunque ambos muestran una gran dispersión con fracturas en todas las direcciones, el primero de ellos marca claramente tres familias dominantes: N-S a N20°E, N80° a N90°E y N120° a N130°E. Sin embargo, en el diagrama del número de fracturas esta tercera familia aparece menos marcada que otra situada en el intervalo N40° a 50°E.

El mapa de isolíneas del índice de intersección se ha construido a partir de los valores correspondientes al número de intersecciones entre fracturas comprendidas en cada km². En él puede apreciarse cómo el máximo de toda el área investigada coincide con el Plutón de Santa Cruz, en tanto que los mínimos se ubican sobre la banda de migmatitas y granitos monzoníticos con restitas situados junto al máximo anterior.

El resto del Plutón de Zorita presenta valores bastante constantes, con pequeños máximos ubicados en zonas de fractura.

El histograma de frecuencias del número de intersecciones por kilómetro cuadrado aporta una valoración de las apreciaciones hechas sobre el mapa de isolíneas y expuestas más arriba. Así, la mayor parte del área (o las frecuencias más abundantes) corresponden a valores bajos de los índices de intersección, comprendidos entre 0 y 5, en tanto que los valores máximos representan valores anómalos que llegan a situarse aislados en relación al resto del histograma).

En la curva de intersecciones fotogeológicas acumuladas estos últimos valores anómalos quedan reflejados como escalones.

El incremento de la pendiente de esta curva hacia los valores bajos del número de intersecciones, es debido a la mayor frecuencia de dichos valores.

No obstante hay que tener en cuenta que este índice se ve fuertemente condicionado por la calidad de los afloramientos disponibles. De hecho, el máximo mencionado coincide con un fuerte relieve y el mínimo con un sector deprimido y ocupado por recubrimientos.

3.3.3. Deformaciones alpinas

El sector meridional del área de estudio aparece jalonado por los depósitos terciarios de la Cuenca del Guadiana, cuyo límite corresponde a dos líneas, con dirección N60°E, paralelas a las cizallas dextrales de la 3.^a fase hercínica y situadas según un relevo derecho. En dichos límites no llega a 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.

Tan sólo 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 NS y sólo ha podido ser identificada en el talud de esta carretera.

3.4. NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA

3.4.1. Metodología. Rasgos generales

Se ha elaborado un plano a escala 1:50.000 tratando de detectar, y en su caso valorar, la actividad neotectónica del área de estudio, se han trazado las isohipsas correspondientes a la superficie fundamental degradada, con una equidistancia de 20 m. Estas isohipsas no reflejan ningún escalón o accidente y sí las vallonadas desarrolladas en torno a los cauces principales (ríos Pizarroso, Alcollarín y Ruecas), lo cual es un reflejo de la degradación de esta superficie durante las primeras etapas de encajamiento de la red fluvial.

En el ángulo SE de la Hoja también se han representado las isohipsas del glacis o techo de pie de monte (raña).

Se han identificado como anomalías geomorfológicas lineales diversos cauces rectilíneos con posible condicionante estructural.

En el ángulo NE se han representado dos anomalías gravimétricas cuyo significado se comenta más adelante.

3.4.2. Accidentes neotectónicos

No se ha identificado ningún accidente neotectónico. Las isohipsas representadas, tanto sobre la superficie fundamental como sobre la raña, no reflejan ningún movimiento en la vertical. De hecho éstas últimas se sitúan a unos 40 m sobre las cotas correspondientes a la superficie fundamental situada al otro lado del río Ruecas. Esta diferencia equivale a la suma del espesor de la serie neógena que sustenta la raña y de la porción de sustrato denudado tras la exhumación y degradación de la superficie fundamental, ya que dicha serie tuvo que cubrir la mayor parte del área de la Hoja. De esta manera, deben descartarse movimientos importantes en la vertical en relación con la estructura alpina enterrada y que limita la Cuenca del Guadiana y sobre la que se sitúa parte del recorrido del río Ruecas, aunque no son descartables movimientos de pequeña cuantía.

3.4.3. Anomalías geomorfológicas y anomalías gravimétricas

Algunos segmentos de los ríos Alcollarín, Pizarroso y Ruecas, aparecen con trazado rectilíneo que podría ser el reflejo de fracturas del zócalo, por lo cual se han identificado como anomalías geomorfológicas lineales, aunque sin ninguna evidencia de su posible actividad neotectónica.

La anomalía gravimétrica situada en el ángulo NE de la Hoja, es un reflejo del desarrollo en profundidad del batolito de Zorita, aunque su afloramiento se sitúa a 1 km hacia el Este de dicha anomalía. Dicho plutón debe prolongarse hacia el SO, en el interior de la Hoja, ya que en línea con su afloramiento y con la anomalía gravimétrica anterior se localiza una línea de contraste gravimétrico.

3.4.4. Sismicidad

Dentro de esta Hoja no se encuentra referenciado ningún evento sísmico para el período en el cual se dispone de datos.

Esto indica que, en caso de haber existido, la actividad sísmica ha sido de muy baja magnitud.

Según CARVAJAL *et al.* (1992) en su investigación realizada sobre la intensidad máxima alcanzada en el Macizo Hespérico (Figura 3.18), esta Hoja se encuadraría en la zona donde la intensidad máxima sentida alcanza un valor de grado VI (escala MSK), reflejo de la actividad sísmica de las zonas de Sevilla, al Sur y Lisboa, al Oeste.

3.4.5. Sismotectónica

En base al análisis comparativo de datos sísmicos, geológicos y geofísicos, CARVAJAL *et al.* (*op. cit.*) realizan una zonación sismotectónica del Macizo Hespérico, en la cual definen doce zonas con características sismotectónicas propias (Figura 3.19).

Según esta subdivisión, esta Hoja se sitúa en la Zona Centroibérica Meridional.

Esta zona se caracteriza por la presencia de metasedimentos del Proterozoico Superior, sedimentos del Paleozoico, rocas plutónicas de composición predominantemente granítica y sedimentos, esencialmente siliciclásticos, como relleno de las cuencas terciarias, de las cuales la de mayor importancia en la zona es la Cuenca del Guadiana.

La estructuración más relevante es la debida a la Orogenia Hercínica y los datos disponibles indican, cómo se ha reseñado, una muy escasa actividad sísmica.

Los estudios neotectónicos realizados en áreas colindantes (Hoja de Navalvillar de Pela, n.º 755), han puesto de manifiesto la existencia de fracturas con actividad en el período neotectónico considerado.

Estas fracturas que constituyeron el borde Norte del semigraben de la Cuenca Media del Guadiana, de cuyos sistemas el N35° a N50°, es el que configura la morfología del borde de los depósitos y el N-S (N10°E y N170°E), el que define subcubetas con elevadas tasas de sedimentación (tectofacies), deben de tener sistemas subparalelos en profundidad cuya actividad en el período neotectónico ha sido continuada. Al sistema N-S sería atribuible el final de la etapa de vaciado de la serie roja, en el Mioceno Inferior, con la elevación del bloque occidental de la Hoja de Madrigalejo, lo que originó los depósitos de la serie ocre en el ámbito oriental (Abanico de las Villuercas).

La actividad geotérmica relacionada con la fractura de dirección NO-SE del borde occidental de la Sierra de las Barbas de Oro (Balneario de Valdecaballeros) con características similares a los que existen en las Hojas colindantes de Herrera del Duque y Cabeza de Buey, en fracturas de dirección similar, donde las surgencias de aguas con temperatura >20 °C, ligadas a dichas fracturas, son numerosas.

La fractura de dirección E-O a N60°E descrita en el sector Nororiental de la Hoja de Navalvillar de Pela, con un salto vertical de 20 m, que afecta a sedimentos pliocenos y a la que se

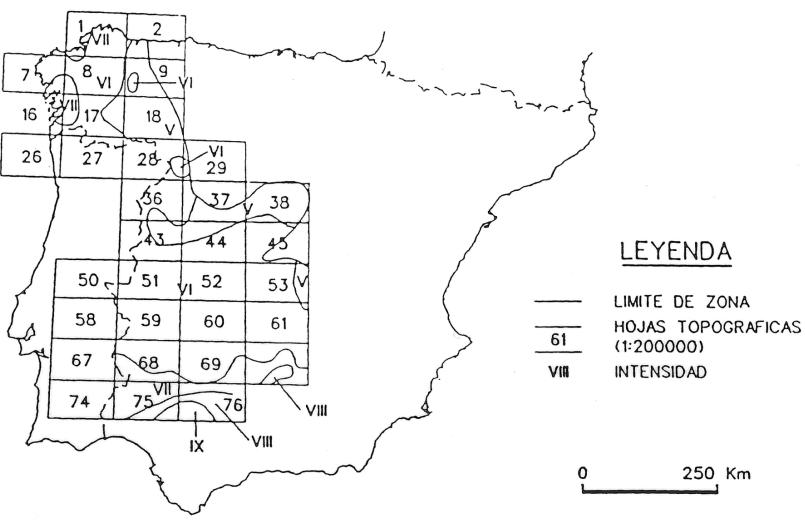


Figura 3.18. Intensidades máximas registradas en el Macizo Hespérico (CARVAJAL, A. y MATAS, J., 1992).

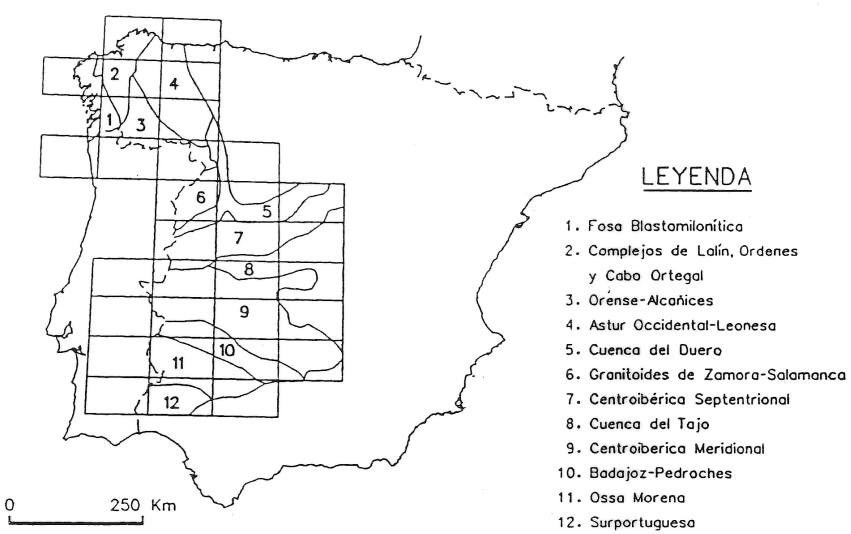


Figura 3.19. División de zonas del Macizo Hespérico (CARVAJAL, A. y MATAS, J., 1992).

encuentran asociada numerosos manantiales y diversas peculiaridades morfológicas que conluyen en la posibilidad de que esta estructura haya podido tener actividad en tiempos recientes, aunque no históricos.

Por último, la red fluvial con varias anomalías morfológicas, en la que segmentos rectilíneos de los cauces con direcciones subparalelas a uno de los sistemas de fracturas significativos, gira bruscamente en codos de 90° para mantener otro segmento rectilíneo subparalelo a otro de dichos sistemas, son hechos indicativos de actividad reciente, si bien no constatada, del zócalo.

Este conjunto de datos, en el ámbito de la Hoja y sus proximidades, junto con las limitaciones del registro sísmico, no permite excluir la posibilidad de que se trate de estructuras generadoras de terremotos aunque con los datos estrictos, la ausencia de sismicidad epicentral en la zona centroibérica Meridional, donde se encuadra esta Hoja, concluirá en su condición de zona sísmica muy estable.

4. PETROLOGÍA ÍGNEA

4.1. ROCAS PLUTÓNICAS

En la Hoja de Zorita las manifestaciones plutónicas aparecen en sus dos ángulos septentriionales. En el noroccidental afloran los plutones de Zorita y Santa Cruz, y en el nororiental se sitúa el borde occidental del Macizo de Logrosán, con un centenar de metros cuadrados, extendiéndose el resto del cuerpo plutónico por la Hoja colindante de Valdecaballeros.

Los plutones de Zorita y Santa Cruz se extienden en una superficie de unos 90 km², de los cuales unos 6 corresponden al segundo citado, presentan una forma circular y abarcan desde el Oeste de Abertura al NNO de Zorita. Estos cuerpos se extienden por las Hojas vecinas de Madroñera (706), Trujillo (705) y Montánchez (730), lo que representa un serio inconveniente para establecer una hipótesis correcta sobre su génesis y emplazamiento, ya que las observaciones de esta Hoja son parciales.

Forman parte del conjunto plutónico de Zarza-Ruanes-Santa Cruz-Zorita, con una extensión global aproximada de 460 km². Este macizo ha sido estudiado por CASTRO (1984), quien separó las diferentes unidades. También se aportan datos en las Hojas MAGNA colindantes, especialmente la de Madroñera (706) GIL SERRANO *et al.* (1985). Se trata, según estos autores, de rocas cuarzodioríticas del Grupo A del batolito de Extremadura Central.

4.1.1. Plutón de Zorita

Pertenece a este cuerpo el mayor afloramiento de rocas plutónicas; su morfología es circular en esta Hoja y en él se han podido distinguir tres facies diferentes, que marcan una zonación, con un núcleo en el que afloran migmatitas-metatexitas, en el que intruye en último lugar el granito de Santa Cruz.

Facies externa (4). En sentido cartográfico se dispone como una aureola completa del plutón, aflorando incluso al NO de la Sierra de Santa Cruz. Tiene un radio de unos 3 Km. El contacto externo, con los materiales precámbricos es neto, y el interno con la facies intermedia es gradual y difuso, y como tal se ha cartografiado. Son rocas de color gris claro, con texturas muy homogéneas y sin estructuras primarias visibles. Tampoco presentan estructuración sobreimpuesta generalizada, limitándose ésta a algunas zonas de fractura, con o sin relleno, muy localizadas.

Macroscópicamente son granodioritas, con textura hipidiomórfica granular. El tamaño de grano varía ligeramente de medio a medio-grueso con tendencia porfídica. El cuarzo, con hábitos redondeados, frecuentemente presenta color azulado. Los feldespatos aparecen en cristales, a veces de plagioclasa zonada, que le da un aspecto porfídico y de forma intersticial. La biotita se presenta en placas hexagonales y en agregados policristalinos. En menor proporción aparecen otros minerales como cordierita, feldespato potásico y opacos.

En esta facies los enclaves son muy escasos, observándose sólo de tipo microgranulado, elipsoidales y nódulos de biotita de 1 a 2 cm de diámetro; la cantidad de éstos aumenta hacia las zonas internas.

El contacto con los metasedimentos es neto. El metamorfismo de contacto es de grado medio a bajo, conservándose tanto las estructuras sedimentarias como la esquistosidad principal, que se adapta al contacto en todos sus puntos. Sólo se ha observado en un punto (NNO de Zorita) una facies de borde con la misma mineralogía que la común, sólo que de grano fino. En el resto se ponen en contacto las facies de grano grueso con las pizarras precámbricas, en contactos netos, aunque irregulares. Son frecuentes los diques, de cuarzo con anchura métrica, diques graníticos, y en menor proporción, diques de aplita de anchura decamétrica. SueLEN presentar direcciones radiales intruyendo tanto en las rocas ígneas como en el encajante. No se observan estructuras primarias de borde. Tampoco se han podido detectar estructuras ligadas a la intrusión, si acaso un diaclasado penetrativo paralelo a los contactos.

El contacto interno es gradual e irregular, por lo que su seguimiento sobre el terreno presenta una gran dificultad. Sólo en un punto, en los alrededores de Las Casas de los Lirios, se ha observado un contacto neto entre las dos facies.

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los minerales accesorios son opacos, rutilo, apatito y circón, y entre los minerales secundarios se encuentra sericita, moscovita, clorita, esfena, rutilo sagenítico, feldespato potásico, zoisita-clinozoisita, calcita y epidota.

Petrográficamente se clasifica como una granodiorita (véase Figura 4.5), aunque el contenido en feldespato potásico varía de unas muestras a otras, esto hace que su clasificación dentro del diagrama QAP se desplace hacia los campos de tonalita, cuarzo-monzodiorita y cuarzodiorita.

Las texturas que se pueden observar son holocristalina, inequigranular de grano medio a medio-grueso, hipidiomorfa. En algunas muestras se observan signos de deformación, que afectan principalmente al cuarzo.

El cuarzo forma cristales anhedrales que están subdivididos en individuos menores con límites irregulares y extinción ondulante. Hay zonas donde el tamaño de grano es pequeño, y donde el cuarzo presenta formas poligonales, con puntos triples de unión. Tiene inclusiones de cirón y biotitas subhédrales (secciones exagonales). Otros tipos de cuarzo que se pueden observar y que se encuentran en menor proporción son: cuarzo mirmequítico y cuarzo de hábito anhedral-subhedral, como inclusión en los feldespatos.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral, a veces euhedral, y con bordes anhédrales albíticos. Tienen macla polisintético, complejo y con zonación concéntrica continua u oscilatoria. Su composición es oligoclásica, que en los cristales con zonación puede llegar a tener 30-35% An en las partes centrales y 15-20% An en los bordes. Las inclusiones son de cuarzo, biotita, apatito y cirón. De forma ocasional se observa inclusiones de feldespato potásico formando parches antiperíticos. Se puede diferenciar otro tipo de plagioclasa albítica con textura mirmequítica, que se desarrolla en los contactos entre plagioclasa y feldespato potásico, con formas lobuladas hacia el interior de los cristales de éste último. Presenta procesos de alteración a sericitita y moscovita principalmente, aunque también se observan procesos de saussuritización.

El feldespato potásico se presenta con hábito anhedral y de carácter intersticial, de forma esporádica se observan cristales de hábito subhedral. Tiene macla de microclina y las texturas períticas son muy escasas. Este feldespato es muy pobre en inclusiones compuestas por cuarzo, biotita y plagioclasa. Presenta procesos de alteración a moscovita poco desarrollados.

La biotita se presenta en agregados de 2-7 cristales, estos cristales tienen hábito anhedral a subhedral, a veces con secciones euhédrales. Tiene un pleocroismo que varía de castaño rojizo a amarillento claro, y sus tamaños son muy variables aunque inferiores a los de las plagioclásas.

Las inclusiones son de circones con halos pleocroicos de apatito y agujas de rutilo con disposición sagenítica. Puede estar variablemente transformada por retrogradaciones a clorita, opacos, esfena, epidota, clinozoisita. En las muestras que están recogidas cerca de diques o fracturas, los procesos de alteración de la biotita son muy importantes, llegando a afectar a la totalidad de los cristales.

De forma muy esporádica, se observan cristales de cordierita, con hábito subhedral y que están retrogradados a un agregado de clorita y moscovita.

Entre los minerales secundarios se encuentran sericitita-moscovita, que forman agregados de grano muy fino a fino de sustitución sobre la plagioclasa. Los agregados de moscovita suelen estar orientados según los planos de macla y planos de exfoliación. La plagioclasa presenta procesos de saussuritización, con formación de calcita, epidota-clinozoisita y moscovita. La moscovita también se encuentra en procesos de alteración del Fk y de la cordierita. En los procesos de degradación de la biotita se encuentra clorita, esfena, opacos y epidota-clinozoisita.

Facies intermedia (3). En sentido cartográfico se presenta, como la anterior, según una aureola circular, si bien es más irregular, con un radio que oscila entre 2 y 5 km. «De visu» la roca es como la anterior, con algunas diferencias que marcan los contactos. Tiene un tamaño de

grano fino-medio a medio, siempre menor que en la facies externa, el color es más claro y en los accesorios se observa cordierita. Hay que destacar la presencia constante de nódulos de biotita subredondeados, de 1 a 3 cm de diámetro, que suelen contener pequeñas proporciones de minerales metamórficos, tales como sillimanita, andalucita y/o cordierita apreciables a simple vista. Son frecuentes los enclaves centimétricos de rocas metamórficas, (cuarcitas y gneises) angulosos y tienden a desaparecer los enclaves microgranudos.

La acumulación de nódulos y restitas marca, con frecuencia, planos de foliación, paralelos en general al contacto interno y con fuertes buzamientos o subverticales.

El contacto exterior ya se ha descrito, no pudiéndose descartar que existan enclaves más o menos extensos de esta facies en las más externa. Hacia el contacto con el núcleo migmatítico del Plutón, se ha diferenciado una unidad cartográfica que constituye una subfacies en la facies intermedia (2).

Esta subfacies tiene abundantes restitas (2), que indican su origen diatexítico, y la misma mineralogía que la facies intermedia. Su disposición es planar alrededor del núcleo migmatítico, con láminas en donde el contenido en restitas es espectacular. Persisten los nódulos biotíticos con minerales metamórficos, y las restitas oscilan de tamaños centimétricos, con un máximo de 20 cm. Son angulosas, y en ellas, predominan los esquistos y migmatitas sobre las de cuarzo y cuarcita. En todas ellas se conserva la estructuración previa.

La mineralogía principal de la facies intermedia, en su conjunto, está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los minerales accesorios son: opacos, apatito, círcón, cordierita y rutilo, y entre los minerales secundarios se encuentran: sericitita, moscovita, clorita, esfena, zoisita-clinzozoisita, epidota, Fk y pinnita.

Petrográficamente se clasifica como una granodiorita (véase Figura 4.5), aunque el contenido en feldespato potásico varía en las muestras, esto hace que su clasificación dentro del diagrama QAP, se desplace desde los campos correspondientes al granito hasta los campos de tonalita y cuarzo-diorita.

Las texturas que se pueden observar son holocristalina, inequigranular de grano medio, hipidiomorfa. En algunas muestras se observa cierta textura microporfídica marcada por cristales de plagioclasa.

El cuarzo se presenta con hábito anhedral, a veces subhedral, y con extinción ondulante. Los cristales pueden ser monocrystalinos o bien están formados por subgranos con límites y formas irregulares. Las inclusiones que tiene son de plagioclasa, círcón y biotita, con hábitos subhendrados. Otros tipos de cuarzo que se observan son cuarzo mirmequítico y cuarzo con formas redondeadas a subhendrados que está como inclusiones en los feldespatos.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral, con un maclado polisintético y con zonación concéntrica, a veces los cristales tienen bordes anhendrados, albíticos. Su composición es oligoclasa. Las inclusiones son de cuarzo, apatito, opacos y biotita. También se observan inclusiones de Fk formando parches antipertíticos. Se puede diferenciar otro tipo de plagioclasa albítica, con textura mirmequítica, que se desarrolla en los contactos entre la plagioclasa

sa y el feldespato potásico, con formas lobuladas hacia el interior del Fk, presenta procesos de alteración a sericita y moscovita, en la parte central del cristal.

El feldespato potásico es microclina, se presenta principalmente con carácter intersticial, formando cristales de hábito anhedral, rara vez en cristales subhédrales. Tiene macla de microclina y no es pertítico. Las inclusiones que pueden observarse son de cuarzo, biotita, plagioclasa y apatito.

