



# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

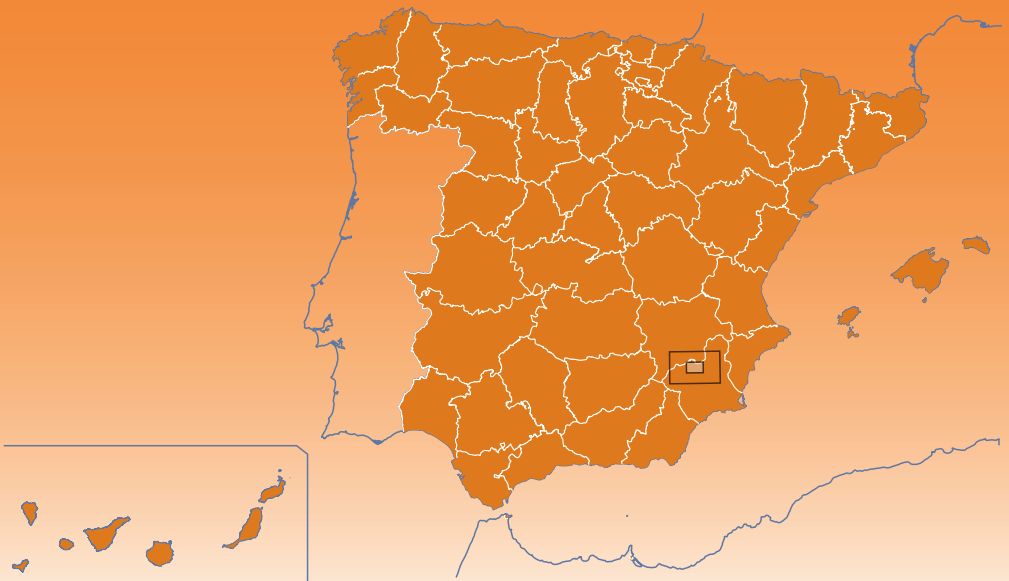
Tercera serie - Edición en línea

890

25-35

<b>867</b> ELCHE DE LA SIERRA 24 - 34	<b>868</b> ISSO 25 - 34	<b>869</b> JUMILLA 26 - 34
<b>889</b> MORATALLA 24 - 35	<b>890</b> CALASPARRA 25 - 35	<b>891</b> CIEZA 26 - 35
<b>910</b> CARAVACA DE LA CRUZ 24 - 36	<b>911</b> CEHEGÍN 25 - 36	<b>912</b> MOLINA DE SEGURA 26 - 36

## CALASPARRA (Murcia)





# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO Y DE PROCESOS ACTIVOS A LA MISMA ESCALA

## CALASPARRA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España, 2021  
Reservados todos los derechos de acuerdo a la ley

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid  
NIPO en línea: 836-21-009-0

---

Maquetación: J. Vicente Ocaña (IGME)

Las presentes Hoja y Memoria (CALASPARRA - 890) han sido realizadas por la empresa consultora Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), dentro del programa de actualización de las hojas MAGNA, durante el año 2002, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en ella los siguientes técnicos:

#### **Autores Cartografía Geológica, Geomorfológica, de Procesos Activos y Memoria:**

- F. López Olmedo (INYPSA)
- J.A. Díaz de Neira (INYPSA)
- P.P. Hernaiz Huerta (INYPSA)

#### **Estudio de muestras:**

- L. Granados

#### **Dirección y supervisión:**

- L. R. Rodríguez Fernández (IGME)
- A. Martín-Serrano García (IGME)

#### **Edición:**

- G. Romero Canencia (IGME)
- L.F. Miguel Cabrero (IGME)

#### **Referencias bibliográficas:**

- F. López Olmedo; J.A. Díaz de Neira (2021). Mapas y memoria explicativa de la Hoja nº 890 (Calasparra). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.



# I N D I C E

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	11
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	11
1.2. ANTECEDENTES.....	11
1.3. MARCO GEOLÓGICO.....	13
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b> .....	17
2.1. SUBBÉTICO EXTERNO-UNIDADES INTERMEDIAS.....	17
2.1.1. Triásico.....	18
2.1.1.1. <i>Arcillas abigarradas y yesos grises y rojos (1). Areniscas bien estratificadas alternando con lutitas rojas (2). Facies Keuper. Triásico Superior</i> .....	18
2.1.1.2. <i>Dolomías y calizas tableadas negras, con intercalaciones de margas verdes (3). Triásico Superior</i> .....	19
2.1.1.3. <i>Rocas subvolcánicas (ofitas) (4). Triásico Superior-Jurásico Inferior</i> ...	20
2.1.2. Jurásico.....	20
2.1.2.1. <i>Dolomías masivas grises (5). Hettangiense-Sinemuriense</i> .....	21
2.1.2.2. <i>Calizas tableadas y en bancos gris-azuladas (6). Sinemuriense-Pliensbachiense</i> .....	21
2.1.2.3. <i>Calizas tableadas y calizas con sílex y filamentos (7). Sinemuriense-Jurásico Medio</i> .....	22
2.1.3. Cretácico.....	22
2.1.3.1. <i>Margas con intercalaciones de calizas margosas y areniscas. Fm Cerrajón (8). Calizas con Orbitolinas (9). Albiense-Cenomaniense</i> .....	22
2.1.3.2. <i>Ritmita de calizas y margas blanco-amarillentas. Fm Quipar-Jorquera (10). Cenomaniense-Campaniense. Margas y calizas margosas blancas. Fm Quipar-Jorquera (11). Coniaciense-Paleoceno</i> .....	23
2.1.4. Paleógeno.....	24
2.1.4.1. <i>Alternancia rítmica de calizas, margas y calcarenitas ocre (12). Paleoceno-Eoceno Medio. Calizas bioclásticas ocre (13). Eoceno Medio</i> .....	24
2.2. PREBÉTICO EXTERNO.....	25
2.2.1. Triásico.....	26
2.2.1.1. <i>Yesos grises y rojos con intercalaciones de arcillas rojas y verdes. Facies Keuper (14). Triásico Superior</i> .....	26

2.2.2. Jurásico .....	27
2.2.2.1. <i>Dolomías masivas (15). Dolomías ocre masivas con cantos dispersos de cuarcita (16). Fm Chorro. Jurásico Inferior-Medio</i> .....	27
2.2.2.2. <i>Ritmita calcárea con intercalaciones de margas. Fm Lorente (17). Oxfordiense superior-Kimmeridgiense medio</i> .....	28
2.2.2.3. <i>Calizas (18). Oxfordiense superior-Kimmeridgiense medio</i> .....	28
2.2.2.4. <i>Dolomías masivas ocre. Fm Gallinero (19). Kimmeridgiense medio</i> .....	29
2.2.2.5. <i>Areniscas calcáreas, calizas arenosas y dolomías (20). Kimmeridgiense medio</i> .....	29
2.2.2.6. <i>Calizas en bancos. Fm Gallinero (21). Kimmeridgiense medio-Neocomiense</i> .....	29
2.2.3. Cretácico.....	30
2.2.3.1. <i>Areniscas y arenas blancas y amarillentas con niveles arcillosos rojos (22). Aptiense superior-Albiense inferior</i> .....	30
2.2.3.2. <i>Arcillas grises con intercalaciones de margas y niveles arenosos (23). Aptiense superior-Albiense</i> .....	31
2.2.3.3. <i>Areniscas y arenas blancas y amarillentas, con niveles arcillosos y cantos de cuarcita dispersos. Fm Utrillas. Ocasionalmente, en la base conglomerados cuarcíticos. Mb Peñas de San Pedro (24). Albiense</i> .....	31
2.2.3.4. <i>Dolomías y calizas, alternando con margas y areniscas. Fm Jumilla (25). Albiense superior-Cenomaniense</i> .....	32
2.2.3.5. <i>Dolomías masivas ocre. Fm Alatoz (26). Dolomías amarillas estratificadas en bancos métricos. Fm Villa de Ves (27). Dolomías masivas grises. Fm Cuchillo (28). Cenomaniense</i> .....	33
2.2.3.6. <i>Calizas masivas. Fm Moratillas (29). Turoniense</i> .....	34
2.2.3.7. <i>Calizas bien estratificadas. Fm Sierra de Utiel (30). Senoniense. Calizas bien estratificadas y calizas masivas. Fms. Moratillas y Sierra de Utiel (31). Turoniense-Senoniense</i> .....	34
2.3. Terciario y Cuaternario .....	35
2.3.1. Paleógeno .....	36
2.3.1.1. <i>Brechas y conglomerados de cantos calcáreos y dolomíticos (32). Paleoceno-Eoceno Medio</i> .....	36
2.3.1.2. <i>Margas blancas, a veces arenosas (33). Eoceno Inferior-Medio</i> .....	36
2.3.1.3. <i>Calizas bioclásticas (34). Eoceno Medio</i> .....	37
2.3.1.4. <i>Conglomerados y brechas calcáreas alternando con arcillas rojas (35). Chattiene</i> .....	37



2.3.1.5.	<i>Alternancia de arcillas rojas, areniscas y conglomerados (36). Chattiense-Aquitaniense inferior</i> .....	38
2.3.1.6.	<i>Alternancia de margas, calizas blancas y arcillas verdes y rojas (37). Chattiense-Aquitaniense inferior</i> .....	38
2.3.2.	Neógeno marino .....	38
2.3.2.1.	<i>Conglomerados cuarcíticos y arcillas rojas (38). Aquitaniense</i> .....	39
2.3.2.2.	<i>Calizas de Algas y calcarenitas (39). Aquitaniense-Burdigaliense inferior</i>	39
2.3.2.3.	<i>Calcarenitas (40). Margas con intercalaciones de calcarenitas (41). Burdigaliense superior-Langhiense inferior</i> .....	40
2.3.2.4.	<i>Conglomerados (42). Langhiense-Serravaliense. Calcarenitas (43). Margas con intercalaciones de calcarenitas (44). Langhiense-Tortonense inferior</i>	41
2.3.2.5.	<i>Lutitas rojas y grises de aspecto caótico, con yesos y brechas (45). Langhiense-Tortonense inferior</i> .....	42
2.3.2.6.	<i>Calcarenitas ocreas (46). Margas grises y claras, con intercalaciones de calcarenitas (47). Tortonense</i> .....	43
2.3.2.7.	<i>Margas blancas con intercalaciones de biocalcarenitas (48). Tortonense</i>	43
2.3.3.	Neógeno continental.....	44
2.3.3.1.	<i>Alternancias irregulares de areniscas y lutitas y de margas blancas y calizas (49). Margas, calizas margosas y yesos (50). Vallesiense superior-Turolense</i>	45
2.3.3.2.	<i>Fortunitas y jumillitas (51). Turolense superior</i> .....	46
2.3.3.3.	<i>Areniscas de grano grueso y conglomerados con intercalaciones de niveles de arcillas (52) Turolense superior</i> .....	47
2.3.3.4.	<i>Alternancia de calizas con sílex, diatomitas y margas blancas (53). Calizas tableadas blancas, a veces con sílex y diatomitas, con intercalaciones de margas (54). Turolense superior</i> .....	48
2.3.3.5.	<i>Calizas grises con gasterópodos (55). Turolense superior</i> .....	49
2.3.3.6.	<i>Conglomerados poligénicos, areniscas y arcillas grises y rojas (56). Plioceno-Pleistoceno</i> .....	49
2.3.4.	Cuaternario.....	50
2.3.4.1.	<i>Conglomerados, gravas y arcillas con encostramientos carbonatados a techo. Glacis (57). Pleistoceno</i> .....	51
2.3.4.2.	<i>Gravas poligénicas, a veces cementadas, con intercalaciones de arenas y limos. Terrazas (58, 59 y 60)</i> .....	51
2.3.4.3.	<i>Gravas, lutitas y arenas. Conos de deyección (61 y 62). Pleistoceno- Holoceno</i> .....	51