La biotita se presenta en agregados con hábito anhedral a subhedral. Tiene un pleocroismo que varía de castaño rojizo a amarillento claro. Las inclusiones son de circones con halos pleocroicos de apatito y opacos. En las secciones perpendiculares a (001) son frecuentes las inclusiones de agujas de rutilo con disposición sagenítica. En los agregados de biotita, es frecuente observar cristales anhédrales de zoisita. Se puede diferenciar otro tipo de biotita, de cristalización más temprana, que se encuentran como inclusión en otros minerales con hábito subhedral y que puede llegar a presentar secciones hexagonales.

La cordierita se encuentra como mineral accesorio, se presenta en cristales de hábito subhedral, con secciones rectangulares. Siempre está alterada a pinnita y a agregados de micas.

La moscovita se encuentra en pequeños cristales anhédrales a subhédrales, y en general no suele formar cristales primarios, sino que constituye crecimientos blásticos tardimármaticos sobre plagioclasa y microclina. Dentro de la plagioclasa puede encontrarse en cristales aciculares y orientados según los planos de macla de la albita o bien según los planos de exfoliación.

En relación con las transformaciones secundarias se encuentran agregados de grano muy fino de sericita, moscovita, zoisita-clinozoisita, epidota, formando sustituciones irregulares o zonales, sobre todo en la parte central, sobre la plagioclasa.

En los procesos de degradación de la biotita se producen clorita, opacos y esfena, que forman agregados irregulares de sustitución. También en este proceso se puede generar feldespato potásico, el cual presenta formas fusiformes que se sitúan entre los planos de exfoliación (001).

En el núcleo del Plutón de Zorita se ha diferenciado un cuerpo de migmatitas (6). Aunque se ha cartografiado como una unidad litológica, en realidad es un conjunto metatexítico, heterogéneo en el que siempre están presentes los términos graníticos en mayor o menor proporción, si bien conservan su estructura original.

Se trata de migmatitas tipo *schlierens structure* (de MEHNERT, 1968) con algunos tramos internos (próximos al contacto con la facies intermedia) tipo *schollen structure* del mismo autor.

El contacto con la facies intermedia es gradual e irregular, aunque relativamente brusco. Internamente se observa una alternancia de lechos leucocráticos y melanocráticos, con abundantes diferenciados graníticos, que cortan la estructuración previa, con vetas, normalmente con pliegues tigmáticos, o también en capas alternando con las migmatitas.

Petrográficamente, la única diferencia que ha podido establecerse con la facies intermedia es de tipo textural y en un mayor contenido en cordierita.

La estructura general es una lámina de dirección N160° a N-S con un fuerte buzamiento al E o vertical. Se observan pliegues mayores en el contacto occidental cortados por las apófisis del granito de Santa Cruz.

4.1.2. Granito de dos micas, de grano medio-fino (5). (Granito de Santa Cruz)

En la esquina noroccidental aflora el granito de Santa Cruz, ocupa dentro de la Hoja unos 4 km², con morfología subcircular, se presenta como un cuerpo principal, y varias apófisis en sus inmediaciones con la misma litología.

Sus contactos son netos e intrusivos sobre las distintas facies del Plutón de Zorita que lo rodea. Presenta un relieve diferencial importante, y en él se marcan intensamente los sistemas de diaclasas que afectan a todas las rocas plutónicas.

Se trata de un granito de dos micas de grano fino y colores claros, con alteración rosada. Se observan cristales de cuarzo, feldespatos, moscovita, biotita y una menor proporción de turmalina y sillimanita.

Localmente relacionadas con estos granitos aparecen paragénesis pegmatíticas de cuarzo y moscovita, que incluyen sillimanita fibrolítica.

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios más comunes son opacos, apatito, circón, turmalina y sillimanita, y entre los minerales secundarios se encuentra sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico, opacos, esfena y rutilo sagenítico.

Las texturas que pueden observarse son holocrystalina, inequigranular de grano medio a medio-fino y alotriomorfa. De forma puntual se puede observar textura deformativa con procesos de recristalización en el cuarzo.

El cuarzo constituye cristales de hábito anhedral, con extinción ondulante y con tendencia a formar subgranos que presentan límites irregulares. De forma puntual se pueden observar cuarzos con texturas de recristalización (formas poligonales y puntos triples de unión). También se encuentra, en menor proporción, como cristales pequeños, redondeados a subhendrados de cristalización más temprana, incluidos en plagioclasa y feldespato potásico. Otro tipo de cuarzo que se puede diferenciar es cuarzo micrográfico que aparece exclusivamente como inclusión en el feldespato potásico, se encuentra en grupos de granos con formas redondeadas y extinción simultánea.

El feldespato potásico se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, con macla de microclina y no tienen texturas pertíticas. Como inclusiones hay cuarzo, biotita y plagioclasa, y de forma más escasa se puede observar cuarzo micrográfico. De forma puntual se observa feldespato potásico en pequeños parches antiperíticos en la plagioclasa y un escaso feldespato potásico de origen secundario, a partir de procesos de cloritización de la biotita. Este Fk se presenta en secciones fusiformes entre los planos de exfoliación (001) y se produce según la reacción de CHAGES (1965).

La plagioclasa forma cristales de hábito anhedral a subhedral. Tiene macla polisintético, y como inclusiones tiene cuarzo, apatito y biotita. Su composición corresponde a albita, siendo el contenido en anortita muy pequeño y en general varía de 0-5% An.

La biotita se encuentra en cristales aislados, con hábito anhedral y con un pleocroismo que varía de castaño rojizo a tonalidades amarillentas claras. Las inclusiones, muy escasas, son de circones que desarrollan halos pleocroicos.

La moscovita se presenta en cristales de origen tardío y/o secundario, presentándose con dos formas muy distintas. Se puede observar moscovita en cristales de gran tamaño, hábito anhedral y que puede incluir a pequeños restos de sillimanita acicular. Otro tipo de moscovita, con un origen secundario, a partir de transformaciones de plagioclasa y feldespato potásico, se presenta en cristales aciculares y en la plagioclasa se encuentra orientado según los planos de macla y de exfoliación.

Este granitoide es muy pobre en minerales accesorios, así el apatito se presenta en cristales de hábito anhedral y como inclusión de plagioclasa. El cirón se encuentra únicamente como inclusión en la biotita y la turmalina forma cristales anhedrales formando parte de la mesostasis.

Entre los minerales secundarios se encuentra sericita, que forma agregados de grano fino y de sustitución sobre la plagioclasa. Este tipo de sericita se encuentra orientada según los planos de macla de la albita y según los planos de exfoliación.

En los procesos de degradación de la biotita se produce clorita, minerales opacos, esfena, rutilo sagenítico y feldespato potásico.

4.1.3. Granito de dos micas, grano grueso (1). Macizo de Logrosán

Se trata de un cuerpo elipsoidal, con el eje mayor en la dirección E-O, de unos 6 km² de extensión. Sólo aflora un centenar de metros, en la esquina NE de la Hoja, aflorando al resto del macizo en la Hoja vecina de Valdecaballeros (732).

Se trata de una cúpula aflorante de rocas ácidas, que según GUIJARRO *et al.* 1986, está constituida por dos facies, una mayoritaria de adamellitas porfídicas de dos micas; y otra de micro-adamellitas porfídica unas veces de dos micas y otras leucocráticas. Su distribución es irregular y los contactos son graduales y difusos.

Los contactos con el encajante son netos y cortan la esquistosidad principal, aunque puntualmente el alto metamorfismo de contacto, produce en los metasedimentos fenómenos de anatexia.

Los enclaves son muy escasos y se limitan en zonas próximas al contacto. No se observan estructuras primarias significativas.

Una característica de este stock son los intensos fenómenos de greissenización, generalmente asociados a filones de cuarzo que atraviesan el cuerpo con una dirección N40°E y también en zonas irregulares a lo largo del cuerpo y en parches irregulares.

Se observan cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, a veces en fenocristales, moscovita y biotita. La plagioclasa está fuertemente sericitizada, y la biotita cloritizada.

Son frecuentes los cristales de turmalina, cordierita, andalucita y opacos.

En el contacto de los filones de cuarzo con mineralización de estaño, generalmente en stock-work, se observa una zona greissenizada. Esta se caracteriza por una fuerte silicificación, moscovitización y sericitización, que hacen desaparecer los cristales de biotita y feldespatos, aunque a veces se conservan los relictos de estos cristales. El tamaño de grano en el greisen decrece respecto a la facies común, desapareciendo los fenocristales y mesocristales, quedando la roca de aspecto microcristalino.

Entre los minerales principales se encuentran cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios hay opacos, apatito, circón. Entre los minerales secundarios se encuentra sericitita, moscovita, clorita, opacos, esfena, feldespato potásico.

Las texturas que pueden observarse son holocristalina, inequigranular de grano medio-grueso, alotriomorfa, a veces algo hipidiomorfa marcada por la plagioclasa.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral, con ligera extinción ondulante. Estos cuarzos pueden ser monocrystalinos o bien están formados por varios subgranos que tienen límites y formas irregulares. Tienen inclusiones de circón, apatito y moscovita. En las muestras se puede diferenciar otro tipo de cuarzo, se encuentra como inclusión en otros minerales (plagioclasa y feldespato potásico), presentan hábito subhedral, a veces, euhedral, con secciones redondeadas.

Feldespato potásico se encuentra en cristales de hábito anhedral e intersticial bien con hábito subhedral, con macla de microclina, y de forma más rara microclina-carlsbad. Tiene pertitas de tipo «vein» y «patch». Las inclusiones son de cuarzo, biotita y plagioclasa.

La plagioclasa se presenta con hábitos que varían de anhedrales a subhedrales. Tiene macla polisintética y su composición es de albita. Las inclusiones son de cuarzo, circón, apatito. También puede incluir a Fk, que forma pequeños parches antipertíticos.

La biotita se presenta en cristales aislados de gran tamaño, rara vez en agregados, con hábito anhedral a subhedral y con un pleocroismo que varía de castaño rojizo a tonalidades amarillentas claras. Las inclusiones son de circones que desarrollan halos pleocroicos, opacos, apatito. Presenta procesos de cloritización y moscovitización.

La moscovita se presenta en láminas muy finas con secciones aciculares o bien irregulares y, en general, se asocia a crecimientos blásticos postmagmáticos sobre la biotita, o bien se asocia a transformaciones de plagioclasa y feldespato potásico. También se puede observar otro tipo de moscovita, se encuentra en grandes placas de hábito anhedral que suele incluir a cuarzo.

El apatito es bastante escaso, y forma cristales cuyos hábitos varían de anhedrales a subhedrales. Pueden estar incluidos en la biotita o estar dispersos; éstos últimos suelen ser de mayor tamaño y suelen incluir a circones.

Los circones prácticamente sólo se encuentran como inclusiones en los minerales descritos, pero principalmente se encuentra en la biotita. Son de tamaño muy pequeño, con hábito subhedral y produce halos pleocroicos sobre la biotita.

Entre los minerales secundarios se encuentra sericitita, que forma agregados de grano muy fino de sustitución sobre la plagioclasa. También se encuentran asociado a transformaciones de plagioclasa, la presencia de moscovita acicular, que suele estar orientada según los planos de macla de la albita o bien según los planos de exfoliación. También se encuentran clorita, minerales opacos, esfena, rutilo, Fk, asociados a la degradación de la biotita.

4.2. ROCAS FILONIANAS

4.2.1. **Porfidos graníticos (7)**

Son diques con espesores de decenas de metros y corto recorrido que encaja tanto en el Plutón de Zorita como en los metasedimentos en los que intruye dicho Plutón. Constituyen resaltos morfológicos importantes. Su litología es bastante homogénea. Se trata de una pasta microcristalina de color amarillento-verdoso con fenoblastos milimétricos de feldespatos y cuarzo redondeado.

Están relacionados con las últimas etapas de la intrusión plutónica y rellenan varias familias de fracturas tardihercínicas.

Los más importantes son los de dirección Norte-Sur y Este-Oeste y en el borde meridional del Plutón la N140°E, que es la más penetrativa en este sector.

Con frecuencia, el rejuego póstumo de las fracturas los brechifica y genera vetas y filoncillos de cuarzo.

4.2.2. **Rocas básicas (V) y (8)**

En el ámbito de la Hoja existen afloramientos de dos tipos de rocas básicas, claramente diferenciables. De una parte se tienen las intercalaciones de coladas sinesedimentarias a distintos niveles de las series precámbricas (V), y por otro los diques (8) de espesor métrico y afloramiento discontinuo que encajan tanto en metasedimentos como en el Plutón de Zorita, especialmente en su sector occidental.

En los afloramientos de la Formación Areniscas de Estomiza y especialmente en los sectores meridionales y occidentales de esta Hoja, se tienen intercalados en esta serie, coladas de dimensiones reducidas en algún caso cartografiadas (V) y ligadas por lo general a las facies de areniscas masivas de colores oscuros (cgv) descritas en el capítulo anterior.

Son rocas de color verde oscuro, microgranuladas y con tendencia porfídica. En algún caso es observable una débil alteración en los sedimentos sobre los que se apoyan. Son frecuentes las estructuras primarias de tipo lavas almohadilladas.

En los cuerpos de mayor entidad se da una zonación con un núcleo más granulado y sin apenas estructura que hacia los bordes tiene un menor tamaño de grano y mayor estructuración.

Están constituidas por plagioclasa, biotita, clinoanfíbol y opacos. Su textura es traquítica porfídica, marcada por fenocristales de plagioclasa y en menor proporción por clinoanfíbol. La plagioclasa presenta procesos de alteración (saussuritización) con formación de zoisita-clinzozoisita, epidota, carbonatos y sericita, lo cual parece indicar una composición rica en componente anortítico.

El clinoanfíbol está retrogradado en su totalidad a clorita y los opacos muy abundantes tienen hábito subhedral.

En algunas muestras se observa una textura coronítica, formada por un núcleo de carbonatos y una orla clorítica.

Se clasifican como basaltos con procesos de alteración muy fuertes.

Los diques de rocas básicas (8) se encuentran ligados a fracturas tardihercínicas de dirección N140°E y en menor medida, a N60°E. Se trata de rocas de color verde oscuro a negro, granuladas y con tendencia porfídica.

La mineralogía principal está compuesta por plagioclasa, biotita, anfíbol, \pm piroxeno. Como minerales accesorios se encuentran cuarzo, opacos, apatito. Entre los minerales secundarios pueden aparecer clorita, sericita, epidota, zoisita-clinzozoisita, carbonatos, esfena, moscovita.

Las texturas que pueden observarse son holocrystalina, inequigranular de grano medio-fino, hipidiomorfa, a veces traquítica. También se observa que la textura porfídica, está marcada por fenocristales de plagioclasa de hábitos subhedral a euhedral.

La plagioclasa se encuentra en cristales de hábito subhedral a anhedral, con macla polisintética que puede ser compleja. Los cristales presentan un grado de alteración bastante importante, con procesos de saussuritización, que da lugar a la formación de agregados policristalinos de epidota, zoisita-clinzozoisita, carbonatos y sericita, lo cual nos indica la composición bastante básica de la plagioclasa.

La biotita es escasa y se restringe principalmente en crecimientos alotrioblásticos, de sustitución, sobre los anfíboles. El pleocroismo varía de color castaño a tonos amarillentos muy pálidos. Puede tener inclusiones de opacos, apatito y circón.

El anfíbol (hornblenda) es el mineral ferromagnesiano más abundante, presenta colores verdosos y con hábito anhedral a subhedral, que pueden presentar maclados polisintéticos. De forma esporádica se observa que sobre los anfíboles se encuentran otros anfíboles de coloración más pálida o incoloros que tienen hábitos irregulares con formas aciculares o desflecados. Estos anfíboles son de tipo actinolítico y proceden de la transformación de los primeros.

Los clinopiroxenos tienen hábito subhedral y están parcialmente transformados a anfíbol.

En relación con las transformaciones de los anfíboles, también se observan crecimientos de sustitución de biotita y clorita.

El cuarzo queda, en general, restringido a proporciones accesorias. Aparece como cristales pequeños, anhedrales, de crecimiento intersticial.

El apatito forma comúnmente cristales pequeños, prismáticos, aciculares que pueden estar incluidos en plagioclasas, anfíbol y biotita.

Los minerales opacos primarios con frecuencia se encuentran como inclusiones con hábito anhedral a subhedral en otros minerales. En general, se encuentran muy alterados a esfena en los bordes.

Entre los minerales secundarios, se encuentran agregados y masas irregulares con morfología muy diversa, de sericita, epidota, zoisita-clinozoisita y carbonatos que proceden de la alteración (saussuritización) de la plagioclasa. Algunos cristales de zoisita presentan planos de exfoliación (010). En relación con la retrogradación de anfíboles y pironexos, se encuentran agregados de anfíboles secundarios del tipo actinolitas y también se encuentran agregados de clorita. Como productos asociados a la alteración de la biotita aparecen clorita y opacos.

4.2.3. Filones de cuarzo (9)

Este tipo de diques son muy frecuentes por toda la Hoja, intruyendo tanto en rocas graníticas como en metamórficas. Este tipo de diques van asociados con intrusiones graníticas, siempre como últimos representantes de las manifestaciones filonianas.

La dirección de estos diques de cuarzo es N-S a NE-SO, y al S del Plutón de Zorita tienen una dirección NO-SE.

En general, este tipo de diques de cuarzo presentan unas características comunes, bastante constantes, las cuales son:

- a) Están formadas por cuarzo lechoso. No están mineralizados y si lo están no tienen importancia económica.
- b) Presentan una dirección muy constante, N-S a NE-SO, y van asociados a fracturas desarrolladas en estadios relativamente tardíos, fracturación tardihercínica de PARGA (1969) y/o alpina.
- c) Presentan una longitud variable, desde varios kilómetros hasta unos cientos de metros, presentando recorridos con formas sigmoidales y discontinuos.
- d) Topográficamente, estos diques dan pequeños resalte, conocidos morfológicamente como «sierros». GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1971).

4.3. MODELO DE EMPLAZAMIENTO

Según CASTRO (1984), el Plutón de Zorita se emplaza por un mecanismo permitido («stopping»), desarrollando un metamorfismo de contacto sobre la roca de caja. Esta aureola metamórfica es muy estrecha en relación con la composición granodiorítica de la facies externa, por lo que su emplazamiento se debió de realizar en un estadio de cristalización y disminución de temperatura bastante avanzada.

En el Plutón de Zorita, se han diferenciado varias facies, que se pueden resumir en tres principales (véase apartado de Geoquímica). La relación entre estas tres facies es la siguiente: la facies externa (4), que es la más evolucionada, muestra un contacto gradual con la facies interna (3), que representa términos menos evolucionados, y esta última también pasa de forma gradual hacia una zona interna con dirección N-S, de rocas migmatíticas. De todo esto se puede concluir que estas facies son cogenéticas. En un último estadio de evolución del plutón, se produce la intrusión del granito de Santa Cruz, el cual intruirá en una zona de debilidad dentro del plutón, que podrían ser fracturas.

4.4. METAMORFISMO

4.4.1. Metamorfismo regional

Los materiales metasedimentarios representados en el área que comprende la Hoja, han sido afectados por un metamorfismo regional progrado, simultáneo con la deformación hercínica y que comprende la zona de la clorita, en base a los minerales índice presentes en los metasedimentos.

Las asociaciones minerales presentes en los materiales de esta zona son las siguientes:

1. Cuarzo + moscovita.
2. Cuarzo + clorita + moscovita.
3. Cuarzo + moscovita + albita.
4. Cuarzo + moscovita + clorita + albita.

Todas ellas van acompañadas de minerales opacos (ilmenita) y como minerales accesorios suelen llevar circón, rutilo, apatito y turmalina; de forma muy esporádica se observa zoisita y feldespato potásico.

De las cuatro asociaciones descritas anteriormente, tal vez la asociación 4 sea la más frecuente, sin que se puedan diferenciar áreas donde predomine una u otra asociación.

Todas las esquistosidades están marcadas principalmente por clorita+moscovita (sericitita). Para la S_3 hay que añadir que los planos también están marcados por opacos+óxidos.

Los materiales aflorantes, presentan dos esquistosidades bien marcadas y presentes por toda la Hoja. La primera de ellas (S_1) es del tipo «slaty cleavage» y la segunda es una crenulación (S_2).

La esquistosidad S_1 está presente por toda la Hoja, mientras que la S_2 , más frecuente en el dominio oriental, se concentra en bandas más o menos anchas.

En la Hoja se observa una tercera esquistosidad (S_3), la cual se identifica en todo el tercio oriental. Se trata de una esquistosidad de crenulación desarrollada sobre la S_2 o bien se observan planos C-S de cizallamiento. Estos planos de S_3 son cortos y discontinuos (Figura 4.1).

Para los tramos de composición grauváquica, llama la atención la presencia de fragmentos de roca (FR) de composición pelítica, los cuales tienen una estructuración previa (Spr) a la esquistosidad general de la roca (S_1). La esquistosidad previa es un «slaty cleavage», que se encuentra crenulada por la S_1 . Los FR tienen forma subredondeada y el ángulo que forman Spr y S_1 es variable.

4.4.2. Metamorfismo de contacto

Los macizos graníticos presentes en la Hoja (Zorita y Logrosán) provocan un metamorfismo de contacto sobre los materiales encajantes, que se superpone al metamorfismo regional. Estas aureolas de contacto se hacen visibles tanto en campo como en microscopio, bien como recristalizaciones térmicas o como texturas mosqueadas y fenómenos de neoformación de minerales.

4.4.2.1. Metamorfismo de contacto de Logrosán

El Macizo de Logrosán se encuentra principalmente en la Hoja de Valdecaballeros, en su esquina NO, continuándose muy poco en la Hoja de Zorita. Llama la atención la aureola tan extensa en relación con la superficie aflorante de dicho cuerpo granítico. La aureola metamórfica tiene forma sigmoidal a grandes rasgos, y en esta Hoja entra su segmento Suroccidental con una dirección NE-SO y longitud entre 4 a 5 km.

Dentro de la aureola se pueden diferenciar dos facies metamórficas. La primera de ellas se circunscribe a unos pocos metros alrededor del macizo granítico, con desarrollo de nódulos de cordierita (\pm andalucita), dando lugar a los esquistos mosqueados con una recristalización de los componentes bastante importante. La segunda aureola es la más extensa y es la que más superficie tiene, mostrando la dirección NE-SO. Está formada por rocas de grado bajo-medio, donde se produce la neoformación de poiquiloblastos de biotita y moscovita, con una recristalización de los componentes, dando texturas en mosaico.

Por lo que respecta a la edad de intrusión del macizo granítico, se puede decir que se produce en condiciones claramente postcinemáticas con relación a la primera y segunda fase de deformación hercínica, ya que los poiquiloblastos incluyen a dichas esquistosidades (S_1 y S_2).

Con respecto a la tercera fase de deformación hercínica, las relaciones no están muy claras, pero parece ser que la intrusión del macizo granítico es sincinemática con la tercera fase, ya que los blastos de biotita se desarrollan miméticamente con dichos planos de esquistosidad.