2.3.4.4.	<i>Gravas, lutitas y arenas, ocasionalmente cementadas. Glacis (63). Pleistoceno-Holoceno</i> .....	52
2.3.4.5.	<i>Limos, arenas y gravas. Llanuras de inundación (64). Holoceno</i> .....	52
2.3.4.6.	<i>Limos con arenas y gravas. Meandros y cauces abandonados (65). Holoceno</i> .....	53
2.3.4.7.	<i>Lutitas con cantos y arenas. Fondo de valle y de rambla (66). Holoceno</i> .....	53
2.3.4.8.	<i>Lutitas con cantos y arenas, con encostramientos carbonatados. Aluvial-coluval (67). Holoceno</i> .....	53
2.3.4.9.	<i>Cantos en matriz arcillo-arenosa. Coluviones (68). Holoceno</i> .....	54
2.3.4.10.	<i>Bloques de gran tamaño y cantos. Coluviones de bloques (69). Holoceno</i> .....	54
2.3.4.11.	<i>Bloques, cantos, arenas y limos. Depósitos antrópicos (70). Holoceno</i> .....	54
<b>3.</b>	<b>TECTÓNICA</b> .....	55
3.1.	CARACTERÍSTICAS GENERALES .....	55
3.2.	CONTEXTO ESTRUCTURAL .....	55
3.3.	DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES DOMINIOS Y ESTRUCTURAS .....	57
3.3.1.	Dominio Prebético Externo .....	58
3.3.1.1.	<i>Sector de la sierra del Algaidón</i> .....	58
3.3.1.2.	<i>Sector de la sierra del Puerto-sierra de la Cabeza del Asno</i> .....	59
3.3.1.3.	<i>Sector de la sierra del Molino-sierra de la Palera</i> .....	60
3.3.1.4.	<i>Sector de la cuenca de Calasparra</i> .....	60
3.3.1.5.	<i>Sector de la cuenca de Las Minas</i> .....	61
3.3.2.	Dominio Subbético .....	61
3.3.2.1.	<i>Unidades Intermedias</i> .....	61
3.3.2.2.	<i>Subbético Externo</i> .....	62
3.3.3.	Falla de Socovos .....	63
3.4.	EVOLUCIÓN TECTÓNICA .....	64
3.4.1.	Jurásico-Mioceno Medio. La estructuración de la Cordillera .....	64
3.4.2.	Mioceno Superior-Cuaternario. La etapa neotectónica .....	64
3.5.	SISMICIDAD .....	65

4. GEOMORFOLOGÍA.....	67
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....	67
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	68
4.2.1. Estudio morfoestructural.....	68
4.2.1.1. <i>Formas estructurales</i> .....	69
4.2.1.2. <i>Formas volcánicas</i> .....	70
4.2.2. Estudio del modelado.....	70
4.2.2.1. <i>Formas de laderas</i> .....	70
4.2.2.2. <i>Formas fluviales y de escorrentía superficial</i> .....	71
4.2.2.3. <i>Formas de meteorización química</i> .....	72
4.2.2.4. <i>Formas poligénicas (o de difícil adscripción)</i> .....	72
4.2.2.5. <i>Formas antrópicas</i> .....	73
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	73
4.3.1. Descripción de las formaciones.....	73
4.3.1.1. <i>Grandes bloques y cantos. Vertiente con bloques (a). Holoceno</i> .....	73
4.3.1.2. <i>Cantos en matriz areno-arcillosa. Coluvión (b). Holoceno</i> .....	73
4.3.1.3. <i>Gravas poligénicas, a veces cementadas, con intercalaciones de arenas y limos. Terraza (c-g, i). Pleistoceno-Holoceno</i> .....	73
4.3.1.4. <i>Limos, arenas y gravas. Llanura de inundación (j). Meandro y cauce abandonados (l). Holoceno</i> .....	74
4.3.1.5. <i>Gravas, lutitas y arenas. Cono de deyección. Abanico aluvial de baja pendiente (k). Pleistoceno-Holoceno</i> .....	74
4.3.1.6. <i>Lutitas, cantos y arenas, con encostramientos carbonatados. Aluvial-coluvial (m). Holoceno</i> .....	74
4.3.1.7. <i>Lutitas con cantos y arenas. Fondos de valle y de rambla (n). Holoceno</i> ..	74
4.3.1.8. <i>Conglomerados, gravas y arcillas con encostramientos carbonatados a techo. Glacis de vertiente (o). Pleistoceno-Holoceno</i> .....	75
4.3.1.9. <i>Gravas, lutitas y arenas, ocasionalmente cementadas. Glacis de cobertera (p). Pleistoceno-Holoceno</i> .....	75
4.3.1.10. <i>Bloques, cantos, arenas y limos. Escombrera, vertedero (q). Holoceno</i> ...	75
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	75
4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL, SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	76

5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	77
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	79
6.1. MINERÍA Y CANTERAS.....	79
6.1.1. Minerales energéticos.....	79
6.1.1.1. <i>Lignito</i> .....	79
6.1.2. Minerales metálicos y no metálicos.....	79
6.1.2.1. <i>Azufre</i> .....	79
6.1.2.2. <i>Cloruro sódico</i> .....	80
6.1.2.3. <i>Hierro</i> .....	80
6.1.3. Rocas industriales.....	80
6.1.3.1. <i>Gravas y arenas</i> .....	80
6.1.3.2. <i>Calizas</i> .....	81
6.1.3.3. <i>Rocas volcánicas</i> .....	81
6.2. HIDROGEOLOGÍA.....	81
6.2.1. Climatología.....	81
6.2.2. Hidrología superficial.....	82
6.2.3. Hidrogeología.....	82
6.2.3.1. <i>Características hidrogeológicas de los materiales acuíferos</i> .....	83
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO.....	85
7.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	85
7.2. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA.....	85
7.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PUNTOS.....	86
7.4. ITINERARIOS RECOMENDADOS.....	89
8. BIBLIOGRAFÍA.....	91

## 1. INTRODUCCIÓN.

### 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.

La Hoja a escala 1:50.000 de Calasparra (890) se encuentra situada en el sector septentrional de la provincia de Murcia, en su confluencia con la de Albacete, que aparece representada en dos pequeñas zonas. Su territorio, enmarcado en la cuenca del río Segura, se caracteriza por amplios valles y planicies, entre los que se alzan estrechas alineaciones montañosas de orientación variada, entre ellas las sierras del Algaidón, de la Silla, de la Puerta, del Puerto, de la Cabeza del Asno, de la Palera y del Molino, en la que se encuentra la máxima elevación de la Hoja (825 m). El paisaje de las zonas bajas, con cotas generalmente inferiores a 500 m, se caracteriza por su monotonía, tan sólo interrumpida por la disección de la red fluvial o por la presencia de destacadas elevaciones de carácter puntual, de entre las que cabe señalar la sierra del Almorchón (767 m), elemento de referencia prominente en el sector oriental.

La red de drenaje se articula en torno al río Segura que, discurriendo con un trazado muy sinuoso desde el sector septentrional hasta el oriental, configura una amplia vega, si bien en ocasiones se encaja fuertemente, como en el espectacular cañón de Almadenes. A lo largo de los ríos Moratalla, Argos y Quípar, afluentes del Segura, se han construido los embalses de Moratalla, Argos y Alfonso XIII, respectivamente.

La práctica totalidad de los habitantes de la zona se concentra en Calasparra, observándose una elevada tendencia a la despoblación en el resto de la zona, lo que junto con la aridez reinante confiere a algunas áreas un aspecto desértico. La principal ocupación de la población se centra en la agricultura, concentrada en las vegas de los principales ríos y en diversas planicies donde se cultivan frutales.

La red de comunicaciones se encuentra muy desigualmente distribuida, con sectores donde puede considerarse aceptable, especialmente en torno a las carreteras principales (C-3314, C-3211 y MU-552), frente a otros donde es manifiestamente deficiente, como los sectores septentrional y suroriental.

### 1.2. ANTECEDENTES.

La Cordillera Bética ha sido objeto de una gran cantidad de trabajos de diversa índole, cuya simple enumeración implicaría un profundo estudio bibliográfico; de ellos, tan sólo unos pocos afectan directamente al territorio ocupado por la Hoja. A continuación se señalan aquellos que se han considerado del máximo interés, tanto de carácter local como regional, y que engloban la mayor parte de los conocimientos existentes acerca de la zona.

Entre los trabajos generales acerca de la Cordillera Bética cabe señalar el ya clásico de FALLOT (1948), que sintetiza numerosas ideas acerca de la misma, fruto de diversos estudios previos, especialmente de la Zona Subbética. En una época más reciente, el trabajo

de BAENA y JEREZ (1982) propone un ensayo de reconstrucción paleogeográfica entre la Meseta y la Zona Bética. Igualmente, el de FONTBOTÉ y VERA (1983), incluido en el Libro Jubilar homenaje a J.M. Ríos, constituye una puesta al día de los conocimientos existentes. Del máximo interés resulta la tesis de MARTÍN-ALGARRA (1987), que aborda el contacto entre las Zonas Internas y Externas, realizando una detallada síntesis de las unidades existentes. Entre los estudios más modernos, es preciso resaltar la evolución de la cordillera propuesta por SANZ DE GALDEANO (1990).

En cuanto a los estudios relativos a la estratigrafía y sedimentología de los materiales que conforman el Mesozoico, destacan: las tesis de FOURCADE (1970) y JEREZ (1973), centradas en materiales jurásico-cretácicos y en el Prebético, respectivamente; el trabajo de AZEMA *et al.* (1979) sobre microfacies; la síntesis estratigráfica de VILAS *et al.* (1982) incluida en el libro "El Cretácico de España"; y las publicaciones de MARTÍN CHIVELET (1993, 1994) relativas a la estratigrafía del Cretácico Superior de la región de Jumilla-Yecla, en las que define una serie de unidades litoestratigráficas válidas para buena parte de la Zona Prebética.

Por lo que respecta al Terciario, cabe destacar los trabajos de GARRIDO-MEGÍAS *et al.* (1980), centrado en los materiales neógenos, y VERA (2000), interesante puesta al día de los conocimientos existentes.

Los antecedentes de índole estructural son muy numerosos a nivel regional. De entre ellos destacan los de BOUSQUET *et al.* (1976), relacionado con la tectónica de las Béticas Orientales; SANZ DE GALDEANO (1983), que analiza los principales accidentes de la región; DE SMET (1984), relativo a la fracturación en las Zonas Externas; VEGAS y MUÑOZ (1984), referente a la evolución geodinámica del borde meridional de la placa Ibérica; GARCÍA DUEÑAS *et al.* (1984), en el que se tratan la neotectónica y la sismicidad de la cordillera; y HERMES (1985), que aborda diversos aspectos de la estructura de la Zona Subbética.

Por lo que respecta a los estudios sobre los materiales volcánicos neógenos, destacan los de FÚSTER *et al.* (1967), centrado en las rocas de tipo lamproítico, y LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1984), que analiza globalmente el vulcanismo del SE español.

Además de estos trabajos de carácter general, existen otros que poseen especial interés por afectar de forma directa al territorio de la Hoja, remontándose a los estudios pioneros de FALLOT y JEREMINE (1929), sobre las jumillitas, y FALLOT y BATALLER (1933), sobre las relaciones entre el Prebético y el Subbético.

Como consecuencia de la elaboración de una serie de tesis prácticamente simultáneas, el conocimiento de la región sufrió un notable impulso. Así, PAQUET (1969), en el sector occidental de la provincia de Murcia, HOEDEMAKER (1973), en la región de Moratalla, y especialmente, JEREZ (1973), en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes, establecen las bases estratigráficas de los materiales prebéticos y subbéticos, además de proponer una serie de ideas sobre la estructura y plantear diversos problemas.

En cualquier caso, el conocimiento más detallado viene aportado por la edición anterior de la Hoja geológica a escala 1:50.000 de Calasparra, perteneciente al Plan MAGNA (JEREZ *et al.*, 1974a), sin olvidar la información proporcionada por las Hojas limítrofes de Iseo (868; GÁLLEGO *et al.*, 1984), Moratalla (889; JEREZ, 1981), Cieza (891; JEREZ *et al.*, 1974b) y Cehegín (911; VELANDO y PAQUET, 1974).

Los trabajos elaborados en la zona posteriormente han abordado temas puntuales, como la datación radiométrica de las rocas volcánicas del cerro de Salmerón (Monagrillo), efectuada por BELLON *et al.* (1981).