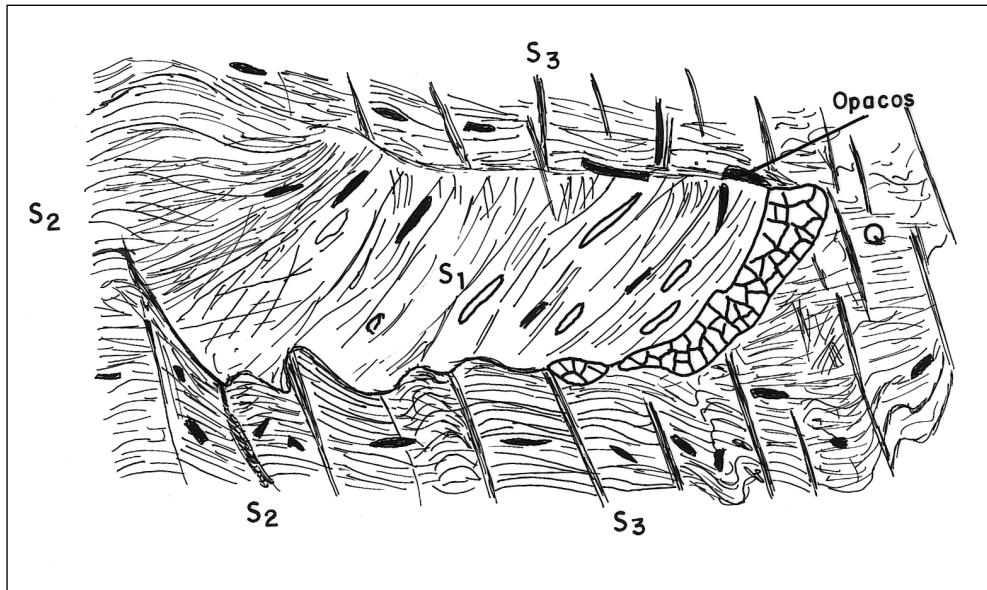


Figura 4.1. Relación de las esquistosidades observadas a microscopio en la muestra WM-5A.

4.4.2.2. Metamorfismo de contacto del Plutón de Zorita

El Macizo de Zorita se encuentra al NO de la Hoja, continuándose por las Hojas contiguas. La aureola de contacto desarrollada sobre los metasedimentos no llega a superar los 700 m. Esta anchura es muy estrecha en relación con la aureola que produce el Macizo de Logrosán, y también son menores las condiciones del metamorfismo de contacto, ya que sólo se llegan a producir poiquiloblastos de «moscovita+biotita». Los blastos de biotita son pequeños y se circunscriben a unos pocos metros alrededor del macizo, en cambio los blastos de moscovita son de gran tamaño. También se produce una recristalización del resto de los componentes, así el cuarzo forma la textura en mosaico.

4.5. GEOQUÍMICA

El estudio geoquímico de las rocas graníticas comprendidas dentro de los límites de esta Hoja, se ha efectuado sobre litologías pertenecientes por una parte al Plutón de Zorita y por otra al Granito de Santa Cruz, pequeño cuerpo intrusivo que se emplaza en el anterior.

Ambos cuerpos plutónicos se sitúan en el sector noroccidental de la Hoja objeto de estudio.

Del conjunto de ambas intrusiones se dispone de un total de 9 muestras, de las cuales 6 de ellas (JM-200 a JM-205 y JM-207) corresponden al Plutón de Zorita, mientras que JM-206 y JM-208 se han muestreado en los granitos de 2 micas del Granito de Santa Cruz.

La cartografía de campo del Plutón de Zorita permite, localmente, distinguir 2 facies dentro de la litología mayoritaria (monzogranitos-granodioritas), y que en adelante se denominarán Facies interna y Facies externa (en sentido cartográfico), según la disposición espacial de los puntos de muestreo.

Como aspecto diferenciador, en el estudio de visu se puede apreciar un tamaño de grano algo mayor en la facies externa, mientras que el contenido de cordierita, presente en ambas facies, es menor en la externa.

En la Tabla 4.1 se presenta el conjunto de los resultados analíticos de las muestras consideradas.

Tabla 4.1. MAGNA Hoja 731 Zorita. Listado de resultados analíticos

Muestra	JM-200	JM-201	JM-202	JM-203	JM-204	JM-205	JM-206	JM-207	JM-208
Petrología	Fac. inter.	Fac. inter.	Fac. exter.	Fac. exter.	Fac. inter.	Fac. inter.	Gto. 2 micas	Fac. exter.	Gto. 2 micas
Hoja 50000	731	731	731	731	731	731	731	731	731
Huso	30	30	30	30	30	30	30	30	30
Coord. X	261.750	259.900	257.725	256.500	263.000	254.100	255.200	256.372	254.530
Coord. Y	4.355.525	4.357.050	4.348.025	4.348.700	4.353.525	4.355.475	4.355.300	4.351.902	4.355.524
SiO₂	73,20	72,50	70,70	70,30	73,26	70,06	75,48	68,42	76,09
Al₂O₃	14,50	14,51	14,66	14,60	14,40	14,74	14,64	14,62	15,32
Fe₂O₃	1,29	1,27	1,23	0,80	1,17	1,47	0,67	1,33	0,62
FeO	1,40	1,88	2,48	3,01	1,41	2,92	0,35	3,43	0,56
MgO	0,87	1,13	1,23	1,29	0,83	1,57	0,26	1,27	0,15
CaO	1,88	1,92	2,29	2,39	1,49	2,52	0,50	3,00	0,60
Na₂O	2,71	2,47	2,32	2,26	2,36	2,18	1,96	3,98	2,33
K₂O	2,20	2,63	2,67	2,71	2,94	2,22	3,65	2,61	3,24
MnO	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,02
TiO₂	0,35	0,45	0,56	0,59	0,36	0,64	0,11	0,65	0,07
P₂O₅	0,17	0,13	0,32	0,22	0,23	0,20	0,44	0,24	0,49
H₂O	0,41	0,45	0,62	0,59	0,71	0,44	0,95	0,32	0,32
TOTAL	99,01	99,38	99,12	98,81	99,21	99,00	99,05	99,91	99,81
Li	40,98	42,76	24,87	37,42	37,80	34,89	86,86	28,00	39,00
Be	1,44	1,90	2,13	2,72	2,26	1,19	1,88	2,00	1,00

Tabla 4.1. (Continuación)

Muestra	JM-200	JM-201	JM-202	JM-203	JM-204	JM-205	JM-206	JM-207	JM-208
Cr	31,14	37,59	33,33	35,39	30,99	45,73	16,53	29,00	5,00
Co	11,05	11,30	14,30	13,48	8,37	15,53	2,50	10,00	2,50
Ni	9,88	13,99	12,13	14,07	8,31	15,48	2,50	10,00	2,50
Cu	22,52	20,07	18,03	22,63	10,61	19,74	5,84	15,00	8,00
Zn	62,91	63,71	65,17	63,15	48,82	75,22	35,65	57,00	23,00
Rb	107,00	118,00	104,00	118,00	130,00	100,00	240,00	94,00	193,00
Sr	82,52	93,48	107,60	99,51	88,89	116,20	35,16	116,00	21,00
Y	9,55	10,99	22,93	19,63	20,13	20,20	7,18	30,00	8,00
Zr	155,00	206,00	172,00	225,00	150,00	285,00	65,00	208,00	33,00
Sn	11,95	13,74	12,16	14,30	14,05	12,28	21,43	16,00	9,00
Bu	416,40	498,40	596,20	527,60	487,30	471,	215,60	529,00	115,00
As	5,00	5,00	5,00	20,29	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
B	53,89	66,25	58,99	102,60	43,23	83,79	42,61	21,00	23,00
Pb	61,41	53,67	55,99	46,34	44,82	43,99	47,90	39,00	44,00
Nb	25,87	50,81	42,95	43,89	30,29	41,13	24,53	19,00	7,00
W	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	2,50	2,50
Mo	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Bi	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
V	30,65	47,89	47,11	48,29	33,43	59,91	17,56	60,00	13,00
Ag	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Cd	0,50	1,25	0,50	0,50	1,34	0,50	1,06	0,05	1,00
Ta	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	55,00	5,00	8,00	2,50
S	66,00	56,00	10,00	145,00	10,00	83,00	10,00	157,00	5,00
Ce	37,00	50,00	40,00	46,00	21,00	62,00	5,00	40,00	5,00
F	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,02	0,07
Cs	12,00	12,00	9,00	12,00	13,00	9,00	44,00	9,00	9,00
Hf	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Th	36,00	37,00	40,00	20,00	36,00	16,00	28,00	16,00	16,00
U	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Los datos para elementos mayores y Flúor (F) se presentan en porcentajes sobre roca total, mientras que el resto de elementos analizados se da en ppm.

Del tratamiento de estos datos, se pueden extraer las siguientes consecuencias:

— Granitos de 2 micas, correspondientes al pequeño cuerpo intrusivo de Santa Cruz en el granito de Zorita.

Presenta un quimismo altamente diferenciado, con valores de SiO_2 en torno al 76%, bajo contenido en Fe total (0,1%), con relación $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ superior a 1,5 y valores de CaO y MgO por debajo del 0,5%.

Los valores de K_2O son propios de este tipo de rocas (leucogranitos con alto contenido en moscovita), mientras que Na_2O presenta un valor bajo, especialmente en la muestra JM-206 (inferior al 2%), la cual parece haber sufrido un proceso de alteración que se manifiesta en la elevada proporción de H_2O (1%) y elevada relación $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ (en torno a 2).

El alto grado de diferenciación presentado por esta facies, se refleja asimismo en la Norma CIPW (Tabla 4.2), donde las dos muestras consideradas alcanzan valores de cuarzo normativo próximos al 50%, mientras que los feldespatos alcalinos alcanzan valores conjuntos del 40%, en contraste con la nula formación de anortita.

Tabla 4.2. Contenidos medios en las dos facies distinguidas en el plutón de Zorita

	Fac. interna	Fac. externa
SiO_2	72,30	69,9
Al_2O_3	14,59	14,63
Fe_2O_3	1,30	1,12
FeO	1,90	2,97
MnO	0,045	0,50
MgO	1,10	1,26
CaO	1,95	2,56
Na_2O	2,43	2,85
K_2O	2,49	2,66
TiO_2	0,45	0,60
P_2O_5	0,18	0,26
H_2O	0,50	0,51

Otro aspecto significativo es la elevada proporción de corindón normativo (8%) indicativo del quimismo peralumínico de este magma.

Este alto contenido de corindón, enmascara el grado de diferenciación marcado por el Índice ID, el cual se sitúa en torno al valor 89.

— Plutón de Zorita, constituido mayoritariamente por monzogranitos-granodioritas.

Como se indicaba anteriormente, se han distinguido 2 facies dentro de esta intrusión, cuyo quimismo es bastante semejante, propio de una granodiorita con tendencia monzonítica, caracterizada por valores relativamente elevados de SiO_2 (71%), Fe total entre 3 y 4,5% con relación ferrosa.

Las diferencias entre ambas facies se pueden resumir en los siguientes puntos (Tabla 4.2):

- Mayor contenido silíceo de la facies Interna, así como de Fe total, siendo la relación $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ prácticamente doble en esta facies (0,7) con respecto a la externa (0,37).
 - Valores equivalentes de MgO , Na_2O y K_2O , mientras que el contenido cálcico es superior en la facies externa.
- La Norma CIPW (Tabla 4.3) también refleja estas diferencias, marcando un mayor grado de diferenciación de la facies Interna, con valores de Cuarzo normativo superiores al 42%, mayores proporciones de ortosa e inferior de anortita, mientras que la proporción de feldespato sódico no discrimina entre ambas facies, aspecto también reflejado por los valores de corindón normativo (situados entre 4 y 5% en ambas facies).

Este quimismo diferenciado sería más acusado si no se considerase la muestra JM-205, cuyos contenidos indican un grado de diferenciación inferior al conjunto de la facies en la cual se incluye.

En la Figura 4.2 se presentan los diagramas de Harker para el conjunto de las muestras estudiadas en esta Hoja.

El incremento de SiO_2 durante la diferenciación, se refleja en comportamientos bastante definidos del resto de variables analizadas.

Así, se presentan correlaciones claramente positivas de SiO_2 con respecto a K_2O , mientras que los «trends» evolutivos son negativos en el caso de Fe (tanto en su estado oxidado como reducido), MgO , CaO , TiO_2 , Sr y Ba.

En la mayor parte de los gráficos, se observa que la diferenciación marca una evolución única entre los distintos términos litológicos considerados.

Facies Externa → Facies Interna Granito de 2 micas

Esta evolución tan sólo está alterada por la muestra JM-205, cuyo quimismo anómalo ya ha sido puesto de manifiesto anteriormente.

Tabla 4.3. Norma mineralógica CIPW

Núm.	200	201	202	203	204	205	206	207	208
SiO₂	73,20	72,50	70,70	70,30	73,26	70,06	75,48	68,42	76,09
TiO₂	0,35	0,45	0,56	0,59	0,36	0,64	0,11	0,65	0,07
Al₂O₃	14,50	14,51	14,66	14,60	14,40	14,74	14,64	14,62	15,32
Fe₂O₃	1,29	1,27	1,23	0,80	1,17	1,47	0,67	1,33	0,62
FeO	1,40	1,88	2,48	3,01	1,41	2,92	0,35	3,42	0,56
MnO	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,02
MgO	0,87	1,13	1,23	1,29	0,83	1,57	0,26	1,27	0,15
CaO	1,88	1,92	2,29	2,39	1,49	2,52	0,50	3,00	0,60
Na₂O	2,71	2,47	2,32	2,26	2,36	2,18	1,96	3,98	2,33
K₂O	2,20	2,63	2,67	2,71	2,94	2,22	3,65	2,61	3,24
P₂O₅	0,17	0,13	0,32	0,22	0,23	0,20	0,44	0,24	0,49
H₂O	0,41	0,45	0,62	0,59	0,71	0,44	0,95	0,32	0,32
Tot	99,01	99,38	99,12	98,81	99,21	99,00	99,05	99,91	99,81
Norma CIPW									
Q	43,70	41,84	39,91	38,54	44,00	40,26	49,72	25,72	49,71
OR	13,00	15,54	15,78	16,02	17,37	13,12	21,57	15,42	19,15
AB	22,93	20,90	19,63	19,12	19,97	18,45	16,59	33,68	19,72
AN	8,22	8,68	9,27	10,42	5,89	11,20	0,00	13,32	0,00
HY	3,19	4,55	5,77	7,20	3,17	7,09	0,65	7,36	0,81
HE	—	—	—	—	—	0,00	0,04	0,00	0,00
MT	1,87	1,84	1,78	1,16	1,70	2,13	0,91	1,93	0,90
IL	0,66	0,85	1,06	1,12	0,68	1,22	0,21	1,23	0,13
AP	0,39	0,30	0,74	0,51	0,53	0,46	0,88	0,56	1,06
C	4,65	4,42	4,56	4,13	5,18	4,65	7,47	0,37	7,98
ID/TT	79,64	78,29	75,33	73,68	81,34	71,82	87,88	74,82	88,58

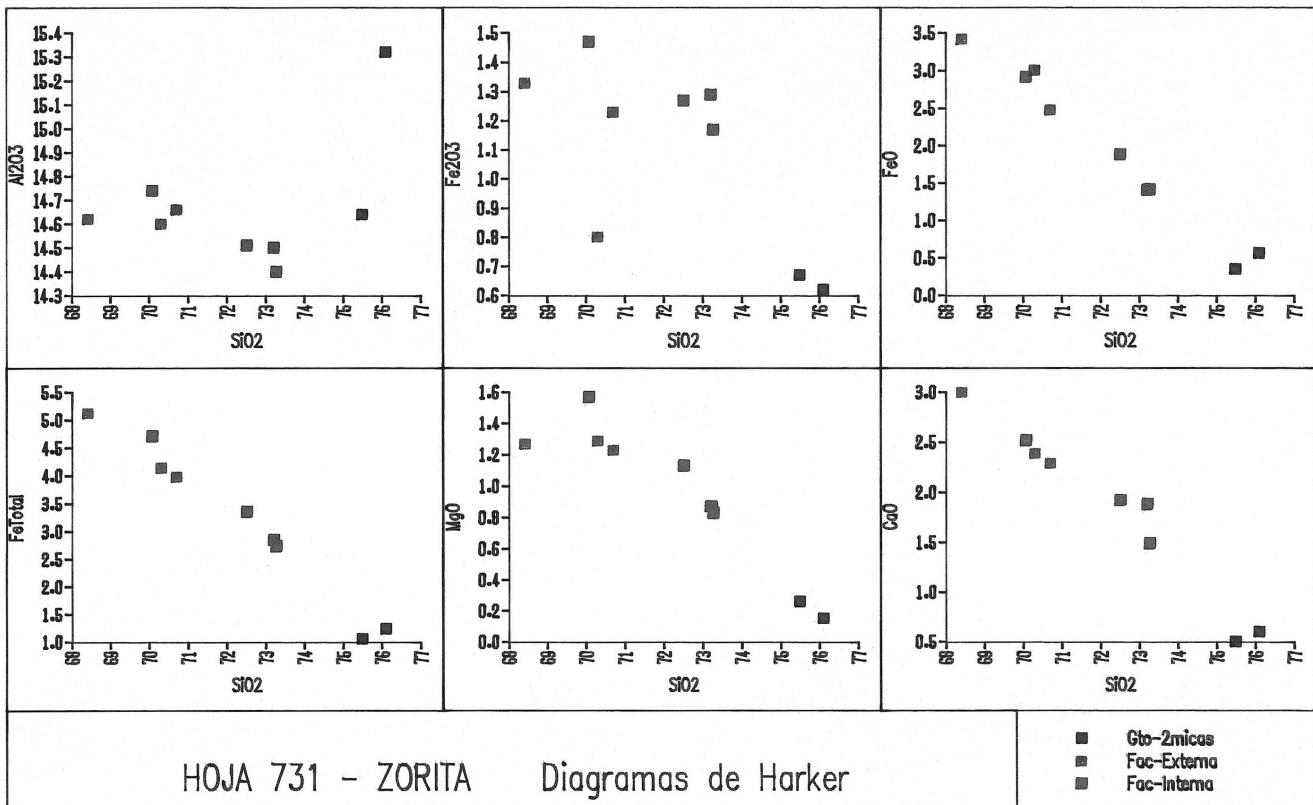
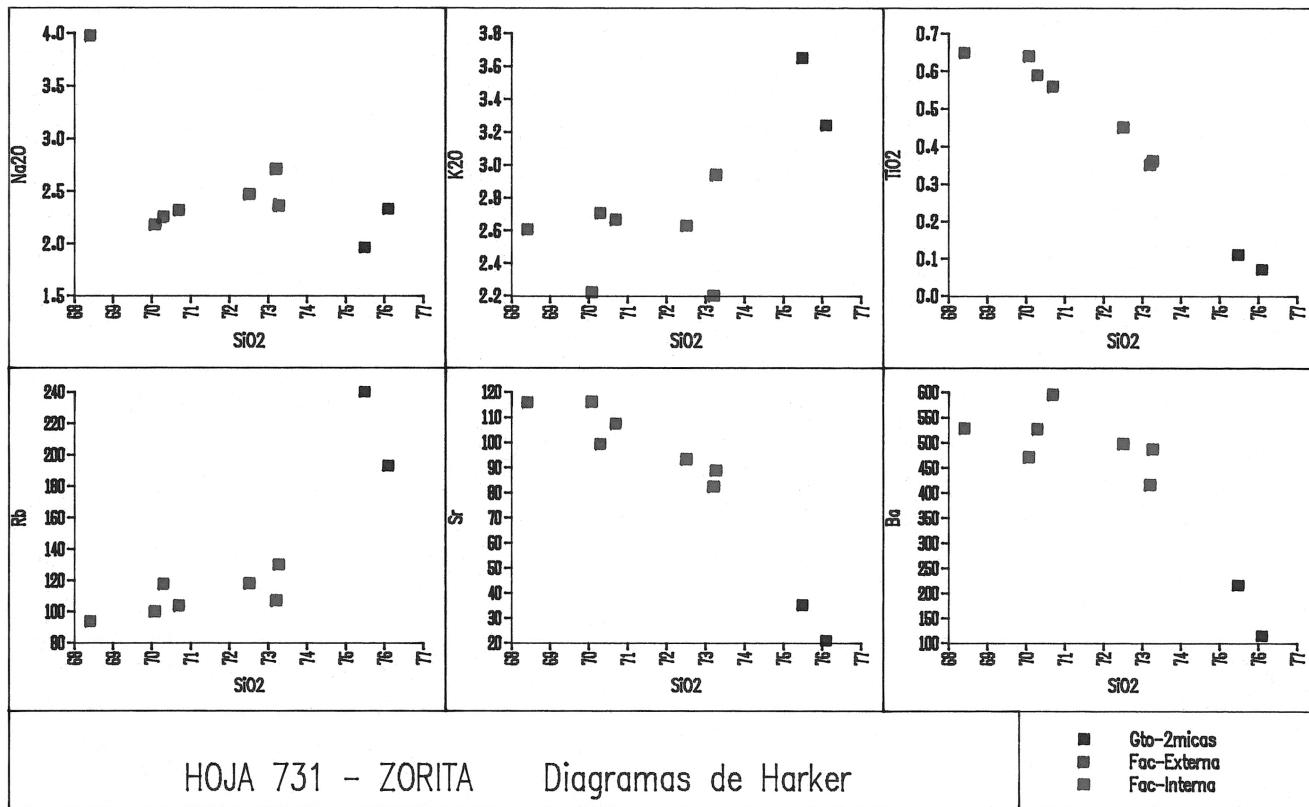


Figura 4.2. Diagrama de Harker.

Figura 4.2. Diagrama de Harker (*continuación*).

Este hecho, que puede responder a un proceso simple de cristalización fraccionada, queda perfectamente reflejado en el diagrama A-F-M de la Figura 4.3, donde el conjunto de muestras define los estadios intermedios y finales de una serie calcoalcalina con bajo contenido de MgO y relativamente elevado de Fe total y Al_2O_3 .

En la Figura 4.4 se presenta el diagrama Ba-Rb-Sr, donde los dos plutones (granodioritas-monzogranitos de Zorita y granitos de 2 micas de Santa Cruz) aparecen claramente diferenciados.

Este diagrama permite observar que las diferencias indicadas anteriormente entre la Facies interna y externa de Zorita son poco marcadas, reduciéndose a una mayor relación de Rb/Ba de la Facies interna con respecto a las externas, mientras que el contenido de Sr es similar en ambas.

El conjunto de ambas facies se sitúa en el campo de los granitos normales, mientras que los granitos de 2 micas se proyectan en el sector propio de los granitos con elevado grado de diferenciación.

En la Figura 4.5 se presenta el diagrama normativo de Streckeisen para el conjunto de muestras. Mientras que los granitos de 2 micas se proyectan en el extremo del campo de los granitos ricos en minerales cuarzofeldespáticos con alto contenido en feldespato alcalino, el conjunto de muestras del Plutón de Zorita se proyectan en el campo granodiorítico-adaméllítico, con alta proporción sílica. Las muestras de la Facies externa marcan una tendencia menos diferenciada, propia de los monzogranitos, aspecto éste más evidente en la muestra JM-205.

El diagrama de Debon y Le Fort de la Figura 4.6 incluye el conjunto de muestras de Zorita en el campo global de las rocas peralumínicas ($Al > K + Na + 2Ca$), dentro de los sectores III y II de este diagrama.

Tipológicamente, se les puede encuadrar en una asociación alúmico-cafémica o aluminosa, si bien el alto contenido en Al_2O_3 puede enmascarar la asignación final.