Uno de los aspectos que ha despertado mayor interés ha sido el relativo a las cuencas continentales neógenas, pudiendo señalarse al respecto el tratamiento efectuado por ELÍZAGA y CALVO (1988), CALVO y ELÍZAGA (1990) y especialmente ELÍZAGA (1990) en su tesis doctoral. Por lo que respecta a los estudios más recientes, la tesis de RODRÍGUEZ PASCUA (2001) se centra en la paleosismicidad de las cuencas neógenas lacustres, en tanto que la publicación de GONZALVO *et al.* (2001) precisa el límite Ypresiense-Luteciense en la región.

### 1.3. MARCO GEOLÓGICO.

La Hoja a escala 1:50.000 de Calasparra se halla encuadrada en el sector oriental de la Cordillera Bética y, más concretamente, en la zona de confluencia entre las zonas Prebética y Subbética, tal como las estableció FALLOT (1948). La Cordillera Bética constituye el extremo occidental de las cadenas alpinas europeas; se trata de una zona que, al igual que todo el borde mediterráneo, durante el Cenozoico ha sufrido fenómenos tectónicos de escala continental relacionados con la apertura del Atlántico y el Tethys, así como con la colisión de las placas Europea y Africana.

Con el nombre de Cordillera Bética se agrupa una serie de alineaciones montañosas de dirección predominante N70°E, dispuestas entre las provincias de Alicante y Cádiz, al S del valle del Guadalquivir. De acuerdo con la concepción clásica del geosinclinal, en la cordillera se distinguen tradicionalmente las Zonas Internas y Externas. Las Zonas Internas presentan deformaciones profundas que afectan al zócalo, acompañadas de metamorfismo, mientras que las Zonas Externas se caracterizan por una cobertera plegada y despegada al nivel del Triásico, desarrollándose en ellas cabalgamientos y mantos de corrimiento. Aplicando estos conceptos a la región mediterránea, se puede decir que las Zonas Externas se sitúan en los bordes de las placas Europea y Africana, mientras que las Zonas Internas se ubican en el límite de ambas placas, coincidente en el sector que nos ocupa con el denominado "bloque de Alborán" (MARTÍN-ALGARRA, 1987).

El resto de la cordillera queda configurado por depresiones neógenas de origen diverso: por una parte, la Depresión del Guadalquivir constituye la antifosa que separa la cordillera y el margen continental estable, representado por la Meseta, habiendo recibido aportes siliciclásticos originarios de ésta, así como aportes olistostrómicos procedentes del frente de la cordillera; por otra parte, las depresiones intramontañosas, irregularmente distribuidas, son el reflejo de la tectónica post-alpina.

La distribución de N a S de estas unidades es la siguiente: Meseta, Depresión del Guadalquivir, Zonas Externas y Zonas Internas.

**Las Zonas Externas** se encuentran ubicadas sobre un zócalo paleozoico correspondiente a la prolongación de la Meseta; se subdividen a su vez en Zona Prebética y Zona Subbética, de acuerdo con sus características estratigráficas durante el periodo Jurásico-Cretácico.

- La Zona Prebética corresponde a la parte más proximal del margen continental ibérico. Sus afloramientos se extienden desde las proximidades de Jaén hasta la costa mediterránea, formando una banda estrecha que aumenta su anchura progresivamente hacia el E, hasta alcanzar 40 km. Se divide en Prebético Externo e Interno, de acuerdo con las diferentes facies del Cretácico, observándose una mayor continuidad estratigráfica en las series del dominio interno.
- La Zona Subbética está situada al S de la anterior. Sus afloramientos conforman una franja bastante continua desde el Golfo de Cádiz hasta Alicante, cuya anchura disminuye de O a E hasta prácticamente desaparecer. Posee un registro sedimentario bastante continuo entre el Triásico Superior y el Mioceno Inferior. En función de sus diferentes facies, dentro de ella se distinguen tres dominios, que de N a S son: Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno. Estos dominios también sufren variaciones longitudinales, manifestadas especialmente en el más meridional, que en el sector occidental de la cordillera recibe el nombre de Penibético.

Las denominadas **Unidades Intermedias** presentan ciertas características híbridas con respecto a los dos conjuntos, Prebético y Subbético, apareciendo sus afloramientos en una posición intermedia entre ambos.

Por su parte, las **Zonas Internas** están constituidas por la Zona Bética.

- La Zona Bética aflora de forma bastante continua en el borde mediterráneo entre Estepona y el bajo Segura, extendiéndose tierra adentro en una banda que alcanza 50 km de anchura en la transversal de Almería. A diferencia de las Zonas Externas, en la Zona Bética afloran extensamente rocas de edad paleozoica, asimilables en parte al zócalo hercínico. No obstante, las litofacies del Triásico sugieren que sus orígenes se localizan en dominios orientales alejados de su posición actual. Tradicionalmente se distinguen en ella tres complejos superpuestos, de abajo arriba: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, siendo este último el único que presenta materiales posteriores al Triásico. No obstante, existen unidades estructurales con cobertera postríasica y posición tectónica dudosa, que algunos autores consideran intermedias entre los mantos alpujárrides y maláguides y que agrupan bajo la denominación de Complejo Rondaide (BLUMENTHAL, 1927; MARTÍN-ALGARRA, 1987).

Entre las zonas Subbética y Bética aflora, de forma discontinua, una serie de unidades cuya afiliación resulta dudosa. Éstas (Dorsal, Predorsal, Zona Media, Unidades del Campo de



Gibraltar, etc.) han sido tratadas por MARTÍN-ALGARRA (1987), llegando a la conclusión de que únicamente el Complejo del Campo de Gibraltar corresponde a un dominio intermedio entre ambas zonas, asignando las restantes unidades a las zonas anteriormente citadas.

El Complejo del Campo de Gibraltar puede considerarse, en cierta medida, como el conjunto de unidades tectónicas más internas de las Zonas Externas, al estar constituido por terrenos de cobertera no afectados por metamorfismo. Sin embargo, sus rasgos estratigráficos y paleogeográficos indican su depósito en una cuenca profunda, con características, al menos en parte, de eugeosinclinal en sentido clásico y, por tanto, de un dominio que más tarde constituiría las Zonas Internas. Se extiende casi exclusivamente por el sector occidental de la cordillera.

Dentro de la historia de la cordillera, el primer acontecimiento destacado se registra a mediados del Jurásico Inferior, con importantes procesos de fracturación relacionados con la apertura del Atlántico. Las grandes fallas originadas desempeñaron a partir de entonces un destacado papel: en primera instancia, delimitando diversos dominios sedimentarios durante el resto del Mesozoico y, posteriormente, como zonas de debilidad aprovechadas por los esfuerzos tectónicos terciarios.

A mediados del Cretácico se produjeron la rotación anti-horaria de la placa Ibérica y el desplazamiento de la Zona Bética hacia el O, como consecuencia del acercamiento entre las placas Europea y Africana. Dicho desplazamiento se consumó durante el Mioceno Inferior, provocando aloctonias generalizadas hacia el NO dentro de las Zonas Externas.

A partir de este momento tuvieron lugar nuevas fases de deformación manifestadas de diferente forma y con intensidad variable según los sectores. En sentido estricto, la orogenia alpina se considera acabada a finales del Mioceno, si bien las deformaciones en la región han perdurado hasta la actualidad, reflejando la actividad de la zona, al igual que en todo el borde mediterráneo.

A grandes rasgos, en la Hoja de Calasparra se distinguen dos dominios netamente diferenciados, separados por el segmento suroriental de la falla de Socovos, desgarrar notable de orientación ONO-ESE (N110-120°E) en la zona noroccidental, que se arquea en el sector central hasta adquirir una dirección E-O en el oriental. Al N de la falla afloran materiales prebéticos, en tanto que al S lo hacen materiales de afinidad subbética, con materiales neógenos y cuaternarios extensamente representados en ambos dominios (Figura 1).

El conjunto Prebético, en el que predominan materiales carbonatados cretácicos de afinidad externa, posee vergencias meridionales y una orientación paralela a la de la citada falla, excepto en el sector nororiental, donde adopta tanto la típica directriz bética ENE-OSO como vergencias septentrionales.

Por su parte, el conjunto subbético posee una representación equiparable de materiales triásicos, jurásicos y cretácicos, atribuibles a las Unidades Intermedias y al Subbético Ex-

terno, con un claro predominio de las litologías arcilloso-margasas; presenta una compleja geometría, en la que se ven involucrados diversos mantos y escamas, cuya vergencia y orientación son las características de la cordillera, observándose una acusada tectónica de desgarres que confiere una gran complejidad estructural a la zona.

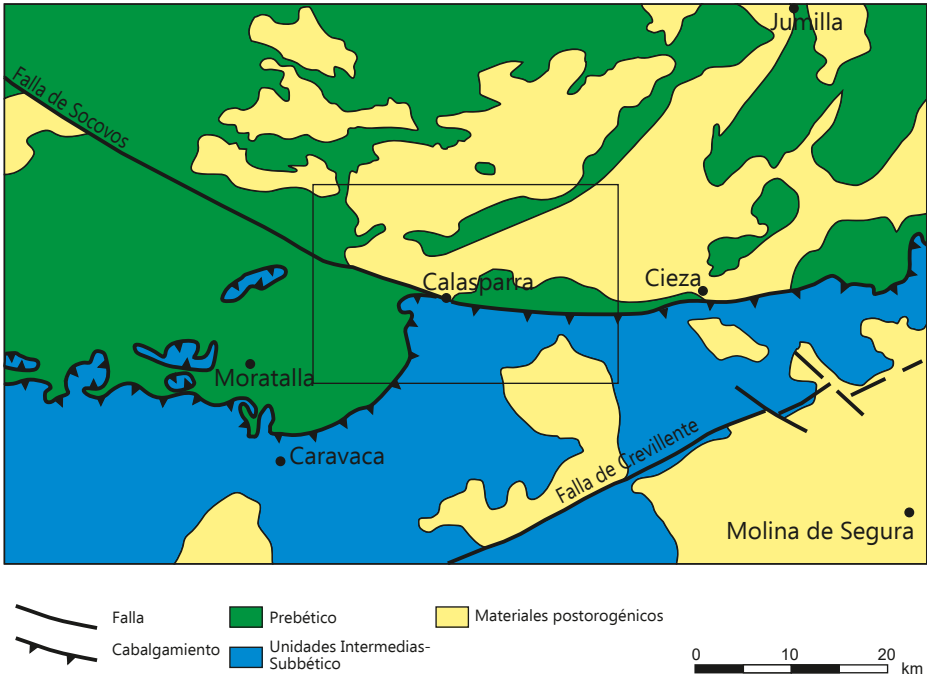


Figura 1. Esquema geológico regional con indicación de la situación de la Hoja de Calasparra

## 2. ESTRATIGRAFÍA.

En la Hoja de Calasparra afloran principalmente materiales de origen sedimentario comprendidos entre el Triásico y el Holoceno. El sustrato no es visible, al igual que en el resto de las Zonas Externas, si bien la mayoría de los autores considera que debe corresponder al Paleozoico de la Meseta. Las unidades cartográficas diferenciadas se han agrupado en tres grandes conjuntos:

- Materiales correspondientes al Subbético Externo y a las Unidades Intermedias, aflorantes en el sector meridional. Su edad está comprendida entre el Triásico Superior y el Eoceno, con una notable interrupción sedimentaria en el intervalo Jurásico Medio-Cretácico Inferior.
- Materiales correspondientes al Prebético Externo, distribuidos por el sector septentrional, correspondiendo la mayor parte de sus afloramientos al Cretácico Superior y al Paleógeno.
- Materiales neógenos y cuaternarios, cuya amplia representación refleja su depósito bajo una configuración paleogeográfica totalmente distinta a la de los conjuntos anteriores, como resultado de la orogenia alpina. Presentan una sucesión sedimentaria bastante continua entre la que se reconoce un episodio volcánico fini-neógeno de afinidad ultrapotásica.

### 2.1. SUBBÉTICO EXTERNO-UNIDADES INTERMEDIAS.

A nivel regional, los materiales subbéticos, en sentido amplio, corresponden a la parte distal del margen continental ibérico, caracterizado por presentar una sedimentación prácticamente continua entre el Triásico y el Mioceno Inferior. En virtud de sus diferencias sedimentarias durante el intervalo Titiense-Albiense, los materiales subbéticos han sido subdivididos en dos dominios paleogeográficos, la Zona Subbética y las Unidades Intermedias, cuya principal diferencia consiste en la profusión de turbiditas terrígenas recibidas durante el Cretácico Inferior por el segundo dominio.