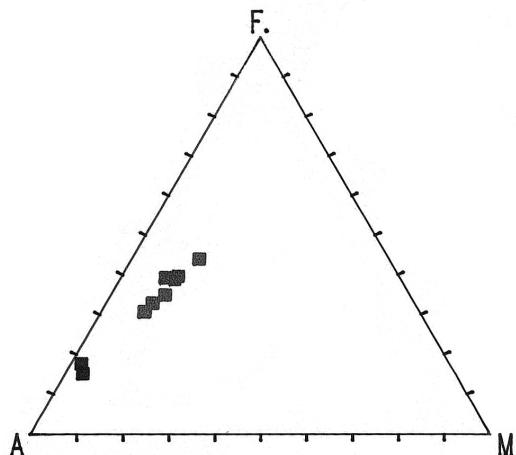
Fuera de esta tendencia global se puede considerar la muestra JM-205, incluida en el campo metaalumínico, con contenido propio de una tonalita-granodiorita con bajo contenido en K_2O y alto de CaO .

Por su parte, los granitos de 2 micas se proyectan en el campo de los leucogranitos, alto grado de diferenciación y carácter fuertemente peralumínico.

En conclusión, parece existir una relación genética entre las dos facies del Plutón de Zorita (las cuales estarían formadas por un mismo magma con diferenciaciones probablemente locales) y los granitos de 2 micas de Santa Cruz.

La relación entre ambos grupos parece ser debido a un proceso de cristalización fraccionada con enriquecimiento gradual de SiO_2 y K_2O , mientras que los contenidos de minerales ferromagnesianos decrecen simultáneamente.

■ Gto-2micas
 ■ Fac-Externa
 ■ Fac-Interna



■ Gto-2micas
 ■ Fac-Externa
 ■ Fac-Interna

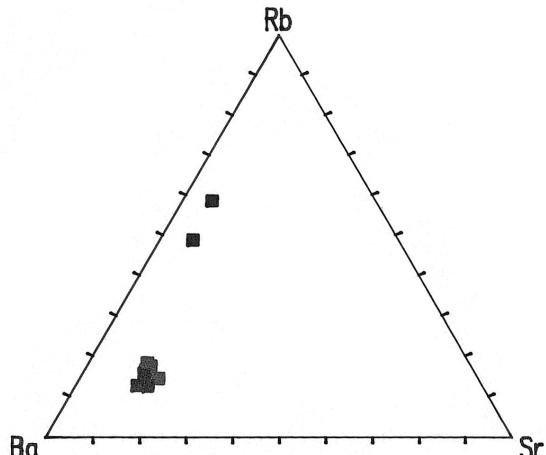


Figura 4.3. Diagrama A-F-M

HOJA 731 - ZORITA

Figura 4.4. Diagrama Rb-Ba-Sr.

HOJA 731 - ZORITA
Diagrama Normativo de Streckeisen

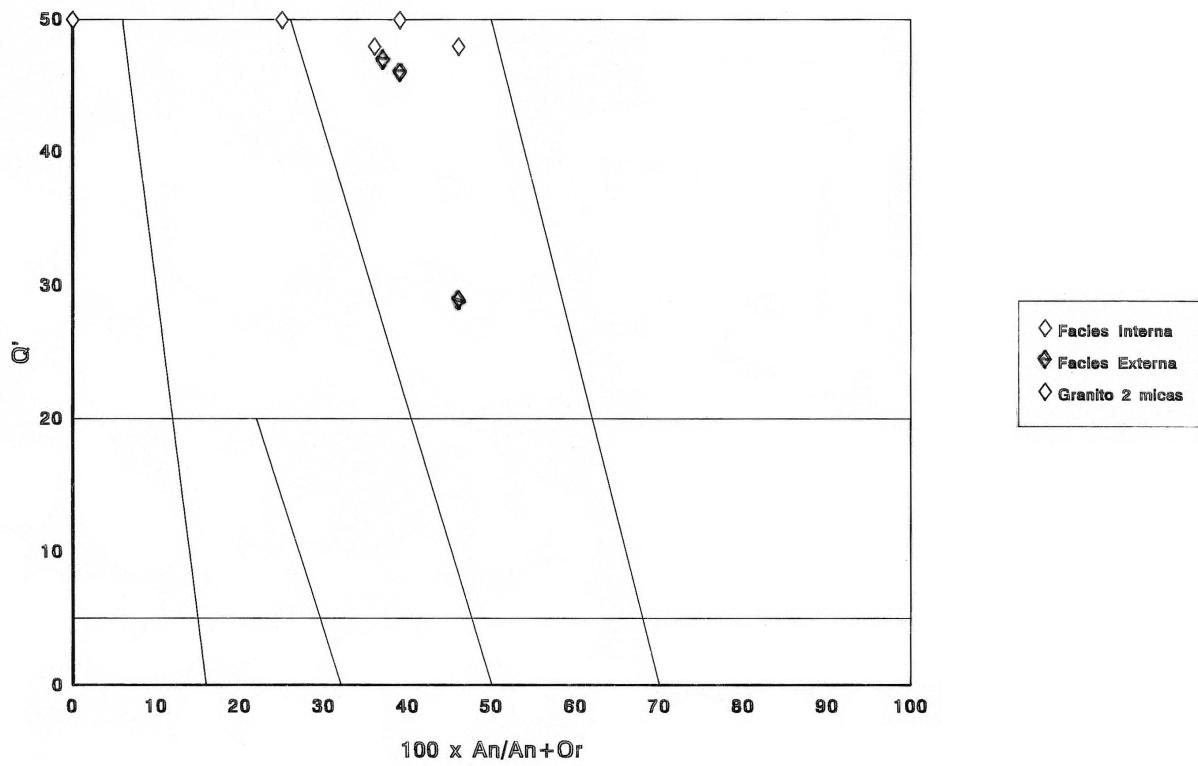


Figura 4.5. Diagrama normativo de Streckeisen.

Hoja 731 - ZORITA
Diagrama de Debon-Le Fort

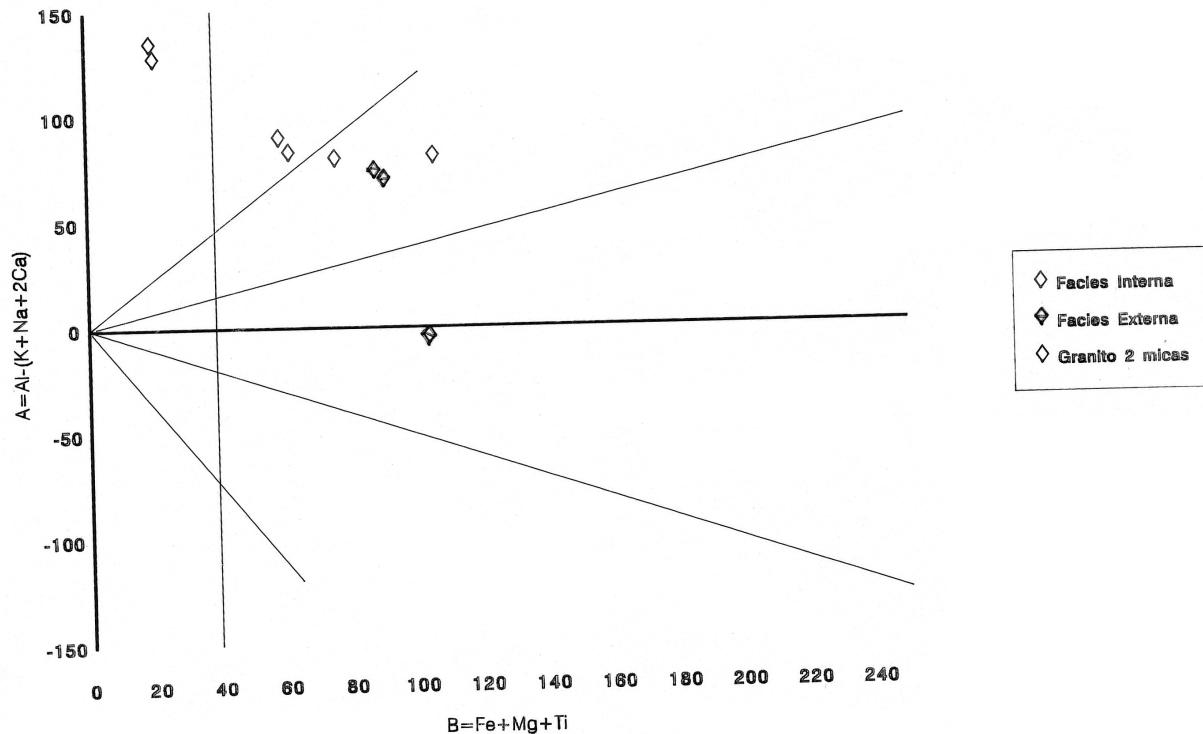


Figura 4.6. Diagrama de Debon-Le Fort.

El contacto neto entre las facies granodioríticas y el granito intrusivo de Santa Cruz, así como la ausencia de muestras que reflejen un quimismo intermedio entre ambos grupos litológicos, no invalida la apreciación anterior.

El granito de 2 micas correspondería a un impulso tardío en una cámara magmática común.

El emplazamiento del cuerpo, de carácter más evolucionado, se produciría posiblemente por una intrusión, a favor de fracturas, en la masa granodiorítica del Plutón de Zorita, por lo que el contacto entre ambos grupos litológicos es intrusivo neto.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. FISIOGRAFÍA

La mayor parte de la Hoja se ubica sobre un escalón o plataforma intermedia entre el escarpe centro-extremeño y la Cuenca alta del Guadiana (Vegas Altas), con cotas comprendidas entre 400 y 450 m.

En el borde Sur de la Hoja, dos entrantes o ensenadas de la cuenca mencionada, presentan una cota promedio de 300 m. En el borde Norte las Sierras de la Peña (841 m) y de Santa Cruz (850 m), corresponden a los relieves más elevados del área, y situados ya en el bloque elevado en relación al escarpe centro-extremeño.

Ruecas, Pizarroso y Alcollarín son los cursos principales de la Hoja con drenaje dirigido desde el NNE al SSO.

La red hidrográfica, dibujada por los cauces tributarios de estos ríos, muestra una desarrollo arborescente, con algunos tramos de trazado muy sinuoso, aunque encajados en el sustrato rocoso. Tal es el caso del río Pizarroso.

La presa construida sobre éste último creará un embalse de cierta importancia que ocupará el sector central de la Hoja.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se describen las unidades morfoestructurales más importantes que la componen, así como su relación con el entorno regional.

5.2.1. Estudio morfoestructural

Pese a que no se han podido identificar sobre el terreno ninguna de las fallas alpinas importantes del área, la morfología de ésta se ve fuertemente condicionada por los movimientos alpinos, dado que se sitúa en la banda que articula el bloque elevado, al Norte del escarpe centro-extremeño, con la Cuenca media del Guadiana.

En esencia, se trata de la primitiva llanura fundamental —definida por SOLÉ SABARIS (1952)— o penillanura extremeña HERNÁNDEZ PACHECO (1947) compartimentada en tres bloques principales. En el más septentrional dicha superficie se situaría a una altura próxima a los 900 m.

En el intermedio, que ocupa la mayor parte de la Hoja, la misma superficie se extendería con cotas próximas a los 400 m, y por último, bajo los sedimentos de la Cuenca del Guadiana, el tercer bloque se encuentra a unos 100 m sobre el nivel del mar, según los datos aportados por sondeos realizados al Sur de la zona de estudio (Hoja de Madrigalejo, n.º 754).

Las fallas alpinas principales parecen corresponder a una familia con dirección N45° a N60°E, situadas según un relevo derecho, de forma que, regionalmente, el borde norte de la cuenca mencionada presenta una dirección general y promedio OSO-ENE. Entre dichas fracturas deben de existir fallas de transferencia con dirección N-S a NNO.

La misma circunstancia parece producirse en relación con el escarpe centro-extremeño que da lugar a la alineación montañosa, que se continua desde las Sierras de Montánchez, a través de las Sierras de las Villuercas y de los Ibores, hasta los Montes de Toledo Occidentales.

La penillanura fundamental, al Sur del área de estudio, aparece basculada hacia el borde norte de la Cuenca del Guadiana, donde se alcanza el mayor espesor de sedimentos terciarios (unos 200 m). Igualmente, hacia el norte del mencionado escarpe la misma llanura desciende progresivamente hacia las cuencas terciarias del Tajo y de Coria, cuyos bordes septentrionales se articulan ya con los primeros escalones que elevan el Sistema Central.

5.2.2. Estudio del modelado

En este apartado se describen las unidades geomorfológicas desarrolladas sobre el anterior edificio morfoestructural, agrupándolas según su origen en: estructurales, fluviales, polígenicas, de ladera y antrópicas.

Formas estructurales

Las *fallas* y fracturas del zócalo son las estructuras con mayor expresión morfológica, configurando una red de fracturación, especialmente densa sobre el granito de Zorita.

Un esquema de fotointerpretación realizado sobre dicho granito ha sido objeto del análisis estadístico de la fracturación que figura en el capítulo de tectónica.

Las crestas debidas a diques también constituyen una forma relevante, especialmente sobre dicho macizo granítico y su entorno, predominando los diques de dirección NNE-SSO a N-S.

En el ángulo suroriental de la zona de estudio existen niveles conglomeráticos de la serie terciaria que con su exhumación han dado lugar a unas mesetas o *superficies estructurales*, con algún escarpe. Estas pequeñas plataformas aparecen en posición subhorizontal o bien con un débil buzamiento.

Formas fluviales

Pueden agruparse a su vez en formas producidas por depósito y formas erosivas. Las primeras predominan en el borde meridional de la Hoja, cubriendo los sedimentos terciarios.

Las más frecuentes son los *fondos de valle*, considerando como tales los depósitos de origen fluvial que configuran una morfología plana en dichos lugares.

Estos mismos depósitos, al alcanzar los valles principales de los ríos Alcollarín y Ruecas, ya sobre la cuenca del Guadiana, se prolongan a lo largo de los *lechos menores* encajados bajo la terraza baja (*Llanura de inundación*) de estos ríos.

Las llanuras de inundación aparecen a unos 2 o 3 m sobre los cauces anteriores.

Entre unos 5 y 8 m sobre los cauces de los ríos Ruecas y Pizarroso, se ha identificado un único nivel de *terrazas*, apenas elevado sobre la llanura de inundación actual.

En el Ayo. del Canchal (tributario por la izquierda del río Pizarroso), existe un pequeño *meandro abandonado*.

Los *conos de deyección* presentan un desarrollo muy escaso y sólo se han identificado como tales en la salida de algunos tributarios a los valles principales de la cuenca terciaria.

Entre las formas erosivas, son las *líneas de incisión lineal* («thalwegs») y las divisorias o *culminaciones de interfluvios* las más frecuentes dentro de la zona.

En relación con el lecho menor de los ríos Alcollarín y Ruecas, se ha detectado un proceso de *erosión lateral*, ejercida por el cauce o lecho menor.

Sobre la llanura de inundación del último río mencionado, la fotointerpretación permite identificar *arroyada en regueros cambiantes*.

En las inmediaciones y al Este de Alcollarín, existe un pequeño codo de captura sobre uno de los tributarios, por la izquierda, del río con el mismo nombre.

Formas poligénicas

La superficie de erosión fundamental, ya mencionada en el apartado anterior, aparece muy degradada y transformada en un relieve alomado, en el que sólo las culminaciones de los interfluvios más altos llegan a aproximarse al nivel de la primitiva *superficie (S1)*, la cual se extiende indistintamente sobre el macizo granítico de Zorita y los metasedimentos del Precámbrico.

A tan sólo unas pocas decenas de metros bajo la anterior, se ha identificado otra etapa de aplanamiento (*superficie S2*) estrechamente relacionada con los cauces actuales, por lo cual ha de corresponder a una etapa de estabilidad y regularización general durante el inicio del encajamiento de la red hidrográfica.

En sólo unos pocos lugares próximos a los ríos principales: Alcollarín, Pizarroso y Ruecas, se pueden identificar pequeñas plataformas o terrazas rocosas, consideradas como *superficie S3*.

Los glacis también presentan un escalonamiento similar al de las superficies, aunque aparecen con menor desarrollo que en las Hojas contiguas (Valdecaballeros, Navalvillar de Pela y Madrigalejo, n.^{os} 732, 754 y 755 respectivamente).

El más alto en el entorno de la Hoja, ha sido designado como G_2 , lo cual alude a la existencia en el ámbito regional (Hoja de Navalvillar de Pela) de otro episodio de glacis más altos y más antiguos.

El *glacis G_2* corresponde a la extensa raña pliocena, de la cual sólo quedan unas reducidas mesetas en el ángulo SE de la Hoja, donde coronan la sedimentación terciaria. Se trata de gravas cuarcíticas con niveles arenosos.

En el borde Norte y al SE de Zorita, también pueden identificarse unos depósitos conglomeráticos, aunque con una morfología ya degradada.

El episodio de *glacis medios* (G_3) muy desarrollado en la Hoja situada al Este (Valdecaballeros), en este caso sólo aparece representado por unos depósitos encajados bajo la superficie de erosión S1, en el sector central y meridional.

En el valle del río Alcollarín (margen izquierda), se ha identificado un episodio de *glacis bajos* (G_4) a unos 25 m sobre la llanura de inundación actual.

En el mismo lugar, así como en el margen izquierdo de los ríos Ruecas y Pizarroso, se desarrollan *glacis extensos actuales* o subactuales, ya que enlazan con los cauces actuales.

Algunas ensenadas y laderas con morfología irregular y no regularizada, aparecen cubiertas por depósitos de origen aluvial-coluvial, de naturaleza arcillosa, con cantos subredondeados, pizarrosos o graníticos dependiendo de la naturaleza del sustrato.

Formas de ladera

Los *coluviones* identificados en este sector son materiales sin clasificar (cantos pizarrosos, de cuarzo, etc., en una matriz limo-arcillosa) que cubren laderas regularizadas de los relieves del borde norte de la Hoja o bien las que jalonan las pequeñas elevaciones alargadas que coinciden con los diques de cuarzo.

Las *laderas* situadas bajo las mesetas de la raña pliocena (*glacis G_2*), aparecen *regularizadas* pero *disectadas* por la erosión remontante de la red hidrográfica actual.

Formas antrópicas

Se concentran fundamentalmente en el borde sur de la Hoja, donde existen numerosas obras para la creación de las infraestructuras de regadío: Canal de las Dehesas y canales

secundarios, rellenos de balsas artificiales y especialmente el sistema de diques de la presa del río Pizarroso.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales debidas a depósito, ya han sido mencionadas en relación con las unidades geomorfológicas correspondientes. Por otro lado, en el capítulo de Estratigrafía, se enumeran sus características petrológicas. En este caso se describirán las formaciones superficiales debidas a la alteración del zócalo.

En el entorno de la Hoja se han identificado dos alteritas:

- Alteración roja.
- Alteración ocre.

Estas se presentan con características similares y relaciones morfológicas, constantes en todo el ámbito del Macizo Hespérico.

Según el modelo de evolución geomorfológica desarrollado por MARTÍN SERRANO (1986), las edades de dichas alteraciones se sitúan en torno al Mioceno inferior y Mioceno superior-Plioceno.

La primera es una alteración superficial de la roca, que da lugar a una ferruginización y rubefacción. Sólo se conserva en algunos puntos más elevados de la superficie S1 que en algunos casos aparecen con una delgada cobertura terciaria.

La alteración ocre aparece estrechamente relacionada con los depósitos del Mioceno superior-Plioceno, culminados por el glacis G₂. Por ello se localiza en el entorno de los afloramientos de este glacis y de la delgada cobertura que lo soporta (centro y norte de la Hoja). Asimismo, se extiende coronando el interfluvio más alto que separa las cuencas hidrográficas de los ríos Pizarroso y Ruecas y donde, presumiblemente, se ha debido desmantelar dicha cobertura, la cual sí que se ha conservado en el ámbito de la cuenca terciaria correspondiente al ángulo suroriental de la Hoja.

5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

La evolución geomorfológica del área de estudio se remonta a la elaboración de la superficie fundamental ya mencionada y definida por SOLÉ SABARIS (1952), BIROT (1952) y SOLÉ SABARI (1954). Según las ideas desarrolladas por GARCÍA-ABAD y MARTÍN SERRANO (1980) y MARTÍN SERRANO (1986), esta superficie fue el resultado de un proceso de alteración y erosión simultánea de la alterita a lo largo del Mesozoico.

Durante el Paleógeno, este potente perfil de alteración fue desmantelado en su mayor parte, quedando tan sólo preservado en las laderas de los relieves residuales con capas cuarcíticas, y por ello no alterables.

Dentro de esta Hoja geológica, esta alterita no ha podido ser identificada, dado que no existen relieves cuarcíticos importantes en los que podría haber quedado preservada.

Fruto de este desmantelamiento fue, por un lado, el relleno de las cuencas terciarias creadas por los movimientos alpinos, y por otro la creación de una superficie grabada, que en la zona de estudio ha sido designada como S1.

Tras su desmantelamiento, compartimentación y desnivelación por la tectónica, esta superficie experimentó una alteración muy somera (rubefacción), durante el Mioceno inferior, en condiciones áridas y con procesos de arroyada esporádicos pero violentos, originándose depósitos tipo «debris flow» presentes en áreas colindantes a esta zona de estudio pero no bien identificados en ésta última. Durante esta etapa todavía se produjeron algunos movimientos sobre las fallas alpinas, ya que en las inmediaciones del ángulo SE de la Hoja, pero ya en la Hoja de Valdecaballeros, se han identificado microfallas que afectan a dichos depósitos.

Durante el Mioceno superior y Plioceno, gran parte de la Hoja pudo ser cubierta por los depósitos de la serie ocre a la par que el zócalo subyacente experimentaba la alteración caolínica con tonalidades ocres o blancas producidas por lixiviación.

Los datos cartográficos, correspondientes al extremo SE de esta Hoja y a las zonas colindantes, parecen evidenciar cómo dicha serie ocre fosiliza y sella el accidente alpino del borde de la cuenca del Guadiana.

Este depósito debió ser expansivo, extendiéndose sobre la superficie S1 hasta las inmediaciones del escarpe centro-extremeño, situado en el límite norte de la Hoja.

El drenaje asociado al sistema fluvial responsable de este depósito, debió de desaguar ya hacia el Atlántico, coincidiendo con una etapa de estabilidad tectónica y del nivel de base durante la cual se generó el extenso glacis G₂ (Raña Pliocena).

Seguidamente se inició el encajamiento de la red fluvial con la consiguiente exhumación de la superficie S1 y la elaboración de aplانamientos o terrazas rocosas: S2 y S3, así como los glaciares encajados G₃ y G₄, y por último, los glaciares actuales que enlazan con los cauces y llanuras de inundación de los ríos principales.

5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y RECENTE

El modelo geomorfológico que se acaba de exponer muestra una prolongada evolución (exhumación o génesis de una superficie grabada, enterramiento, nueva exhumación y degradación reciente y actual), en la que la mayor parte de los procesos se han producido en relación con el mismo nivel de la topografía (superficie S1) con escasas variaciones de su altitud que no sean las producidas por la tectónica.

El último episodio, el encajamiento de la red hidrográfica actual, representa un cambio notable que está llevando a la desaparición de todo el registro estratigráfico y geomorfológico de las etapas anteriores.