Las Unidades Intermedias representan un dominio especialmente subsidente cuya principal característica es la presencia de calizas someras en el Jurásico Medio, turbiditas calcáreas en el Jurásico Superior y abundantes turbiditas terrígenas en el Cretácico Inferior. En cuanto a la Zona Subbética, presenta notables variaciones en su serie jurásica, razón por la que ha sido subdividida en tres dominios (GARCÍA-DUEÑAS, 1967), que de N a S son:

- Subbético Externo. Corresponde a una zona poco subsidente adyacente a las Unidades Intermedias, en la que predominan los materiales calizos, adquiriendo gran desarrollo los niveles de condensación.
- Subbético Medio. A él pertenecen las series más subsidentes, por lo que alcanza potencias espectaculares con respecto a los dominios adyacentes. Predominan los materiales margosos, apareciendo radiolaritas y rocas volcánicas submarinas como litologías características.

- Subbético Interno. Se trata de otro sector relativamente poco subsidente en el que afloran exclusivamente materiales calizos.

En la Hoja de Calasparra, los materiales pertenecientes a ambos dominios, Subbético y Unidades Intermedias, afloran en el sector meridional, presentando una estructura compleja resultante de la superposición de una acusada tectónica alpina de desgarres sobre una tectónica de cabalgamientos previa. Aunque en algunos casos resulta muy difícil la asignación de los diversos afloramientos a alguno de los dominios citados, en una primera aproximación parece que los materiales cretácicos y paleógenos muestran una mayor correlación con las Unidades Intermedias, en tanto que los jurásicos poseen una mayor afinidad con los del Subbético Externo. En cuanto al conjunto triásico, presenta características comunes en ambos dominios, asignándose a uno de ellos en función de la afinidad de las unidades cartográficas vecinas.

### 2.1.1. Triásico.

Pertencen a él los materiales más antiguos de la Hoja, que afloran extensamente al S y al E de Calasparra. Presentan numerosos cortes parciales de interés de sucesiones inferiores al centenar de metros, aun cuando en esta zona se han estimado espesores de, al menos, 400 m. En los afloramientos predominan los materiales asimilables a la Facies Keuper, proliferando los términos arcillosos, que confieren tonalidades rojizas al terreno; entre ellos se intercalan abundantes niveles yesíferos, ofreciendo el conjunto un aspecto desordenado (unidad 1), característico del denominado tradicionalmente "Triás germano-andaluz". Localmente, la disminución de la proporción de yesos en favor de la de areniscas da al conjunto una apariencia menos caótica (unidad 2). El presente conjunto intercala niveles de dolomías tableadas negras (unidad 3), así como pequeñas masas de rocas subvolcánicas, conocidas comúnmente como ofitas (unidad 4).

Su elevada potencia, junto con su posición estratigráfica y su gran plasticidad son la causa de su importante papel dentro de las deformaciones regionales, ya sea como nivel de despegue de los mantos subbéticos o como manifestaciones halocinéticas. En cualquiera de los casos, su aspecto general es desordenado, con buena parte de las intercalaciones carbonatadas y subvolcánica dispuestas en apariencia de forma anárquica. Su relación con las restantes unidades resulta difícil de establecer en campo, debido a sus deficientes condiciones de afloramiento; ya que su disposición no suele señalar inequívocamente cabalgamientos, ventanas tectónicas o discordancias, sus contactos han sido representados como de tipo mecánico.

Tanto en la Hoja como en otros puntos de la región existen afloramientos de naturaleza dudosa y aspecto similar al del conjunto triásico, por corresponder a removilizaciones o resedimentaciones de éste; dichos afloramientos, muy difíciles de individualizar cartográficamente, han sido incluidos entre los materiales neógenos.

#### 2.1.1.1. *Arcillas abigarradas y yesos grises y rojos (1). Areniscas bien estratificadas alternando con lutitas rojas (2). Facies Keuper. Triásico Superior.*

Integran un conjunto asimilable a la Facies Keuper, que se presenta bajo dos aspectos diferentes. Por una parte, como un conjunto de arcillas rojas, verdes y amarillentas con abundantes

intercalaciones de yesos, que afloran en general bajo un aspecto desordenado que dificulta extremadamente la reconstrucción de su geometría interna (unidad 1), conjunto asimilable al denominado "Triás germano-andaluz", típico de la Zona Subbética. Por otra parte, se presenta como una sucesión de areniscas rojas y lutitas abigarradas bien estratificadas, con una baja proporción de yesos (unidad 2), que ofrece una apariencia más próxima a la de los afloramientos triásicos de la Cobertera Tabular de la Meseta; aunque los tramos de areniscas rojas evocan en gran medida a la Facies Buntsandstein, tal como han señalado trabajos previos (JEREZ *et al.*, 1974a), su disposición con respecto a la unidad anterior (1) invalida dicha asignación, debiendo interpretarse como tramos areniscosos de la Facies Keuper (Fm Areniscas de Manuel o K2; ORTÍ, 1974).

El conjunto triásico aflora en general bajo el aspecto de monótonos terrenos alomados de tonos rojizos en los que destacan las intercalaciones de rocas carbonatadas (unidad 3) y subvolcánicas (unidad 4). En cualquier caso, los abundantes acaravamientos próximos al embalse de Alfonso XIII permiten la realización de observaciones de cierta calidad en ambos conjuntos, aunque en este sentido destaca especialmente el corte existente en el canal aliviadero Argos-Quípar.

Son escasos los puntos donde pueda apreciarse la naturaleza de su contacto con las unidades adyacentes, aunque debido a su litología y a la fuerte deformación sufrida, en la mayor parte de los casos parece mecanizado en mayor o menor medida. En relación con este aspecto, en el corte de la carretera del embalse de Alfonso XIII el conjunto triásico se apoya mediante una falla inversa de gran ángulo sobre el conjunto cretácico; por el contrario, a unos 2 km al SE de Calasparra, la unidad margosa del Burdigaliense-Langhiense se apoya en clara discordancia sobre arcillas rojas bien estratificadas (unidad 2). Mención aparte merecen los numerosos contactos de geometría compleja que presenta con respecto a las calizas margosas y margas cretácicas, que en buena parte de los casos podrían corresponder a una herencia de procesos acaecidos durante el Cretácico y no a la estructuración alpina.