La acentuada deforestación y las escasas precipitaciones, hacen pensar en un futuro predominio de los procesos de erosión sobre los de alteración y desarrollo de suelos estables que atenúen lo anterior.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el área de investigación del Proyecto que incluye esta Hoja, situada en el núcleo del Domo Extremeño, el registro sedimentario de los materiales aflorantes muestra tres conjuntos claramente identificables. El conjunto precámbrico, es la unidad más característica de esta región; el conjunto paleozoico, que origina los relieves que resaltan en la penillanura extremeña, y el conjunto cenozoico, que rellena las depresiones por donde discurren los cauces fluviales más importantes, especialmente el río Guadiana y sus afluentes Gargáligas, Ruecas, Alcollarín, Cubilar y Zújar.

La base de la serie general, en gran parte de la ZCI, la constituyen los materiales atribuidos al Precámbrico y denominados Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), por CARRINGTON DA COSTA (*op. cit.*), TEIXEIRA (*op. cit.*) y OEN ING SOEN (*op. cit.*).

En las últimas décadas, las investigaciones realizadas en estos materiales, no han conseguido poner de acuerdo a los distintos autores sobre cuestiones geológicas básicas. De esta forma se tiene, desde autores o equipos de investigación que han considerado el CEG como un registro sedimentario continuo, hasta propuestas que lo subdividen en dos, tres o cuatro grupos.

Los primeros intentos de división son los de BOUYX (1970), CRESPO y REY (1971) y CRESPO y TAMAIN (1971). En estos dos últimos trabajos los autores distinguen en el Valle de Alcudia y Domo de Abenajar, dos unidades separadas por una discordancia a las que denominan Alcudiense Inferior, eminentemente grauváquico y Alcudiense Superior con sedimentación mixta siliciclastico-carbonatada.

El trabajo de síntesis regional de HERRANZ y otros (1977), recoge esta división y la amplia a toda el área de Alcudia-Alta Extremadura.

En la publicación resumen del «Proyecto Hespérico», ÁLVAREZ NAVA y otros (1988), definen la existencia de tres grupos separados por discordancias. Esta línea de investigación se mantiene y precisa en trabajos posteriores SAN JOSÉ (1981), SAN JOSÉ y otros (1990), PALERO (1993), LÓPEZ DÍAZ (1994) y actualmente la subdivisión del CEG en tres grupos denominados: Domo Extremeño, Ibor-Navalpino y Valdelacasa, es generalmente utilizada y aceptada.

En cuanto a la edad precámbrica, atribuida a la mayor parte de la sucesión anteordovícica, es igualmente objeto de controversia, acrecentada por el escaso contenido paleontológico de estos materiales y la dispersión de los hallazgos.

La atribución cronoestratigráfica de los materiales del Alcudiense Inferior (Grupo Domo Extremeño) al Rifeense s.l., en virtud del supuesto hallazgo de dos géneros de acritarcos MITROFANOV y TIMOFEEV (1977), no tiene actualmente validez ya que dichos géneros han sido considerados como de origen inorgánico y por ende han perdido su valor estratigráfico. Sin embargo,

otros hallazgos de acritarcos e icnofósiles, realizados en materiales del Alcudiense Inferior Centroibérico, VIDAL y otros (1994a), permiten considerar una edad Neoproterozoica (Véndico) para todos estos restos fósiles.

La mayor abundancia y diversidad de fósiles se dan para el Alcudiense Superior (Grupos Ibor y Valdelacasa), y la edad que determinan es Véndico con aparición de metazoos coloniales de caparazón carbonatado de tipo *Cloudina*, que se considera fósil índice del Proterozoico terminal.

Por tanto, desde el punto de vista paleontológico, y a la luz de las investigaciones más recientes, aún no se ha probado la existencia de depósitos fosilíferos con antigüedad mayor al Véndico.

En este contexto regional previo, los trabajos desarrollados en el marco de esta investigación, reflejados en los capítulos anteriores, demuestran que en las series del Precámbrico pueden definirse dos grupos separados por una discordancia angular y erosiva. El grupo inferior aflorante es el Grupo Domo Extremeño, y sobre él se tiene un grupo datado como Véndico en razón de los hallazgos paleontológicos encontrados y que por su cronología y composición litológica es asimilable al Grupo Ibor-Navalpino. No aflora en esta área el Grupo Valdelacasa.

En el Grupo Domo Extremeño se han diferenciado tres formaciones con características litológicas muy definidas. De muro a techo se tienen las «Pizarras de Estomiza o Talarrubias», las «Areniscas de Estomiza» y la «Formación Orellana». En conjunto, estas formaciones constituyen una secuencia deposicional de tipo I, durante fases de nivel de mar bajo y se encuadrarían en un sistema turbidítico MUTTI y NORMARK (*op. cit.*).

El conjunto de las Formaciones Pizarras de Estomiza y Areniscas de Estomiza, representarían el cortejo de materiales turbidíticos depositados en etapa de mar bajo (tipo I) y la Formación Orellana sería el cortejo depositado en la etapa de ascenso del nivel del mar (tipo II). La Formación «Limositas del Cubilar», equivalente lateral de esta última, podría tratarse de un complejo progradante de nivel bajo (PLSC) en depósitos de plataforma externa.

La secuencia deposicional que configuran las formaciones del Rifeense Superior-Véndico Inferior con depósitos de cuenca y talud, que en principio parecen indicar una elevada tasa de sedimentación con tendencia a la somerización, pero cuyos espesores promedio, facies, asociaciones y ciclos de facies mantienen condiciones similares durante decenas de kms en la ZCI, cuestionaría que, una secuencia deposicional con estas características, fuese simplemente el relleno de un surco subsidente. El espectro de los distintos conglomerados, en especial los «pebbly mudstone», con cantos estructurados previamente, las direcciones de aporte medidas y el sistema de depósito descrito, junto a todas las cuestiones anteriores, invocaría una cuenca con actividad tectónica continuada y creciente en la que su área emergida, situada al Sur y Suroeste, sufre un levantamiento progresivo, en tanto que el talud sedimentario se desplaza simultáneamente hacia el Norte y Noreste con relleno lateral y frontal del surco subsidente.

En este contexto tectosedimentario la etapa de deformación, de edad Véndico Inferior, correspondería a una fase mayor de ámbito cuencal, con la que podría relacionarse una esquistosidad en ámbitos internos de la cadena PALERO (1993), en las zonas más externas de la cadena —como es el caso de esta Hoja— la esquistosidad o no se ha desarrollado o bien ha sido enmascarada por fases orogénicas posteriores.

Durante el Véndico Superior se reanuda la sedimentación con los depósitos del Grupo Ibor en discordancia sobre el GDE.

En cartografía, estos materiales se encuentran sobre cualquiera de las formaciones del GDE, lo que subraya el carácter discordante del límite establecido entre ambos grupos (discontinuidad de tipo 1).

Aunque en esta Hoja no afloran materiales atribuibles al Grupo Ibor, este capítulo contempla la evolución global del Precámbrico en áreas próximas, de tal forma que se obtenga una mejor comprensión del contexto tectosedimentario.

Se han definido dos unidades litoestratigráficas correspondientes a dos secuencias deposicionales. La inferior, con un cinturón de facies fluvio-marinas (fan deltas) situado en el SO, que evoluciona a facies de plataforma silicilástica y mixta siliciclástico-carbonatada con facies del grupo HCS, en los sectores orientales y surorientales. La secuencia deposicional superior, con afloramientos aún más restringidos, se observa en aparente concordancia con la infrayacente y su constitución es prácticamente similar, con siliciclásticos en la base y carbonatos a techo. El sistema de depósito evoluciona desde facies circunlitorales en el Oeste y Suroeste a plataformas mixtas en el Este y Noroeste. En ambas secuencias deposicionales, y especialmente en los tramos siliciclásticos y carbonatados, se han encontrado yacimientos de icnofauna relativamente abundante, que precisan una edad Véndico Superior para este Grupo.

En áreas próximas situadas al Norte y Noreste, afloran series muy potentes, tanto del Grupo Ibor, tan escasamente representado en ésta, como del Grupo Valdelacasa o Pusiente, de edad Véndico Superior-Cámbrico Inferior, discordante a su vez sobre los anteriores. Aún con la consideración ya realizada del intenso período erosivo preordovícico, la distribución de los afloramientos de los distintos grupos del CEG, así como sus espesores, composición de las secuencias deposicionales y las características de sus límites, confirman la traslación de los depocentros en el período Rifeense Superior-Cámbrico desde los sectores meridionales de la zona Surcentroibérica a los septentrionales.

El registro sedimentario aflorante en esta Hoja muestra que sobre los materiales atribuidos al Precámbrico se encuentran los sedimentos del Terciario. Por tanto, si este capítulo se ciñe exclusivamente a los datos aportados por estos depósitos, sería de difícil comprensión la evolución estructural de las series precámbricas durante la Orogenia Hercínica.

Por ello se cree necesario incluir en este capítulo datos referentes a series paleozoicas aflorantes en Hojas colindantes (Hojas n.^{os} 732, 754 y 755), incluidas junto a ésta en un proyecto de ámbito regional.

El registro sedimentario de los materiales paleozoicos postcámbricos, es el que ocupa una mayor extensión de afloramientos y el mejor conocido de la ZCI. Su límite inferior (Tipo I) es una discontinuidad de primera magnitud, que en la bibliografía se correlaciona con la discordancia Sárdica, que al ser intraordovícica en su localidad tipo (Cerdeña), invalidaría tal adscripción en esta zona.

En el intervalo Cámbrico Inferior-Ordovícico Inferior, sin sedimentación o con ella hasta un horizonte desconocido, ocurrió a nivel regional una fase tectónica a nivel cuencal, que según

algunos autores sería de tipo compresivo relacionada con movimientos de antiguas cizallas, seguido de un período distensivo, y según otros sería exclusivamente extensional, con movimientos diferenciales de bloques corticales, acompañados de vulcanismo fisural subaéreo y explosivo (dacítico), detectado en relación con la discordancia, Roiz (1979).

En las zonas internas de la cadena, las intrusiones de granitos (derivados con posterioridad en ortoneises) con dataciones absolutas en el intervalo Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, estarían relacionadas con esta fase.

En el ámbito regional, a esta fase, se le atribuye la formación de pliegues isoclinales norvergentes en el substrato y, localmente, sinesquistosa, ÁLVAREZ NAVA *et al.* (*op. cit.*).

La actuación subsiguiente de los procesos erosivos sobre las estructuras generadas, provoca vacíos erosionales de entidad variable.

En el ámbito de la investigación, los términos datados más modernos del hiperciclo neoproteozoico, son de edad Véndico Superior, en tanto que en toda el área el hiperciclo postcámbrico comienza con potentes sucesiones de materiales siliciclásticos (conglomerados, areniscas y lutitas) atribuidos al Arenig basal.

La restricción areal de estas series, sus cambios bruscos de espesor y litología, permiten suponer que son el relleno del paleorelieve generado por la tectónica distensiva en el zócalo anteordovícico. La atribución cronoestratigráfica de estas series, que preceden a la Cuarcita Armicana, es motivo de discusión, tanto más cuanto su contenido paleontológico es escaso o impreciso salvo hallazgos recientes realizados en sus niveles superiores, y que confirman una edad Ordovícico basal, concordante con la estratigrafía de eventos que sitúa una transgresión global en el Tremadoc inferior, GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (*op. cit.*), SAN JOSÉ *et al.* (*op. cit.*).

Sin embargo, otros datos de índole cuencal, parecen avalar la teoría por la cual el depósito de estas series comenzarían no antes del Arenig basal, en el que se iniciaría la transgresión cuyo máximo se alcanza a finales del Arenig inferior. FORTEY (*op. cit.*) y OLIVE *et al.* (1989).

La sedimentación en el Ordovícico inferior continúa en la ZCI con el depósito de la Cuarcita Armicana, facies ubicuas en toda la cuenca, y que constituye el elemento fundamental como constructor del relieve.

Aunque en el área de investigación nunca se apoya directamente sobre las series preordovícicas, en el ámbito regional, tal hecho es lo más normal. Cuando se observa el contacto entre la serie del Arenig basal y la Cuarcita Armicana, siempre se ha visto como una aparente conformidad, por lo que al menos localmente la «discordancia Ibérica» de LOTZE (1956), no sería extensiva para toda la cuenca.

Los materiales aflorantes del hiperciclo postcámbrico en el área (Ordovícico Inferior-Devónico Inferior), en general, pueden subdividirse en dos grandes conjuntos separados por la discordancia del Ordovícico terminal. Por tanto, se trataría de dos megaciclos, el inferior de edad Ordovícico y el superior, Ordovícico terminal-Silúrico y Devónico Inferior.

Hay un consenso general de la mayoría de autores, a considerar la sedimentación del hipercírculo postcámbrico como un proceso moderadamente continuo, salvo el evento tectosedimentario del Ordovícico terminal.

De esta forma, pueden establecerse dos eventos de fracturación extensional con creación de cuenca de edades Arenig basal y Ordovícico terminal, y dos etapas de margen pasivo, consecutivas a ellos, en las que la sedimentación se caracteriza por el carácter homogéneo y repetitivo de unidades litológicas, que se acrecian en el registro sedimentario como respuesta, en gran medida, a los ascensos o descensos del nivel del mar.

PORTERO y DABRIO (*op. cit.*), definen de esta manera una serie de unidades tectosedimentarias (UTS) en Montes de Toledo y Zona Surcentroibérica, en las que las alternancias de pizarras y cuarcitas se interpretan por los movimientos cílicos del nivel del mar. Las facies lutíticas y heterolíticas las atribuyen a depósitos de nivel alto, y las arenosas y/o cuarcitas a nivel bajo.

Aplicando criterios de estratigrafía genética, se han diferenciado en el hipercírculo postcámbrico una serie de secuencias deposicionales (SD), MITCHUM (1977-1985), VAIL *et al.* (1977), VAIL (1987), POSAMENTIER *et al.* (1988) que de muro a techo son:

- S.D.1 { — Formación «Lie de Vin» (Arenig Basal) - LST
— Cuarcita Armoricana - HST
- S.D.2 { — Capas Pochico - SMST
— Pizarras Neseuretus (Grupo Navatasierra) - TST
- S.D.3 { — Areniscas de Los Rasos (Grupo Navatasierra) - SMST
— Pizarras de Navalaceite (Grupo Navatasierra) - TST
— Cuarcitas Cantera (Miembro Inferior) - HST
- S.D.4 { — Cuarcitas Cantera (Miembros Medio y Superior) - SMST
— Pizarras Cantera - TST

DISCORDANCIA ORDOVÍCICO TERMINAL

- S.D.5 { — «Pelitas con fragmentos» - LST
— Cuarcita Criadero - HST
- S.D.6 { — Grupo Cerro Escudero - SMST
— Cuarcita Doradillo - HST
- S.D.7 { — Grupo Valdenmedio - LST

Las diferencias sustanciales de interpretación respecto a divisiones anteriores, consisten en que se consideran las facies arenosas de tipo constructivo (Armoricana, Miembro Inferior de la Cuarcita de Cantera y Cuarcita de Doradillo) como depósitos de nivel alto (highstand-systems tract), diferenciándolas de los litosomas arenosos de tipo «destructivo», con reciclado de los siliciclásticos del cinturón costero y que en general coinciden con facies HCS, GABALDÓN (*op. cit.*), de grano medio y grueso amalgamadas (Capas Pochico, Arenisca de Los Rasos, Miembros Medios y Superior de Cuarcitas de Cantera, Grupo Valdenmedio, etc.).

En sectores próximos, algunas de estas S.D. finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el HST de dichas secuencias. Son el caso de las S.D.4 con la «Caliza de Urbana» y la S.D.7 con los carbonatos bioconstruidos del Devónico Inferior.

En general, las facies pelíticas y heterolíticas con afinidad turbidítica, se consideran como cortejo de borde de plataforma («shelf margin systems tract») (SMST) y «transgresive system tract» (TST), con sus ciclos de facies estrato y grano crecientes somerizantes y programacionales.

Este marco general puede integrarse en el modelo geodinámico propuesto para el Macizo Hespérico por QUESADA, C. (1991, 1992).

Dicho autor considera la ZCI, donde se ubica el área de estudio, «como el *terreno* (en sentido tectoestratigráfico) autóctono correspondiente a un antiguo promontorio del borde septentrional de Gondwana». Sobre dicho promontorio, «se produjo la acreción del terreno meridional correspondiente a la Zona de Ossa Morena (ZOM) durante la orogenia Cadomense, de tal forma que en la zona surcentroibérica se configura una cuenca de antepaís en la que se alojaron las turbiditas sinorogénicas, correspondiente al Grupo Domo Extremeño, las cuales, seguidamente, sufrieron un plegamiento no muy acusado y sin esquistosidad asociada».

En este trabajo se ha comprobado que el Grupo Ibor, discordante sobre el anterior, se situaría como sinorogénico tardío, pero en una cuenca de características similares a la anterior en la que el depocentro de la cuenca de antepaís, ha migrado en sentido Sur-Norte.

La presencia, en las secuencias deposicionales de ambos grupos, de conglomerados con procedencia Sur y Suroeste, y cuyo espectro es definitorio de su origen (Ossa Morena), marcaría de alguna forma los momentos de máxima elevación de los terrenos acrecionados, sincrónicos con niveles de mar bajo.

SAN JOSÉ, M. A. (*op. cit.*) considera como fases Cadomense I y II los movimientos causantes de dichas discordancias.

La evolución posterior del modelo, continúa con una fase distensiva coetánea con la sedimentación del Cámbrico Inferior y causante de los cambios de espesor, de facies y de la existencia de numerosos hiatos y lagunas estratigráficas en los materiales de esta edad.

La transgresión y discordancia del Ordovícico inferior sellaría dicha etapa, marcando el paso a condiciones de plataforma correspondientes a un margen continental pasivo.

Estas condiciones fueron interrumpidas durante el Ordovícico terminal con un nuevo evento extensional, que afecta fundamentalmente a los sectores situados junto al autóctono de la ZCI, donde se encuentra encuadrada el área de estudio, en la que se produciría una fragmentación de la cuenca, en gran medida controlada por la estructuración primitiva del basamento preordovícico. A este evento se correspondería el episodio tectono-metamórfico citado por DALLMEYER y PIEREN (*op. cit.*) y datado en 420 m.a.

El evento descrito, va acompañado por vulcanismo mayoritariamente básico, que se intercala en las facies de cuenca del Ordovícico superior y del Silúrico basal.

Con posterioridad a este evento extensional, se depositan las Secuencias Depositionales 5, 6 y 7, que abarcan desde el Silúrico hasta el Devónico Inferior, constituyendo un megacírculo de facies grano y estratocreciente, en una situación «regresiva» y somerizante, con la que finalizan los depósitos paleozoicos en esta área.

No queda ningún registro sedimentario datado posterior al Devónico Inferior como sucede en gran parte de la Zona Surcentroibérica occidental. En áreas orientales próximas, existe una laguna estratigráfica (Mesodevónica) de tal forma que sobre los depósitos carbonatados de los niveles superiores del Devónico Inferior (Emsiense), se tienen los materiales siliciclásticos y carbonatados del Devónico Superior (Frasniense).

Esta importante laguna mesodevónica de ámbito cuencal, GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (*op. cit.*), se interpreta como una fase hercínica previa a la principal.

En el contexto geodinámico, es en este momento cuando ocurre la colisión del promontorio septentrional del Gondwana con un continente situado al Norte. El dilatado y complejo proceso de convergencia de ambos terrenos, que comenzó en el Devónico inferior y no finalizó hasta el Carbonífero inferior, condicionando así el carácter diacrónico y evolutivo de esta orogenia, en sentido Sur a Norte.

La deformación hercínica, se produce en varias fases que, en conjunto, dan lugar a la estructuración principal de estos materiales. Las primeras manifestaciones se registran como lagunas sedimentarias durante el Devónico. La principal, con plegamiento generalizado, esquistosidad y metamorfismo regional, se produce durante una etapa dilatada, que con los datos regionales de edad absoluta y sedimentos sinorogénicos, se puede establecer en el Carbonífero inferior-medio. Las principales fases de cizalla (fases 2.^a y 3.^a) de estas hojas, se producen posteriormente y pueden relacionarse con las cizallas generalizadas en el Macizo Hespérico, éstas son anteriores a la intrusión de los plutones más tardíos como el de Alcuescar, 313 ± 10 m.a. CASTRO (1984), es decir en el Carbonífero superior (Westfaliense medio-superior).

El período de granitización (tipo granodiorítico) también es amplio, iniciándose en niveles corticales profundos durante las etapas principales de deformación y emplazándose en zonas más someras en las etapas más tardías, con carácter sin a postcinemático. Las etapas de fracturación tardihercínicas son posteriores y pueden llegar hasta el Pérmico.

Possiblemente, durante el Ciclo Mesozoico y el Cenozoico basal, toda el área de investigación estuviese sometida a diversos ciclos erosivos relacionados tanto con las etapas de fracturación

extensional, en las que la Pangea sufrió separación continental con la apertura de la Cuenca Atlántica, como durante las etapas compresivas de la Orogenia Alpina, que reactivaron algunos sistemas de fracturas hercínicas. Relacionado con el episodio distensivo Triásico-Jurásico inferior, pudo producirse intrusión de rocas básicas (diabasas) similares al dique Alentejo-Plasencia.

Los distintos eventos acaecidos en las etapas del Ciclo Alpino, configuran durante este período un relieve morfoestructural en gran parte de la ZCI, al que se denomina «Superficie fundamental» o «Penillanura extremeña», cuya construcción final alcanzaría hasta el Paleógeno Inferior.

Los movimientos alpinos, que generan las distintas cuencas terciarias, desnivelan y basculan la «Superficie fundamental». En esta área, el basculamiento general se produjo hacia el NNO hasta las fallas del borde norte de la Cuenca del Guadiana.

En el relleno de la Cuenca Media del Guadiana, se establecen en el Terciario dos ciclos sedimentarios.

En el ciclo superior, el relleno de la semifosa se realiza por los materiales siliciclásticos, procedentes del desmantelamiento de la alterita fundamental en la superficie basculada y por los abanicos aluviales asociados a fallas activas (tectofacies). Estos materiales fueron llenando la semifosa cubriendo áreas cada vez más meridionales, en muchos casos, ya desprovistas de la alterita fundamental.

Durante el Mioceno Inferior se instala un período de clima cálido y seco, con el que se desarrolla un sistema fluvial con cauces efímeros, es la conocida como «etapa roja» cuyo sistema de aportes coincide a grandes rasgos con el precedente.

Con posterioridad a la «etapa roja», con la que culmina el Ciclo Inferior del Terciario, una nueva fase distensiva con basculamiento de bloques, originan el depósito de las series del segundo ciclo («ciclo ocre»), que en esta área constituye la Formación Valdeazores o abanico de las Villuercas, cuya procedencia es del Norte.

Durante el período Mioceno Inferior-Plioceno, los distintos movimientos y basculamientos, ocasionados por las fallas activas del borde norte de la cuenca, originan variaciones en el nivel de base regional, de tal forma que los glaciares y abanicos del ciclo ocre pudieron enterrar, al menos en parte, el dispositivo del ciclo inferior.

En áreas próximas de la ZCI (Campo de Calatrava), éstos eventos distensivos del «ciclo ocre» generan actividad volcánica cuya máxima intensidad se alcanza en el Plioceno (Fase Ibero-manchega).

En el Pleistoceno Inferior, la red hidrográfica atlántica captura esta área encajándose en sucesivas etapas, que configuraron los distintos glaciares, los últimos de los cuales enlazan con las extensas llanuras de inundación del río Guadiana y sus afluentes, Alcollarín, Ruecas, Gargáligas y Zújar, que se unen a él en el extremo suroccidental del ámbito de investigación.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos

Dentro de la Hoja de Zorita se han localizado ocho indicios, siete de los cuales se pueden agrupar en dos conjuntos, aunque su paragénesis mineral sea diferente. Un conjunto, formado por los indicios n.^{os} 1, 7, 8 y 9, relacionado espacialmente con macizos plutónicos (Zorita y Logrosán). Los indicios 2, 3 y 4 están relacionados con la cizalla senestra de Alcollarín, a la que se asocian filones de cuarzo que se emplazan en fracturas tensionales (Tabla 7.1).

En relación con el Plutón de Zorita se han reconocido los siguientes indicios:

El n.^o 1, al Oeste de Abertura, (Coord. UTM 254895, 4348883). Se trata de una trinchera de investigación de tamaño plurimétrico, sin escombreras, que reconoce una roca corneana, en el contacto con el granito de Zorita, con intensa alteración hidrotermal, que da lugar a silificación y gossanización generalizada. El espesor del paquete de corneanas investigado es de unos 5 m y lateralmente se acuña en varias decenas de metros, siguiendo el contacto de la dirección N100°E.

Son frecuentes los filoncillos irregulares centimétricos de cuarzo (calcedonia) con feldespato. En la masa gossanizada se reconocen huellas de sulfuros, pirita oxidada y minerales secundarios de Cu (malaquita).

El indicio n.^o 7. Se encuentra al SE de Santa Cruz de la Sierra (Coord. UTM 257500, 4357575), se trata de un filón de cuarzo N40°E de potencia métrica, que encaja en un dique de pórfito riolítico de 4 o 5 m de espesor y unos 80 m de corrida. El filón es de cuarzo hialino con apatito y geodas de cuarzo piramidal, calcita y siderita. El pórfito encajante está brechificado.

Las labores son antiguas y consisten en un pocito de 2 a 3 m de profundidad, una rafa de hasta 30 m de longitud y varias calicatas transversales de investigación.

Aunque de visu no se aprecia el tipo de sustancia explotada, según comunicación personal de los lugareños, se trata de un indicio de fosforita.

El indicio n.^o 8, Indicio del Puente Romano (Coord. UTM 282575, 4356425) es de Sn-W, relacionado con un pequeño filón de cuarzo hialino con arsenopirita, casiterita y wolframita. Su dirección es N35°E, y encaja en metasedimentos de la aureola de contacto del Macizo de Logrosán. Va acompañado de filoncillos centimétricos de direcciones N-S y N100°E subverticales. Las salbandas de los filones de cuarzo aparecen greisenizadas y turmalizadas con mineralizaciones de mispique.

Presenta labores mediante calicatas superficiales a lo largo de 150 m y anchura máxima 1 m.

Este filón forma parte del tipo de filones peribatolíticos de Sn-W, que encajan en metasedimentos y que se asocian a una fase granítica evolucionada, en la que se producen los fenómenos de greisenización que afectan al Macizo de Logrosán.

Tabla 7.1.

Núm.	Nombre	Coordinadas UTM	Término Municipal	Sustancia	Morfología	Mineralogía	Labores
1	Abertura	X 254.895 Y 4.348.883	Abertura	Cu	Diseminación en corneanas	Pirita-Calcopirita-Malaquita	Trinchera con 5 m de anchura
2	Lourdes	X 255.750 Y 4.343.230	Escurial	Pb-Zn-Cu	Filoniana N40°E	Cuarzo-Galena-Blenda-Calcopirita-Pirita-Malaquita	Rafa de 20 m
3	La Mina	X 264.750 Y 4348000	Alcollarín	Fe-Be-Pb	Filoniana N20°E	Cuarzo-Pirita-Galena-Berilo	Desconocidas
4	Alcorita	X 264.800 Y 4.348.800	Alcollarín	Cu	Filoniana N60°E	Cuarzo-Calcopirita-Malaquita y óxidos	Pocitos, rafas y hundimientos
5	La Peña	X 267.507 Y 4.355.153	Zorita	Desconocida	Filoniana N-S	Cuarzo-Sulfuros-Óxidos	Desconocidas
7	Desconocido	X 257.500 Y 4.357.575	Santa Cruz de la Sierra	P	Filoniana N40°E	Cuarzo-Apatito-Calcita-Siderita	Pocito de 2 a 3 m. Rafa de 30 m
8	Puente Romano	X 282.575 Y 4.356.425	Logrosán	Sn-W	Filoniana N35°E	Cuarzo-Arsenopirita-Casiterita-Wolframita	Calicatas de 150 m y 1 m de anchura
9	Filón Mingote	X 281.000 Y 4.355.750	Logrosán	P	Filoniana N40°E	Cuarzo-Apatito-Calcita-Siderita	Calicatas, pocitos y hundimientos en 2,5 km

El indicio n.º 9 (Filón Mingote), también está situado en la misma zona (Coord. UTM 281000, 4355750). Es un indicio de P, se trata de un filón de 50 a 70 cm de cuarzo con apatito, que encaja en una fractura con una corrida de 2,5 km y corta a la aureola de contacto del Macizo de Logrosán.

En la Hoja de Zorita, sólo entra la parte SO de este filón, que está reconocido por un grupo de calicatas, hoy casi tapadas, de las que sólo quedan las escombreras, observándose cantos de cuarzo brechificado con indicios de fosforita palmeada. Más al N se reconoce un socavón de mayores dimensiones.

Se trata de un tipo de indicios que aparecen en las proximidades del Macizo de Logrosán, que son mineralizaciones filonianas estrabatolíticas, de cuarzo y apatito, con direcciones típicamente tardihercínicas.

Los indicios 2, 3 y 4 se asocian a la cizalla de Alcollarín. El indicio n.º 2, Indicio Lourdes, se sitúa al SO de la Hoja (Coord. UTM 255750, 4343230). Se trata de un indicio de Pb-Zn-Cu. La paragénesis es cuarzo-galena-blenda-calcopirita-pirita, con minerales secundarios como malaquita. Encaja en un filón N40ºE, de potencia métrica y corrida decamétrica (es una fractura tensional asociada a la zona de cizalla senestra de Alcollarín).

Las labores mineras se reducen a una rafa de magnitud plurimétrica sin escombreras. El indicio n.º 3, La Mina (Coord. UTM 264750, 4348000), es de Fe, Be, Pb. Encaya en un filón de cuarzo con pirita, galena, berilo, de dirección N20ºE y corrida decamétrica. Las labores actualmente están totalmente recubiertas.

Como el indicio anterior, éste se relaciona con el relleno hidrotermal de una fractura tensional, ligada a la zona de cizalla senestra de Alcollarín.

El indicio n.º 4, situado al NE de Alcollarín (Coord. UTM 264800, 4348800), es el más representativo del grupo de indicios asociados a esta estructura. A partir de Cuatro Caminos hasta las proximidades de Zorita, en el centro de la zona de cizalla senestra, se emplaza un filón de cuarzo hialino, con frecuencia brechificado y con abundantes parches gossanizados de dirección N60ºE. Este es continuo en toda su longitud, aunque con frecuentes relevos e interrupciones y de espesores muy variables en torno al metro. Produce en el encajante deformado una intensa red de pequeños filones de cuarzo.

En el punto indicado se conserva un pequeño pocito, cegado, sin escombreras, pero unos 800-1.000 m más al NE (Casa de las Minas), se debió de desarrollar una actividad minera más intensa, aunque actualmente está oculta.

El indicio n.º 4 denominado Alcorita es de Cu, la paragénesis es de cuarzo y calcopirita con secundarios de malaquita y óxidos.

El indicio n.º 5, La Peña, está situado al N de Zorita (Coord. UTM 267507, 4355153), y es el único de la Hoja que no tiene relación con un determinado metalotecto. El indicio, de sustancia no definida, está relacionado con un dique de cuarzo lechoso de unos 2.000 m de corrida y hasta 50 m de potencia, vertical, de dirección N-S, y que corta con planos definidos

a los materiales detriticos del Complejo Esquisto Grauváquico. En los hastiales hay parches irregulares de orden métrico gossanizados, con huellas de sulfuros y óxidos.

Se trata de un filón tensional ligado a la fracturación tardihercínica norteada.

7.1.2. Rocas industriales

Son muy escasas las explotaciones de rocas dentro de esta Hoja. A destacar la cantera inactiva situada a 700 m al NO del cruce de la carretera comarcal 401, y la local de Abertura a Campo lugar (Cuatro Caminos). Esta cantera, de tamaño medio con frente de explotación de 60 m, extraía las areniscas de la Formación Estomiza (9) como material de préstamo para firmes de carretera y construcción de viviendas.

Hay multitud de pequeñas excavaciones para el aprovechamiento local de las pizarras de la Formación Estomiza como material de construcción, tanto de viviendas como de muros de fincas.

Por último, los aluviales y terrazas de los ríos Alcollarín y Gargáligas tienen pequeñas explotaciones con carácter temporal para la extracción de gravas y arenas utilizadas como préstamos en construcción infraestructural.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características hidrogeológicas

La Hoja de Zorita, se enmarca dentro de la comarca de Vegas Altas del Guadiana, donde afloran materiales de diferentes edades y comportamientos muy distinto desde el punto de vista hidrogeológico.

La mayor parte de la Hoja, está recubierta por materiales metamórficos del Precámbrico y por las rocas ígneas del Plutón de Zorita, que ocupa todo el sector noroccidental. En conjunto unos materiales de carácter impermeable o con muy baja permeabilidad, en los que la circulación del agua se establece principalmente por fracturas y diques.

Los sedimentos neógenos-cuaternarios que afloran a lo largo del límite sur de la Hoja, pertenecen a la Cuenca Media del Guadiana y son continuación de los sedimentos que se desarrollan en la vecina Hoja de Madrigalejo, situada inmediatamente al Sur.

Los depósitos cuaternarios recientes han llegado a constituir un acuífero definido por el MOPTMA como acuífero de «Vegas Altas» (04-08) de marcado interés hidrogeológico.

Descripción de los materiales de la Hoja

Desde el punto de vista hidrogeológico se ha sintetizado la columna estratigráfica del Mapa Geológico a escala 1:50.000, en una serie de unidades de similar comportamiento hidrogeo-

lógico, representados en el mapa de síntesis a escala 1:200.000. La equivalencia con las unidades estratigráficas se refleja en el Cuadro n.º 1.

La descripción de la Unidades Hidrogeológicas y su permeabilidad se resume como sigue:

— *Rocas Plutónicas. Unidad 10*

Representadas principalmente por el Granito de Santa Cruz y el Plutón de Zorita. Este último tiene forma subcircular, intruye en los metasedimentos precámbrios y presenta una zonación con granodiorita en la parte externa, cuarzogranito en la zona intermedia y migmatita en el núcleo. En conjunto, en la Hoja, alcanzan una superficie de unos **90 Km²**.

La circulación del agua subterránea se establece básicamente por las numerosas fracturas y diques de mayor o menor recorrido y por la fisuración y diaclasamiento superficial de descompresión que afecta al macizo. Además, los contactos intrusivos de los cuerpos graníticos, originan discontinuidades más permeables dentro del conjunto en las que es frecuente encontrar puntos de agua.

De carácter general, en las formaciones graníticas, además de un cierto grado de permeabilidad relacionada con la fracturación, existe en superficie otro tipo de acuíferos asociados al lehm (alteración meteórica superficial de la roca granítica, relacionada con las fases de erosión antiguas, constituida por dos tramos diferenciados: suelo y arenas).

La unidad de Rocas Plutónicas presenta una permeabilidad baja a muy baja.

— *Precámbrico. Unidad 9*

Litológicamente está formada por niveles de conglomerados cuarcíticos, niveles de vulcanoarenitas de grano medio a grueso, areniscas, limolitas y lutitas, que se disponen en facies que han sido interpretadas mediante modelos turbidíticos en relación con abanicos submarinos profundos. Ocupa prácticamente toda la parte central y oriental

Cuadro 1. Equivalencia de unidades cartográficas con unidades hidrogeológicas

Unidad hidrogeológica	Unidad cartográfica	Edad	Permeabilidad
1	16, 17, 18, 20, 21	Cuaternario	Media-baja
2	19, 22, 23	Cuaternario	Media-alta
3	No aflora	En la hoja	
4	14,15	Terciario (Plioceno)	Media-baja
5	13	Terciario (Mioceno)	Media-baja
6	12	Terciario (Mioceno)	Baja-muy baja
7	No aflora	En la hoja	
8	No aflora	En la hoja	
9	10, 11	Precámbrico	Baja-muy baja
10	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9	R. plutónica	Baja-muy baja

de la Hoja. Las potencias alcanzadas superan los 3.000 m para el conjunto precámbri-
co. En general presenta una permeabilidad baja a muy baja y es drenado por pequeños
manantiales y grupos de pozos, situados principalmente en las inmediaciones de
Zorita.

— *Terciario. Unidades 5 y 6*

Los conjuntos neógenos diferenciados en la síntesis hidrogeológica de la Hoja, se pueden
agrupar en dos facies dentro de la Formación Madrigalejo:

- Unidad 6 (Formación Madrigalejo de facies arcillosa).
- Unidad 5 (Formación Madrigalejo de facies arcósicas).

La Unidad 6 está constituida fundamentalmente por arcillas de colores variados, verdes,
grises, rojos y pardos, de plasticidad elevada. Presenta frecuentes cambios laterales a
facies limosas. El mejor afloramiento está representado en la esquina SE de la Hoja (vérti-
ce de Las Talarrubias). La potencia de esta formación es muy variable, obteniéndose valo-
res entre 20 a 100 m.

En conjunto presenta una permeabilidad baja a muy baja por el predominio de facies arcil-
losas.

La Unidad 5, es un cambio lateral con respecto a la facies arcillosa anteriormente escrita.
Se caracteriza por la presencia de arenas y localmente conglomerados. Cuando el predomi-
nio de los aportes es de procedencia granítica, las arenas son de tipo arcósico.

Esta Unidad es discordante sobre los materiales precámbrios en el sector occidental de la
Hoja. La potencia es muy variable, desde varias decenas de metros hasta 200 m como
máximo (sondeos ADARO, 1977).

La permeabilidad de esta unidad se puede considerar de baja a media. Los cuerpos cana-
lizados de arenisca de grano grueso pueden alcanzar localmente una permeabilidad
mayor.

— *Mioceno-Plioceno. Unidad 4*

En discordancia sobre la Formación Madrigalejo aparece una formación con escasa repre-
sentación en esta Hoja. Se trata de la denominada Formación Valdeazores, diferencián-
dose dos tramos, el inferior formado por limos, arenas, lutitas y gravas, y el superior de con-
glomerados.

El color generalizado es pardo amarillento con tintes rojizos hacia la base y techo.

En esta Hoja, su representación es testimonial, en el sector suroriental. La permeabilidad
es de baja a media, debido a la presencia de términos limosos y arcillosos.

— Cuaternario. Unidades 1 y 2

Se han diferenciado dos tipos de depósitos cuaternarios desde el punto de vista hidrogeológico, por un lado los depósitos relacionados con la dinámica fluvial (depósitos aluviales recientes), y por otro, los depósitos de ladera, pie de monte, etc. representados principalmente en los glacis.

Los depósitos de glacis, coluviones, terrazas antiguas (Unidad 1), están formadas por gravas, limos arenosos, arenas y arcillas. Los depósitos de coluvión cubren diversas laderas al pie de algunas mesetas (ángulo sureste de la Hoja), y los depósitos de glacis quedan restringidos a pequeños recintos situados en el centro de la Hoja. En relación con el Arroyo de Alcollarín y en su margen derecha, se han diferenciado una generación de glacis situados sobre las arcosas del Terciario. La mayor proporción de limos y arcillas en este tipo de depósito hace que su permeabilidad sea considerada como media baja. Los espesores alcanzados por estos depósitos son muy variados, en general, del orden de varios metros.

— Depósitos aluviales de fondo de valle y Llanura de inundación. Unidad 2

Las Llanuras de inundación, desarrolladas en relación con los ríos Alcollarín y Ruecas, aparecen constituidas por arcillas, limos y arenas con lentejones de grava, sus espesores alcanzan los 5 m.

Los aluviales de fondo de valle aparecen como depósitos de mayor energía: gravas, arenas, limos y arcillas, con espesores que pueden alcanzar 2-3 m.

Los depósitos fluviales presentan una permeabilidad media-alta y constituyen un acuífero de carácter libre, definido por el MOPTMA como Unidad Hidrogeológica de Vegas Altas n.º 8, con una superficie de 110 km², siendo explotado por varios centenares de pozos.

Inventario de puntos de agua

El inventario de puntos de agua, exclusivamente referido a pozos y sondeos en la Hoja de Zorita, se ha recogido a partir de la documentación elaborada por la Confederación Hidrográfica del Guadiana, realizado en 1989 y que en la actualidad se procede a su revisión.

El total de puntos inventariados asciende a 347, de los que su mayor proporción se encuentra en el octante 5 con 85 puntos y en el octante 2 con 76 puntos, coincidiendo en el primer caso con la mayor superficie del acuífero cuaternario ligado al río Alcollarín, y en el segundo con una zona de alteración del Precámbrico pizarroso.

En el resto de los octantes, la distribución de puntos es la siguiente:

- Octante 1 - 12 puntos
- Octante 3 - 41 puntos
- Octante 4 - 34 puntos

- Octante 6 - 57 puntos
- Octante 7 - 16 puntos
- Octante 8 - 26 puntos

Las profundidades más frecuentes oscilan entre los 3 y 10 m, se trata de pozos que captan los depósitos aluviales de los ríos Alcollarín y Ruecas, como ocurre en los octantes 5, 6 y 8, o bien en las inmediaciones de Zorita (octante 2), donde los pozos, también con profundidades entre 3 y 7 m, se ubican en una zona de alteración de las pizarras. Esporádicamente existen alrededor de una veintena de sondeos que alcanzan profundidades entre 60 y 80 m, alcanzando el sustrato paleozoico.

En general, los caudales en los pozos son inferiores a 5 l/s. En la mayoría de los puntos no se ha podido medir el nivel, por ser muy exiguo. Por el contrario, existen pozos en el aluvial con caudales entre 15 y 25 l/s.

Aproximadamente el 80% de los pozos se usa en ganadería, el 20% restante su uso es en regadío y doméstico.

El volumen de extracción alcanzó en 1989 un caudal anual de 172 Dm³/a para un total de 197 puntos, y la superficie de regadío con agua subterránea alcanzaba la cifra de 4 Has.

Esquema de modelo de funcionamiento Hidrogeológico

Las principales unidades hidrogeológicas que se han diferenciado en la Hoja de Zorita, vienen definidas por una serie de características litológicas bien distintas unas de otras.

Ya el ITGE (1989) define dentro de la Cuenca del Guadiana un sistema acuífero a nivel regional denominado Sistema Acuífero n.º 21, Terciario Detritico y Cuaternario del Guadiana en Badajoz, y el MOPTMA (1990) Unidad Hidrogeológica n.º 8 «Vegas Altas».

En esquema, se compone de una delgada lámina cuaternaria de media-alta permeabilidad, y una formación terciaria detrítico-arcillosa con frecuentes cambios laterales de facies, que, alcanzan espesores máximos de 100 m.

A su vez, este sistema de cobertura se apoya sobre un zócalo metamórfico formado por rocas precámbricas con una permeabilidad muy baja, excluyendo las zonas alteradas y fracturadas que permiten una circulación mayor de agua, originando acuíferos de interés local.

El flujo principal de agua subterránea en el acuífero de cobertura se produce en niveles someros (aluviales) con dirección preferente N-S.

La recarga de esta unidad se produce por infiltración directa de lluvia, por recarga a partir de la red hidrológica superficial y por la percolación de los excedentes de riego. Las salidas se producen por la explotación forzada del acuífero y por evapotranspiración dada la poca profundidad del nivel freático.

Las extracciones mediante agua subterránea son bastante exigüas, no sobrepasan los 0,2 Hm³/a, generalmente en pozos de poca profundidad, captando el acuífero cuaternario de tipo aluvial y de llanura de inundación.

Centrándose en las rocas plutónicas del sector de Zorita, la circulación del agua subterránea se establece básicamente por las numerosas fracturas y diques de mayor o menor recorrido y por la fisuración y diaclasamiento superficial que afecta a los macizos graníticos. Además, los contactos intrusivos de los cuerpos graníticos originan discontinuidades más permeables del conjunto, en las que es frecuente encontrar puntos de agua. Por estas alineaciones estructurales se canalizan flujos de agua subterránea que pueden tener un recorrido más o menos extenso en superficie y con procedencia más o menos profunda.

En relación con algunas de estas estructuras es frecuente que se encajen los cursos de agua superficiales, que por su cota pueden producir descargas subterráneas de mayor alcance y recorrido.

El agua presenta en general una facies de tipo bicarbonatada cálcica con aumento notable de la mineralización, sobre todo en nitratos, nitritos y amoniaco, debido al uso continuado de fertilizantes nitrogenados y vertidos de explotaciones ganaderas intensivas.

7.2.2. Climatología

El clima de la zona es de tipo Mediterráneo subtropical-templado según la clasificación climática de Papadakis.

La precipitación media anual estimada para el período 1940-85 es próxima a los 475-500 mm/año. Esta se reparte en unos 82 días de lluvia concentrados en los meses de octubre a mayo principalmente, y con ausencia casi total de lluvias en verano.

La temperatura media de la zona es del orden de 17 °C; julio y agosto son los meses más calurosos del año, cuyas temperaturas máximas son superiores a los 40 °C, mientras que Diciembre es el mes más frío con mínimas absolutas inferiores a 2 °C. La duración media del período libre de heladas es de unos 6 meses.

La evapotranspiración potencial es muy elevada; su valor medio se estima en unos 900-950 mm/año.

7.2.3. Hidrología

La Hoja de Zorita comprende terrenos que vierten al río Ruecas y a sus afluentes Arroyo Pizarroso, Alcollarín y Búrdalo. La totalidad del drenaje pertenece a la Cuenca del Guadiana, drenaje que presenta una dirección principal de Norte a Sur. El resto de la red de drenaje está formado por arroyos estacionales de escasa entidad, cortos y que definen una geometría dendriforme pero poco evolucionada condicionada frecuentemente por la fracturación.

El río Ruecas nace en la Sierra de Guadalupe y desciende sin recoger afluentes importantes hasta la confluencia con el Pizarroso. Posteriormente recibe, siguiendo en la margen derecha, al río Alcollarín que atraviesa la Hoja de Norte a Sur. Su cuenca tiene una superficie total de 1.864 km² y una longitud de 90 km.

La casi totalidad de la cabecera del río Ruecas está cubierta por materiales paleozoicos de carácter impermeable, pizarras, etc., mientras que en el resto del curso, sobre todo su curso bajo, atraviesa materiales terciarios y cuaternarios.

La cuenca del Alcollarín tiene una superficie de 376 km² con una longitud de 44 km, recibe por la margen derecha el arroyo Búrdalo, que recoge las aguas superficiales de la Sierra de Santa Cruz (esquina Noroeste de la Hoja).

La aportación media de la Cuenca se estima en unos 290 Hm³/a, con una precipitación de 640 mm. El régimen de escorrentía de los citados ríos o arroyos, tienen un carácter estacional, sólo llevan agua en los períodos de lluvia torrencial, quedándose prácticamente secos en períodos estivales, tan sólo el Ruecas suele permanecer con aguas estancadas en remansos o charcas, sirviendo de hábitat para determinadas especies acuáticas.

Las estaciones de aforo de la red de control del MOPTMA de esta cuenca, están en la vecina Hoja de Madrigalejo, n.^{os} 13 y 14 en el río Guadiana y la estación 253 en el Ruecas. Plan Hidrológico. Confederación Hidrológica del Guadiana. MOPU (1988).

Las superficies de regadío en la Hoja, se reducen a las márgenes de los cursos de agua principal, sector sur de la Hoja y en las inmediaciones de los núcleos de Zorita y Campo Lugar. El canal de Orellana recorre un sector del término municipal de Campo Lugar, en el borde sur de la Hoja.

7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

Los diferentes materiales que aparecen en la Hoja, han quedado cartografiados en el mapa geológico y su comportamiento geotécnico responde a las características particulares de cada uno de ellos.

Seguidamente se exponen las distintas Áreas y Zonas en que se han dividido los diferentes tramos cartográficos.

El criterio seguido para la determinación de las distintas áreas ha sido la separación inicial de las rocas en dos grupos. El primero esta constituido por las rocas plutónicas y filonianas y el segundo por las metasedimentarias y sedimentarias. A su vez, a este segundo grupo se le dividió en función de la edad de los materiales.

Para la separación de grupos se ha atendido fundamentalmente al factor litológico. Dentro de cada uno de ellos se tratará de dar una visión global sobre la excavabilidad, permeabilidad, capacidad de carga etc. que será valida para esta escala 1:50.000 y que servirá de referencia para los posteriores estudios de detalle en obras puntuales que se realicen en la Hoja.

Dentro de la Hoja de Zorita, se han distinguido cuatro áreas y cinco zonas que corresponden a los siguientes tramos cartografiados en el mapa geológico.

AREA I

Zona I₁ : Tramos 1 al 9

AREA II

Zona II₁ : Tramos 10 y 11

AREA III

Zona III₁ : Tramos 12, 13, 14 y 15

AREA IV

Zona IV₁ : Tramos 19, 21, 22 y 23

Zona IV₂ : Tramos 16, 17, 19 y 20

7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares

A continuación se describen la división de áreas y zonas establecidas dentro de la Hoja, así como los tramos cartográficos de cada una de ellas.

7.3.1.1. Área I

En este área aparece solo una zona bien individualizada que corresponde a las rocas plutónicas y filonianas.

— Zona I: (Tramos cartográficos 1 al 9)

En esta zona quedan incluidas las rocas plutónicas y filonianas. Su representación cartográfica es amplia y corresponden a granodioritas, granitos, migmáticas, rocas básicas, cuarzo, intruidas en los metasedimentos precámbricos y paleozoicos.

Son materiales impermeables que podrían tener una posible permeabilidad por fracturación-diaclasamiento siempre que éstas no se encuentren selladas por materiales arcillosos.

Estos materiales requieren voladura en roca sana y en las alteradas se podrá ripar con ayuda de martillo rompedor.

La capacidad de carga es alta en la roca sana disminuyendo en función del grado de alteración.

7.3.1.2. Área II

Sólo una zona se encuentra separada en esta área, en la que están incluidos los metasedimentos del Precámbrico Superior.

— Zona II: (Tramos cartográficos 10 y 11)

En esta zona, quedan incluidos los metasedimentos más antiguos de la Hoja, que corresponden a pizarras, grauvacas, (litarenitas y volcanoarenitas) y conglomerados del Precámbrico Superior.

Su comportamiento hidrogeológico es el de formaciones impermeables, en las que solo existe escorrentía superficial o permeabilidad asociada a la fracturación.

Esta Zona no presenta problemas de carga. Las características de los materiales permiten, para obras viarias y vaciados, taludes próximos a la verticalidad siempre que el buzamiento sea favorable.

7.3.1.3. Área III

En este área queda reflejada una única zona bien representativa que pertenece al Terciario.

— Zona III₁: (Tramos cartográficos 12, 13, 14 y 15)

Corresponde a una zona de lutitas, limolitas, arenas y conglomerados de cantos cuarcíticos que presentan una morfología horizontalizada con ligeras inclinaciones hacia el Sur.

Es una formación impermeable a permeable, en función del contenido en arcillas, que permite acuíferos aislados de escasa entidad.

Son materiales ripables con buena capacidad de carga y asentamientos de tipo medio.

7.3.1.4. Área IV

Dentro de este área se han diferenciado dos zonas en función de la génesis de sus materiales y su posición espacial. Los únicos grupos litológicos de este orden son los sedimentos cuaternarios existentes en esta Hoja.

— Zona IV₁: (Tramos cartográficos 19, 21, 22 y 23)

Dentro de estos se incluyen las gravas, arenas y arcillas que dan lugar a las barras, fondos de valle y terrazas existentes.

En general son sedimentos permeables y su drenaje se efectúa por infiltración.

Como características mecánicas más significativas mencionar que se trata de sedimentos fáciles de excavar y que su capacidad de carga es media, pudiendo presentar problemas de asientos diferenciales.

En las excavaciones y zanjas a realizar en los fondos de valle y barras, es posible la presencia del nivel freático alto.

— Zona IV₂: (Tramos cartográficos 16, 17, 18 y 20)

En esta zona se incluyen los cantos de pizarras, cuarcitas, arenas y arcillas correspondientes a los glacis, conos de deyección y coluviones, que aparecen adosados a los mayores relieves de la Hoja.

Dada la morfología de los mismos, es posible que den lugar a deslizamientos en los puntos de mayor pendiente.

El conjunto es permeable-semipermeable y el drenaje se efectuará por infiltración y escorrentía, respectivamente.

La excavabilidad es buena y la capacidad de carga baja. El carácter errático de estos materiales puede provocar asientos diferenciales en las obras que se efectúen sobre ellos.

7.4. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En la Hoja de Zorita (731) se han inventariado y catalogado dos Puntos de Interés Geológico.

La relación de puntos inventariados es la siguiente:

- Conglomerados matriz soportado en los materiales del Rifeense Superior-Véndico Inferior del Grupo Domo Extremeño.
- Micro y mesopliegues de 2.^a Fase en los materiales del Grupo Domo Extremeño aflorantes en el río Pizarroso.

7.4.1. Descripción de los puntos de interés

PUNTO 1. Conglomerados matriz soportados en los materiales del Rifeense Superior-Véndico Inferior del Grupo Domo Extremeño

Se trata del afloramiento más septentrional, dentro del ámbito del proyecto, de los conglomerados matriz soportados («Pebbly mudstone») de la Formación Orellana, unidad más moderna del GDE.

Esta facies es la más característica de esta formación. Se observa como cuerpos de espesores métricos a decamétricos, con matriz lutítico-arenosa, normalmente fangolitas de color gris a verde oscuro, en la que se tiene una cantidad variable de cantes con heterometría marcada. El redondeamiento es bueno y el espectro litológico variado. Su composición está dominada por los cantes de cuarzo y en menor proporción se tiene la fracción de cantes de grauvacas (litarenita y volcanoarenitas), lidita y rocas ígneas (ácidas y básicas).

Esta facies de «pebbly mudstone» (A₂ M&R, 1975), se asimilan a depósitos de «debris flows» ricos en lutita, que se deslizan por el «channel-levee» de un sistema turbidítico, MUTTI y NORMARK (1991).

PUNTO 2. Micro y mesopliegue de 2.^a Fase en los materiales del Grupo Domo Extremeño aflorantes en el río Pizarroso

En este punto se tienen micro y mesopliegues de la segunda fase hercínica. Se observan micropliegues con flancos transpuestos en los planos de esquistosidad S₂. Los B₂ afectan a S₀ y S₁ y meso y micropliegues sobre S₁ y vetas de cuarzo.

8. BIBLIOGRAFÍA

ADARO, S. A. y MAYASA (1991). Síntesis previa para la evaluación del potencial minero del Complejo Esquisto Grauváquico. Informe Interno ITGE.

AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. *Trab. Neógeno-Cuaternario 5, Miscelánea Neógena*, pp. 7-29.

ALIA MEDINA, M.; CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971). Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén). I Congr. Hispano-Luso-Americano de G. Económica. T. I, Sec. 1, Geolog.: 3-14.

ALADAYA, F.; ARRIBAS, A.; G. LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; M. CATALÁN, J. R. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973). Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica 6*, pp. 29-48.

ÁLVAREZ-NAVA, H. y ROBLES-CASAS, R. (1988). Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteaguinaldo-Pastores, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. II, 99-102.

ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL-TOJA, A.; HERNÁNDEZ-URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, F. J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbicos de la mitad suroriental de la Zona Centroibérica. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 19-22, 1 fig., Granada.

- AMOR, J. M. y ORTEGA, E. (1987). Memoria explicativa de la Hoja 809, Tirteafuera. *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.ª serie, plan MAGNA*. IGME, 56 pp.
- ARBÉY, F. y TAMAIN, G. (1971). Existende d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne). *C.R. Ac.Sc. Paris (Ser.D)*, 272, pp. 1721-1723.
- ARBIN, P. y TAMAIN, G. (1973). Les chevauchements intraalcudiens de la Ribera de Riofrío (Valdemanco del Esteras, et de l'Arroyo de Tamizjar (Cabezarrubias), dans le sud de la Mesta Iberique. *C.R. Acad. Sc. Paris, T.* 227, pp. 1291-1294.
- BABIN, C. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1991). Middle Ordovician bivalves from Spain and their phylogenetic and paleogeographic significance. *Paleontology*, 34, 1: 109-147.
- BABIN, C. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (en prensa). Intérêt paléogéographique de la présence du genre *Trocholites* (Cephalopoda, Nautiloidea) dans le Llandeilo inférieur d'Espagne. *Paläont. Z.*
- BARD, J. P. (1965). Introduction a la géologie de la Chaine hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèse sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne. *Rev. Geogr. Phys. et Gel. Dyn., 2.ª Ser.*, 7 (4), pp. 323-337.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1972). Le Precambrien de la Meseta Iberique. *Serv. Geol. Maroc*, 236, pp. 315-335.
- BASTIDA, F. (1981). La esquistosidad primaria: una síntesis sobre las características y desarrollo. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, T. 11, pp. 35-54.
- BEUF, S.; BIJU-DUVAL, B.; DE CHARPAL, O.; ROGNON, P.; GARIEL, O. y BENNACEF, A. (1971). *Les Grés du Paléozoïque inférieur au Sahara*. Publ. Inst. Fr. Petrole. 18, 464 pp., 357 figs., 1 mapa, Ed. Tchrip. Paris.
- BLATRIX, P. y BURG, J. P. (1981). *40 Ar-39 Ar from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny*. N. Jb. Miner. Mh. pp. 470-478. Stuttgart.
- BOCHMANN, H. G. (1956). *Stratigraphie und Tektonik der Zentralen Extremadura im Bereich von Cáceres und der östlichen Sierra de San Pedro (Spanien)*. Dis. Math. Natur. Fak. Münster, pp. 1-195.
- BOUYX, E. (1962). La edad de los esquistos de Alcudia. *Not y Com. IGME* n.º 66, pp. 197-200.
- (1963). *Extensión des terrains ante-ordoviciennes au sud de Ciudad Real. Espagne Meridionale*. C.R. Somm. Soc. Geol. France, pp. 339-341.
- (1967). Repartición vertical de pistas de trilobites en el Ordoviciense inferior de la provincia de Ciudad Real. *Nota y Comunicaciones IGME*, 99-100, pp. 177-180.
- (1970). Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min.* 73, pp. 1-263.

- BOUYX, E. y SAUPE, F. (1966). Precisions sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (Prov. C. Real, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Fr.*, 263, serie D, pp. 321-323.
- BRASIER, M. D.; PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M. A. (1979). Discovery of an important fossiliferous Pre-cambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios Geol.*, vol. 35, pp. 379-383.
- BRASIER, M. D. y SINGH, P. (1987). Microfossils and Precambrian-Cambrian boundary stratigraphy at Maldeota. Lesser Himalaya. *Geol. Mag.* 124 (4), 323-345.
- BRENCHLEY, P. J.; ROMANO, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. En KNIGHT, R. J. y MCLEAN, J. R. (Eds.): *Shelf Sands and Sandstones*. Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 11: 241-255.
- BRENCHLEY, P. J.; ROMANO, M.; YOUNG, T. P. y STORCH, P. (1991). Hirmantian glaciomarine diamictites-evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas. En BARNES, C. R. y WILLIAMS, S. H. (eds.) *Advances in Ordovician Geology*. Geol. Surv. Canada, Pap. 90-9: 325-336.
- CALVET, F. y SALAS, R. (1988). Tipos de plataformas carbonatadas del precámbrico terminal de la Zona Centroibérica. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 59-62.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M.^a J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977). The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif. *Estudios Geol.* 33 (4), pp. 343-355.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS, R. (1971). Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E de Cáceres. *Bol. Geol. y Min.* 82, pp. 147-151.
- CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971). Los materiales preordovícicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental). *Estudios Geol.* 27 pp. 171-175.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal* n.º 8, pp. 193-206.
- CARVAJAL, A. y MATAS, J. (1992). A proposal for the seismotectonic zonation of the Hesperian Massif. XXIII General Assambly of the European Seismological Comission. Volumen II, pp. 270-273. Czechoslovakia.
- CASTRO, A. (1984). *Los granitoides y la estructura hercínica en Extremadura Central*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. pp. 202. Inédito.
- CORREIRA, J. M. (1994). Litoestratigrafia e tectonica do Grupo das Beiras (Complexo Xisto Grauvaquico) (C.X.G.) entre o rio Pônsul o rio Erges. Beira Baixa (Portugal). *Bol. Geol. Min.* Vol. 105-6, pp. 521-530.
- CRESPO, V. (1972). La Reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central. *Bol. Geol. Min.* 83 (2); pp. 174-180.

- CRESPO, V. y REY, J. (1972). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. y Min.* 82, 6, pp. 512-515.
- CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971). Mise en evidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena Centrale (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272; pp. 688-690.
- CRIMES, T. P. (1987). Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geol. Mag.*, 124, 2: 97-119.
- DALLMEYER, R. D. y PIEREN, A. (1987). Evidence of Late Proterozoic Tectonometamorphic Events in SW Iberia: Significance and Paleogeographic Implications. Mauritanian IGCP-233 meeting. Nowakchott: 73-76.
- DÍEZ BALDA, M.ª A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977). La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al Sur de Salamanca. *Studia Geologia* 12, pp. 91-108.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo Esquistograuváquico al Sur de Salamanca. *Estudios Geol.* vol. 36, pp. 131-138.
- (1986). *El complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca*. Ed. Universidad de Salamanca, Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). Structure, Autochthonous Sequences of Central Iberian Zone. En R. D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 172-188. Springer Verlag, Berlín.
- EGOZQUE, J. y MALLADA, L. (1876). Memoria geológica y minera de la provincia de Cáceres. *Mem. Com. Mapa Geol.* España. Madrid,
- FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; GARCÍA PORTERO, J.; ORTEGA GIRONES, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000* (MAGNA). Memoria de la Hoja 783. Abenojar. IGME.
- FERNÁNDEZ CARRASCO, J. y MOLINA, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000* 2.ª serie MAGNA Memoria de la Hoja n.º 782 (Valdemanco de Esteras). IGME.
- FONTBOTE, J. M. y JULIVERT, M. (1974). The Precambrian of the Iberian Peninsula. Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Conference de Liblice (1972), pp. 175-183.
- FORTEY, R. A. (1984). Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. En BRUTON, D. L. (ed.). *Aspects of the Ordovician System*. Palaeont. Contr. Univ. Oslo, 295: 37-50.
- FORTUIN, A. R. (1984). Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albaracín, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeocol.*, 48: 245-261.

- GABALDÓN, V. y HERNÁNDEZ-URROZ, J. (1989). Los fosfatos del Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-ibérica, un modelo de yacimiento de origen sedimentario. XII Congr. Español de Sedim., Simposios y Conferencias, 283-297.
- GABALDÓN, V.; HERNÁNDEZ, J.; LORENZO, S.; PICART, J.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, F. J. (1987). Sedimentary facies and stratigraphy of Precambrian-Cambrian phosphorites on the Valdelacasa anticline. Central Iberian Zone, Spain. *Phosphate deposits of the World*, vol. 2, 422-428. Cambridge University Press.
- GABALDÓN, V. (1990). Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte I. *Bol. IGME*, Vol. 101-5, pp. 701-760.
- GARCÍA ABAD, F. J. y MARTÍN SERRANO, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estudios Geol.* 36; pp. 391-401.
- GARCÍA HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ, M. A. de; PEREJÓN, A.; PIEREN, A. P. y HERRANZ, P. (1986). Geotraverse South (B-1). Excursion Program: Day 1. Project 233 (Excursion Guidebook). Int. Conf. Iberian Terranes & Their Reg. Correl. IUGS-UNESCO-IGCP (Oviedo): 43-55.
- GARCÍA HIDALGO, J. F. (1993). Las pistas fósiles del Alcudiense Superior en el anticlinal de Ibor. Consideraciones cronoestratigráficas. *GEOGACETA*, 13, pp. 33-35.
- (1993).- Pistas fósiles en la «Serie de Carrascalejo». Implicaciones cronoestratigráficas. *GEOGACETA*, 13, pp. 36-37.
- (1993). Las pistas fósiles de los anticnales de Alcudia y Abenojar (Zona Centroibérica). Edad de las series. *GEOGACETA*, 14, pp. 57-59.
- (1995). El Proterozoico de la terminación suroriental del Anticlinal de Ibor (NE de Badajoz, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 90 (1-4) pp. 5-19.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S. y ORTEGA, E. (1987). Memoria explicativa de la Hoja n.º 808, Almadén. *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.ª serie, plan MAGNA*. IGME, 60 pp.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO, S. y VÁZQUEZ, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª serie MAGNA*. Memoria de la Hoja n.º 781 (Siruela). IGME.
- GARZÓN-HEYDT, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R. (1976). Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. *Studia Geologica*, 10; pp. 7-16.
- GEHRENKEMPEP, I. (1978). Rañas and Reliefgenerationen der Montes de Toledo Universitat Berlin. *Helf*, 29, pp. 68-69.
- GIL CID, M. D. (1970). Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites). *Estudios Geol.*, 26, pp. 285-295.

- (1971). Nota sobre algunos Calymenaceos (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 27, pp. 317-226.
 - (1972). Sobre algunos Asaphidea (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 28, pp. 98-101.
 - (1972). Sobre los Phacopina del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 28, pp. 143-153.
 - (1988). Propolina yochelsoni n.sp. Primer monoplacophora del Cámbrico inferior español. *Bol. Geol. Min.*, 92, 3: 196-202.
- GIL CID, M. D.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C. y VEGAS, R. (1976). El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal del Guadarranque-Gualija (Prov. de Cáceres, España). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 60, pp. 17-31.
- GIL CID, M. D. y JAGO, J. B. (1989). New data on the Lower Cambrian trilobites of Cortijos de Malagón (Spain). *Estudios geol.*, 45: 91-99.
- GIL, I.; JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F. J. (1983). La evolución de la Cordillera Herciniana en el tiempo. *Libro Jubilar J. M. Ríos*, IGME, pp. 607-612.
- GIL SERRANO, G.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F. y PÉREZ LLORENTE, F. (1984). Fases de deformación y elementos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo. I. Congr. Esp. Geol. Segovia. Tomo I, pp. 27-47.
- GUIJARRO, J.; MONSEUR, J. y GUTIÉRREZ, A. (1984). Mineralizaciones estanníferas asociadas a la apófisis adamellítica de Logrosán (Cáceres, España). I Congreso Español de Geología T. II, pp. 479-489.
- GUIJARRO, J.; MORENO, R. y GUTIÉRREZ, A. (1986). Petrología y geoquímica de la apófisis adamellítica de Logrosán. *Bol. Geol. Mim.* T. XCVII-VI, pp. 757-771.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres. *Estudios Geol.*, vol. 27, pp. 177-180.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doct. Univ. Complutense, Madrid, 3 Vols. 701, 701 págs. (Inéd.).
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1983). Estudio de los Monoplacóforos (Mollusca) del Ordovícico de los Montes de Toledo (España Central). *Estudios Geol.*, 39: 379-385.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y MELÉNDEZ, B. (1987). Nuevos hallazgos de Estilóforos (Homalozoos) en los materiales ordovícicos de la zona Centroibérica. *COL-PA*, 41: 41-50.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y RÁBANO, I. (1987). Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los «Bancos Mixtos» (Ordovícico superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos. *Bol. Geol. Min.*, 98, 5: 647-669.

- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y PINEDA VELASCO, A. (1988). Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén). II Congreso Geológico de España. Granada, I: 91-94.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ, M. A. de y PIEREN, A.P. (1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. En DALLMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag: 160-171.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M. y MARTÍN, J. (1984a). Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 287-319.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B. y SMITH, A. B. (1984b). Los Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stelleroidea, Crinoidea) del Paleozoico Inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España). *Estudios Geol.*, 40: 421-453.
- HABERFELNER, E. (1931). Eine Revision der Graptoliten der Sierra Morena (Spanien). *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 43, 2: 19-66.
- HAFENRICHTER, M. (1979). Paläontologisch-Ökologische und lithofazielle Untersuchungen des «Ashgill-Kalkes» (Jungordovizium) in Spanien. *Arb. Paläont. Inst. Würzburg*, 3: 1-139.
- (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician-Silurian boundary in Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 160, I: 138-148.
- HAMMANN, W. (1974). Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 55, 1/5: 1-151.
- (1976). Trilobiten aus dem oberen Caradoc der östlichen Sierra Morena (Spanien). *Senckenbergiana lethaea*, 57, 1: 35-85.
- (1983). Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien: ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik. *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 542: 1-117.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982). The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *Pub. Intern. Un Geol. Sci.* 11, pp. 1-47.
- HAMMANN, W. y SCHMINKE, S. (1986). Depositional environment and systematics of a new ophiuroid. *Taeniaster ibericus* n.sp., from the Middle Ordovician of Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 173, I:47-74.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1968). Movimientos Caledónicos (fases Salaírica, Sárdica y Erica) en Sierra Morena Occidental. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 66; pp. 21-28.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947). Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. *Not. y Com. IGME* 17; pp. 167.

- HERRANZ, P. (1984). *El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz*. Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, 1.220 págs. (Inéd.).
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de y VILAS, L. (1977). Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel. *Estudios geol.*, 33, 4: 327-342.
- IGME (1971-1972). *Mapa Geológico de España. E. 1:200.000*. Síntesis de la Cartografía existente. Hojas n.º 52 (Talavera de la Reina), 53 (Toledo), 60 (Villanueva de la Serena) y 61 (Ciudad Real).
- JULIVERT, M. (1983). La evolución sedimentaria durante el Paleozoico y el registro de la deformación en la columna estratigráfica paleozoica. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 593-601.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBERO, A. y CONDE, L. S. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:100.000*. IGME.
- JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F. J. (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Heriniana. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 612-631.
- JULIVERT, M.; MARTÍNEZ, F. J. y RIBEIRO, A. (1980). The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. Mem. B.R.G.M. n.º 108. Coll C 6 26 Congr. Geol. Internat. Geologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sedimentaires post-Hercyniens, pp. 132-158.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1974). Nuevos datos sobre el Ordovícico del Sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora Geol. Astúrica*, 18, pp. 57-61.
- (1983). El Ordovícico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 192-246.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. y VERGES, J. (1983). El Devónico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 265-311.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J. M. y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983). La estructura de la parte SE de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 477-490.
- KELCH, H. (1958). Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in Bereich des westlichen Sierra de San Pedro. *Diss. Math. Naturw. Fak. Univ. Münster in Referaten Meft*, 134, pp. 30-31.
- KREISA, R. D. (1981). Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper ordovician of southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 51, n.º 3, pp. 823-848.
- LIÑÁN, E.; PALACIOS, F. y PEREJÓN, A. (1984). Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.* 121 (3); pp. 221-228.

- LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1987). Asociaciones de pistas fósiles y microorganismos de pared orgánica del Proterozoico, en las facies esquisto-grauváquicas del norte de Cáceres. Consecuencias regionales. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 82, 1-4: 211-232.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1992). *Evolución Estructural de la Antiforma de Navalpino (Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral, 144 p. Universidad de Oviedo (inédita).
- (1993). La estructura del Anticinal de Navalpino. *Rev. Soc. Geol. España*, vol. 6, nº 3, 3-4 (en prensa).
- (1994). Estratigrafía de los materiales anteordovícicos del anticinal de Navalpino (Zona Centroibérica). *Rev. Soc. Geol. España* 7 (1-2), 31-45.
- LONG, D. G. F. (1991). A non-glacial origin for the Ordovician (Middle Caradocian) Cosquer Formation. Veryac'h. Crozon Peninsula. Britany, France. *Geol. J.*, 26: 279-293.
- LORENZO RUEDA, M. (1977). *Los materiales previos a la cuarcita armoricana en la Sierra de Pela y Embalse de Orellana (Provincia de Badajoz)*. Tesis Licenciatura Universidad Complutense Madrid (Inéd.), 99 págs. 1 map. Madrid.
- LORENZO, S. y SOLÉ, J. (1988). La discordancia intraprecámbrica y la estratigrafía del Precámbrico superior en el sector suroriental del anticinal de Abenójar-Tirteafuera. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones, vol. I, 115-118.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung des Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92.
- (1956a). Das Präkambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 8: 373-380.
- (1956b). Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. *Geotekt. Symposium H. Stille*: 129-139.
- (1958). Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums. Münster. *Geologie*, 7, 3-6: 727-750.
- (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil I. Stratigraphie. *Abh. Akad. Wiss. math. naturw.*, 6: 285-498.
- LLOPIS, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. M. (1961). Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias. *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4: 51-72.
- (1962). Sur l'existence d'une tectonique archéene au centre de l'Espagne. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 8: 245-247.
- (1963a). Sur la stratigraphie du Précambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo (prov. de Cáceres, Espagne). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 5: 152-153.
- (1963b). Sur la présence d'une discordance précambrienne au Sud de Toledo (Espagne). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 5: 250-251.

- (1965). Sur les caractères morphotectoniques de la discordance précambrienne au Sud de Toledo (Espagne). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 7: 220-221.
- LLOPIS, N.; SAN JOSÉ, M. A. de y HERRANZ, P. (1970). Nota sobre una discordancia posiblemente precámbrica al SE de la provincia de Badajoz, y sobre la edad de las series paleozoicas circundantes. *Bol. Geol. Min.*, 81, 6: 586-592.
- MACHENS, E. (1954). Stratigraphie und Tektonik der sudostlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana. *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-173.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). Las Capas de Transición. Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior) en Los Montes de Toledo Surorientales. Sus implicaciones geotectónicas. *Estudios Geol.* vol. 33, pp. 591-613.
- (1977). Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo; consecuencias geotectónicas. *Estudios Geol.* vol. 33, pp. 57-80.
- MIAULL, A. D. (1977a). A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Revs.*, 13, pp. 1-62.
- (1978). Fluvial sedimentology: an historical review. *Con. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, pp. 1-48.
- MITCHUM, R. M. Jr.; VAIL, P. R.; THOMPSON, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Seismic stratigraphic. Applications to hidrocarbon exploration (C. E. Payton, Ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, 26: 53-62.
- MITROFANOV, F. P. y TIMOFEIEV, M. (1977). *Premier étude des microfaunes du Précambrien de la Péninsule Ibérique*. Inst. Geol. Geocron. Précambrien, Leningrad, 2 págs. (Inéd.).
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A.; PELLTERO, E.; CANTANO, M. y JORDA, J. (1985). Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño. *Studia Geol. Salmant.* n.º 20, pp. 115-126.
- MONTESERÍN, V. (1981). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 2.ª serie MAGNA*. Memoria de la Hoja n.º 682 (Sevilleja de la Jara). IGME.
- (1985). Estudio geológico del flanco noroeste del Anticlinal de Valdelacasa. Precámbrico-Cámbrico de las Hojas 654 (P. del Arzobispo) y 655 (Los Navalmorales). Informe interno ALMADEN. IGME.
- MONTESERÍN, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1984). *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2.ª serie MAGNA*. Memoria de la Hoja n.º 653 (Valdeverdeja). IGME.
- MORENO, F. (1974). Las Formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.* 85, 4, pp. 396-400.

- (1975). Olistostromas fangoconglomerados y «slumps folds». Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticinal de Valdelacasa (prov. Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios Geol.*, vol. 31, pp. 246-260.
- (1977). *Estudio Geológico de los Montes de Toledo, occidentales*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédita.
- (1977). Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. *Estudios Geológicos* 12, pp. 123-136.

MORENO, F. y GÓMEZ PÉREZ, J. (1984). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª serie MAGNA*. Memoria explicativa de la Hoja n.º 683 (Espinoso del Rey). IGME.

MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). Tectónica de las series ordovícicas y silúricas en la región de Villanueva del Fresno (Badajoz). *Estudios Geol.* vol. 32; pp. 47-52.

MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976). Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia Sárdica en el Anticinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora Geol. Astúrica* 20 (1), pp. 8-16.

MUTTI, E. (1985). Turbidite system and relations to depositional sequences in: Provenance of arenites (Zuffa editors) NATD ASI Series. Serie C: *Mathematical and Physical sciences*. Vol. 148; pp. 65-93.

MUTTI, E.; NORMARK, W. R. (1991). *An integrated approach to the study of Turbidite Systems. In Seismic facies and Sedimentary Processes of Submarine fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag New York. Inc.

NOZAL, F. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª Serie MAGNA*. Memoria de las Hojas n.º 681 (Castañar de Ibor) y 708 (Minas de Santa Quiteria). IGME.

— (1985). Estudio Geológico de la terminación sureste del Anticinal de Ibor (Hojas de Castillo-blanco y Herrera del Duque). Informe interno ALMADEN-IGME.

NOZAL, F. e INSÚA, M. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª Serie MAGNA*. Memoria de las Hojas n.º 734 (Villarta de los Montes) y 735 (Fontanarejo). IGME.

NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASQUERO, J. L. y PICART BOIRA, J. (1988). Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo. *Bol. Geo. Min.*, 99 (4). 473-489, 8 fig. 1 map. Madrid.

NOZAL, F. y ROBLES CASAS, R. (1988). Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 139-143.

- NOZAL, F.; ROBLES CASAS, R. y SANTAMARÍA, J. (1988). Sobre la discordancia intraprecámbrica entre los grupos Domo Extremeño e Ibor, en el sector central del Anticinal de Ibor (Zona Centroibérica). II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 135-138.
- NOZAL, F. y MARTÍN SERRANO, A. (1989). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja n.º 709 (Anchuras)*. ITGE.
- OEN ING SOEN (1970). Granite intrusion folding and metamorphism in Central northern Portugal. *B.G.M.E.*, LXXXI, II, III, 271-198.
- OLIVÉ, A.; PORTERO, J. M.; ÁLVARO, M.; PIEREN, A.; AGUILAR, M. J.; DABRIO, C.; NOZAL, F. (1989). Memoria explicativa de la Hoja 756 (Herrera del Duque). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2.ª Serie)*. ITGE. 92 págs.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ-LODEIRO, E. (1983, publ. 1986). La Discordancia intra-Alcudiense en el dominio meridional de la zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astur.*, n.º 3-4.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ, J. y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1988). Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la zona Centroibérica. II Congreso Geológico de España. Granada. Simposio sobre cinturones orogénicos, pp. 85-89.
- ORTEGA, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1987). Memoria explicativa de la Hoja n.º 783, Abenójar. *Mapa Geológico de España*, esc. 1:50.000, 2.ª serie, plan MAGNA. IGME. 42 pp.
- PALACIOS, T. (1983). Primeros microfósiles de pared orgánica extraídos en el Olistostroma del Membrillar (Proterozoico Superior del Centro de España). *Rev. Esp. de Microp.* XV (3), 511-517.
- (1989). *Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región central de la Península Ibérica)*. Mem. Museo de Paleont., Universidad de Zaragoza.
- PALEROS, F. J. (1986). El campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real). Sobre el origen de las mineralizaciones B.P.G.C. asociadas a zonas de cizalla. *Stvd. Geol. Salmant.*, t. 23, pp. 265-297.
- (1991). *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del Valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centroibérica)*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, 827 pp.
- (1993). Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica). *Bol. Inst. Geol. y Min.* vol. 104-3, pp. 227-242.
- PARDO, H. V. y ROBLES, R. (1988). La discordancia basal del Grupo Valdelacasa en el Anticinal de Valdelacasa (sector Central de los Montes de Toledo). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones, vol. II, pp. 165-168.

- PARDO, M. V. y SANTAMARÍA, J. (1992). El Precámbrico del Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo. Zona Centroibérica). Un puzzle en vías de resolución. III Congreso Geológico de España. Actas de las sesiones científicas, t. I, pp. 175-179.
- PARDO, M. V. y GARCÍA-ALCARDE, J. L. (1994). El Devónico de la Zona Centroibérica. X Jornadas de Paleontología. Madrid, pp. 153-156.
- PARGA, J. R. (1971). Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico. *Bol. Geol. y Minero* 82, 3-4, pp. 234-238.
- PARGA, J. R. y VEGAS, R. (1972). Problems and discussion on Precambrian Series of the Hespéric Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rdsch.* 61, 1, pp. 44-68.
- (1974). El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. I cent., pp. 329-345.
- PARIS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982). The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe. *Palaeontological Contributions of the University of Oslo*, 280, 41.
- PARIS, F.; ELAOUAD-DEBBAJ, Z.; JAGLIN, J. C.; MASSA, D. y OULESBSIR, L. (1995). Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana. En COOPER, J. D.; DROSER, M. L. y FINNEY, S. C. (Eds.): *Ordovician Odyssey. Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*. The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, 171-176.
- PELÁEZ, J. R.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PEREJÓN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1986). Nouvelles données sur la discordance intra-précambrienne dans le vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique méridional, España). (Abstract) 11 ème Réunion des Sciences de la Terre (RST), p. 145, Clermont-Ferrand, 1986. Soc. Géol. France édit. París.
- PELÁEZ, J. R.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; HERRANZ, P.; PIEREN, A. P.; VILAS, L. y SAN JOSÉ, M. A. de (1989). Upper Proterozoic in central Spain. 28^t Int. Geol. Congr. Washington, 2: 590-591.
- PERCONIG, E.; VÁZQUEZ, F.; VELANDO, F. y LEYVA, F. (1983). Sobre el descubrimiento de fosfatos sedimentarios en el Precámbrico Superior de España. *Bol. Geol. Min.*, 114, 3: 187-207.
- PEREJÓN, A. (1981). *Problemática paleontológica del límite Precámbrico-Cámbrico en España*. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat. Madrid, Tomo especial Curso Conferencias sobre el PICG (mayo 1979), I: 95-109.
- (1984). Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 213-265.
- PEREJÓN, A.; MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). Datación de las calizas del Cámbrico inferior de Los Navalucillos (Montes de Toledo): Fauna de Arqueociatos. *Brev. Geol. Asturica*, 20, 3: 33-46.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neógeno-Cuaternario*, n.º 9, pp. 23-36.

- PICART, J. (1988). Facies e interpretación de los yacimientos fosfatados del Cámbrico inferior de Fontanarejo. Zona Centro-ibérica (Ciudad Real). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 157-160.
- PIEREN PIDAL, A. P. (1989). *Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del anticlinal de Agudo-Valdemanco y de los Materiales Paleozoicos del sinclinal de Herrera del Duque*. Tesis Licenciatura Universidad Complutense Madrid (Inéd.). 221 p. Madrid.
- PIEREN PIDAL, A. P.; HERRANZ ARAUJO, P. (1988). *Presencia y caracterización del «Alcudiense Superior» (Vendiente) en el entronque de La Serena y el Valle de Alcudia (Este de la Provincia de Badajoz)*. Temas Geol. Min. Simposios, 9, 91-100, 2 fig., 1 map., Madrid.
- PIEREN PIDAL, A. P.; PINEDA VELASCO, A.; HERRANZ ARAUJO, P. (1987). Discordancia intra-Alcudiense en el anticlinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz). *Geogaceta*, 2, 26-29.
- PIEREN PIDAL, A. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1990). Datos bioestratigráficos de los materiales silúricos del Sinclinal de Herrera del Duque (Badajoz). *Geogaceta*, 8: 58-61.
- PIEREN, A. P.; HERRANZ, P. y GARCÍA GIL, S. (1991). Evolución de los depósitos continentales del Proterozoico superior en «La Serena», Badajoz (Zona Centroibérica). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16: 179-191.
- PINEDA VELASCO, A. (1987). La Caliza Urbana (Ordovícico superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén). *Bol. Geol. Min.*, 98, 6: 780-793.
- PORTERO GARCÍA, J. M. y DABRIO GONZÁLEZ, C. (1988). Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. II Congreso Geol. España, Granada, I: 161-164.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. (1988). Eustatic control on clastic deposition. En J. C. WAGONER (ed.) *Sea-level exchange- an integrated approach*. Society Economic Paleontologists Special Publication.
- PUSCHMANN, H. (1964). Stratigraphie der Devon Mulde von Herrera del Duque. Dissertation. Hildeberg (inédito).
- (1970). Eine Paleogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel Z. *Deutsch. Geol. Ges.* 120 (1968), pp. 107-118.
- (1970). Das Palaeozoikum der nordlischen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien). *Geol. Dtsch.* 19 (3), pp. 309-329.
- QUESADA, C. (1990a). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- RÁBANO, I. (1984). Trilobites ordovícicos del Macizo Hespérico español: Una visión bioestratigráfica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 267-287.

- (1990). Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. *Publ. Espec. Bol. Geol. Min.* 1-233.
- RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1955). El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. *Not. y Com. del IGME* vol. 40, pp. 53-87.
- (1965). El Sinclinal del Guadarranque (Cáceres). *Estudios Geol.* vol. 11, pp. 409-436.
- RANSWEILLER, M. (1968). Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-100.
- REDLIN, K. (1956). Stratigraphie und Tektonik in der mitleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-192.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R. y PARÍS, F. (1980). El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica* 16, pp. 103-121.
- ROBARDET, M. (1981). Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. En HAMBERG, M. J. y HARRLAND, W. B. (eds.): *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge Univ. Press: 585-589.
- ROBARDET, M. y DORÉ, F. (1988). The Late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Paleogeogra., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, 66: 19-31.
- ROBLES, R. y ÁLVAREZ-NAVA, H. (1988). Los materiales precámbrico-cámbicos del domo de las Hurdes: existencia de tres series sedimentarias separados por discordancia. SO de Salamanca (Zona Centro-Ibérico). II Cong. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 185-188.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1985). El Complejo Esquisto-Grauváquico y el Paleozoico en el centro-oeste español. *Acta Salmanticensia, Sec. Ciencias*, 51: 1-174.
- RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V. M.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y SARMIENTO, G. N. (1989). Rasgos bioestratigráficos de la sucesión silúrica del Sinclinal del Guadarranque (provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real). *COL-PA*, 42: 83-106.
- ROIZ, J. M. (1979). *La estructura y la sedimentación hercíniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis Univer. Complutense Madrid, pp. 1-254.
- ROIZ, J. M. y VEGAS, R. (1980). Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del Anticinal del Tirteafuera (Sur de la provincia de Ciudad Real). *Stvdia Geol. Salm.*, 16, 27-36.
- SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS MINONDO, L. y HERRANZ, R. P. (1974). Las series Ordovícicas y Preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min.*, LXXXV-I, 21-31.
- SAN JOSÉ, M. A. de (1981). Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticinal de Navalpino (provincia de Ciudad Real y Badajoz). Memoria final Beca Fundación Juan March. Madrid, 154 pp. (inédito).

- (1983). El complejo sedimentario pelítico-grauváquico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, 91-100.
- (1984). Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Badajoz y C. Real, España Central). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 81-117.
- SAN JOSÉ, M. A.; PIEREN, A. P.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J. R. y PEREJÓN, A. (1990). Ante-Ordovician stratigraphy, autochthonous sequences of the Central Iberian Zone. En R. D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 147-159. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- SANTAMARÍA, J. (1988). Facies y asociaciones de facies de los fosforitas de Robledo del Mazo (Precámbrico-Cámbrico de los Montes de Toledo). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 205-208.
- SANTAMARÍA, J.; PICART, J. y SOLÉ, F. J. (1987a,b). Abst. VIII European Regional Meeting. IAS. Tunis.
- SAUPE, F. (1971). La serie ordoviciense et Silurienne d'Almaden (prov. C. Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. *Mem. B.R.G.M.* 73, pp. 355-365. Brest.
- (1973). La Geologie du gisement de mercure D'Almaden. *Sciences de la Terre. Mem.* n.º 29, pp. 1-342.
- SCHMITZ, H. y WALTER, R. (1974). Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen, Halbinsel Bericht über neuere Untersuchungen (1965-1972). *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, Jh.* 1974, 1-2, pp. 72-124.
- SDZUY, K. (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturwiss. Kl.*, 7-8: 217-408 (499-690).
- (1971a). Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica. I Congr. Hispano-Luso-American Geol. Econ., sec. I. Geol., 2: 753-768.
- (1971b). La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. I Congr. Hispano-Luso-American Geol. Econ., sec. I. Geol., 2: 769-782.
- TAMAIN, G. (1971). L'Ordovicien est marianique (Espagne). Sa Place dans la province méditerranéenne. *Mém. B.R.G.M.* 73, pp. 403-416. Brest.
- (1972). Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). These Univ. Paris-Sud (Orsay) 3, pp. 1-870.
- (1975). El Alcudiense y la orogénesis Cadomiense en el Sur de la Meseta Ibérica (España). T.I. Centenario Real Soc. Esp. Hist. Nat. 1, pp. 437-464.
- TEJERO, R. (1976). *Estudio microtectónico de las relaciones Cámbrico-Precámbrico en la zona de Aldeacentenera-Robledollano (Cáceres)*. Tesina de Licenciatura. Facultad de Geología. Univ. Complutense de Madrid.

- TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1983). El Silúrico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 246-265.
- VAIL, P. R. (1987). Seismyc stratigraphy interpretation procedure. In: *Atlas of Seismic stratigraphy*. (A. W. Bally, Ed.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geol.*, 27: 1-10.
- VEGAS, R. (1968). Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura. *Estudios Geológicos*, vol. 24, pp. 85-89.
- (1971). Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el valle de Alcudio y en las sierras de Cáceres y N de Badajoz. *Estudios Geol.* vol. 27, pp. 414-425.
- VEGAS, R. (1974). Repartición de las series anteordovícicas del SW de España. *Bol. Geol. y Min.* 85 (2); pp. 157-170.
- (1975). Wrench (Transcurrent) faults systems of the South Western Iberian Peninsula. Paleo-geographic and morphostructural implications. *Geol. Runds*, v. 64, n.º 1, pp. 266-278.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M. y MORENO, F. (1977). Significado del complejo esquistoso-grauváquico en relación con otras series «pre-arenig» de España Central. *Studia Geologica*, 12, pp. 207-215.
- VEGAS, R. y ROIZ, J. M. (1979). La continuación hacia el E de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (zona Luso-Oriental-Alcudiana). *Tecniterrae*, 23, pp. 1-5.
- VIDAL, M. y LOZAC'H, Y. (1976). *Etude Géologique de la terminaison occidentale de la Vallée de l'Alcudia*. Trav. Lab. Géol. Struct. Appli., 91-Orsay. 160 págs., 99 figs., 3 láms., 1 map. París.
- VIDAL, G.; JENSEN, S. y PALACIOS, T. (1994). Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain. *Geological Magazine*, 131 (2), 169-179.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ-VINTANED, J. A.; DÍEZ BALDA, M. A. y GRANT, S. W. F. (1994). Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, 131 (6), 729-765.
- VILAS, L.; PELÁEZ, J. R. y ARCHE, A. (1979). El Precámbrico del anticlinorio de Ibor (I): Zona de La Calera (Cáceres). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 77: 141-152.
- VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de y PELÁEZ, J. R. (1981). *El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el sector centro meridional del Macizo Ibérico*. R. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat., Tomo especial Curso de Conferencias sobre el PICG (mayo 1979), I: 76-93.
- VILAS, L.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ, M. A.; PIEREN PIDAL, A. P.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; PEREJÓN, A. y HERRANZ, P. (1987). Episodios sedimentarios en el Alcudiense Superior (Proterozoico) y su tránsito al Cámbrico en la zona central meridional del Macizo Ibérico. *Geogaceta*, 2, 43-45, 1 fig. Madrid.

VILAS, L. y SAN JOSÉ, M. A. de (1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Stratigraphy. Introduction. En DALLMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA (eds.) *Pre Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag: 145-146.

WALKER, R. G. (1982). Hummocky and swales cross-stratification. Int. Ass. Sediment, 11 th int. Congr. Sechment. Hamilton, Canadá. Guidebook for Excursion, 21A.

WALKER, R. G. et al. (1984b). Shelf and shallow marine sands. En: *Facies Models*. 2nd ed. /Ed by R. G. Walker), pp. 141-170. Geoscience Canadá. Reprint Series 1. Geological Association of Canadá.

WALTER, R. (1977). Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien. Münster. *Forsch. Z. Geol. U. Paläont.* 42, pp. 1-55.

— (ed.) (1982). Beiträge zur Kenntnis des Prækambris und Altpaläozoikum der Montes de Guadalupe/Zentralspanien. Münster. *Forsch. Geol. Paläont.*, 56: 1-130.

ZAMARREÑO, I. (1983). El Cámbrico en el Macizo Ibérico. En COMBA, J. A. *Libro Jubilar J. M. Ríos «Geología de España»*. Inst. Geol. Min. España, 1: 117-191.

ZAMARREÑO, I.; VEGAS, R. y MORENO, F. (1976). El nivel carbonatado de Los Navalucillos y su posición en la sección cámbrica de los Montes de Toledo occidentales (centro de España). *Brev. Geol. Astúrica*, 20, 4: 56-64.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

ISBN 84-7840-603-4

9 788478 406036