Corresponden a depósitos de tipo *sebkha*, en zonas de clima árido y caluroso. Su edad precisa no es conocida, aunque por su asimilación a la Facies Keuper, ambas unidades deben corresponder al Triásico Superior.

#### 2.1.1.2. *Dolomías y calizas tableadas negras, con intercalaciones de margas verdes (3). Triásico Superior.*

Se trata de un conjunto carbonatado de tonos oscuros integrado por cuerpos englobados en el seno de la Facies Keuper, lo que unido a la aparente mecanización de sus contactos sugiere su posible correlación con la Facies Muschelkalk.

Aparecen como calizas y dolomías oscuras tableadas, estratificadas en niveles planoparalelos de orden decimétrico y, más raramente, en bancos de espesor métrico; puntualmente, intercalan delgados niveles de margas verdosas. Aunque en primera instancia parecen englobadas de forma desordenada en el conjunto arcilloso de la Facies Keuper (unidad 1), observaciones más detalladas permiten reconstruir estructuras de plegamiento relativamente sencillas. Su

mejor punto de observación se localiza en el embalse de Argos, donde la unidad puede sobrepasar 200 m de potencia, si bien generalmente no alcanza los 50 m.

Su depósito se interpreta en un contexto de llanura de mareas. En cuanto a su edad, el hallazgo de *Myophorias* y *Fronicularia* sp. no ha permitido su datación. En cualquier caso, su posible atribución a la Facies Muschelkalk implicaría su pertenencia al Triásico Medio, en tanto que su interestratificación en la Facies Keuper supondría su asignación al Triásico Superior.

#### 2.1.1.3. Rocas subvolcánicas (ofitas) (4). Triásico Superior-Jurásico Inferior.

Constituyen un conjunto de rocas ígneas de tipo granudo y tonos verdosos oscuros, escasamente representado en la Hoja, consistente en pequeñas masas englobadas en las arcillas triásicas. Se presentan como cuerpos intrusivos de formas globulares y dimensiones de orden decamétrico a hectométrico, no habiéndose observado corte alguno de interés que permita su descripción detallada ni tampoco la de sus efectos sobre la roca encajante. Su composición se puede considerar basáltica en sentido amplio.

En otros puntos de la Zona Subbética, este tipo de rocas han sido descritas al microscopio con texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y, en menor medida, olivino. La plagioclasa es el más abundante, presentándose zonada y con frecuentes alteraciones a sericita, clorita, prehnita y epidota; en ocasiones, la plagioclasa está englobada por grandes cristales de piroxeno, definiendo la textura ofítica. La augita es el clinopiroxeno dominante, con variedades titanadas y egirínicas, apareciendo ortopiroxeno ocasionalmente; sus productos de alteración más frecuentes son anfíbol, biotita, clorita y calcita. Por lo que respecta al olivino, se presenta casi siempre alterado a iddingsita y clorita.

Tradicionalmente, este tipo de rocas ha sido asignado al Triásico Superior; sin embargo, el hecho de que estén emplazadas en el seno de la Facies Keuper permite afirmar que su intrusión tuvo lugar con posterioridad al depósito de aquella, posiblemente durante el Jurásico, periodo en el que algunos sectores de la Zona Subbética registraron un intenso magmatismo.

#### 2.1.2. Jurásico.

Aparece escasamente representado, estando asociado con el frente de las estructuras cabalgantes de probable afinidad subbética. Sus afloramientos poseen una gran homogeneidad y una notable escasez de cortes de interés. Su sustrato corresponde tanto a arcillas triásicas de la Facies Keuper (unidad 1) como a materiales margosos cretácicos sobre los que cabalga; por lo que respecta a su techo, no se ha conservado en ningún caso, pues su serie aparece incompleta como consecuencia de los procesos erosivos.

De forma totalmente convencional, tradicionalmente se ha considerado como la base del Jurásico al muro de la sucesión carbonatada dispuesta sobre las arcillas triásicas, aunque en realidad dicha base podría estar contenida en la sucesión carbonatada. La mayor parte de los afloramientos jurásicos corresponden a un monótono conjunto dolomítico atribuido al Lías inferior (unidad 5), habiéndose reconocido pequeños afloramientos de calizas, asignadas al

Lías medio (unidad 6), y calizas con sílex y filamentos (unidad 7), enmarcadas en el Lías medio-Jurásico Medio.

Las dos unidades inferiores constituyen el denominado “Lías Infradomeriense”, término bajo el que se agrupan los materiales depositados previamente a la ruptura de una extensa plataforma carbonatada liásica, hecho que se produjo a nivel de la cordillera entre el Carixiense medio y el Domeriense inferior; el conjunto calcáreo depositado fue afectado posteriormente por un proceso de dolomitización de distribución vertical irregular. Por otra parte, la unidad superior se habría depositado con posterioridad a la ruptura de la plataforma y probablemente en el ámbito del Subbético Externo, dominio poco subsidente caracterizado por la abundancia de sedimentos carbonatados.

#### 2.1.2.1. *Dolomías masivas grises (5). Hettangiense-Sinemuriense.*

Sus principales afloramientos se localizan en el ámbito de las sierras de San Miguel y del Almorchón, configurando importantes resaltes morfológicos. Es un conjunto dolomítico cuyo aspecto masivo y la falta de cortes de cierto detalle impiden establecer su estructura interna y precisar su espesor, que varía debido a factores diagenéticos, erosivos y tectónicos, pero que en cualquier caso parece sobrepasar los 200 m.

Sus mejores observaciones pueden efectuarse en las diversas canteras existentes al O de Calasparra. Se trata de dolomías cristalinas de color gris oscuro en afloramiento y blanco en corte fresco, que con frecuencia poseen un cierto aspecto brechoide y oqueroso debido a la karstificación.

La dolomitización ha borrado cualquier vestigio sedimentario o paleontológico que pudiese albergar el conjunto calcáreo original; regionalmente, el contacto con las calizas suprayacentes puede producirse tanto a nivel del Sinemuriense como del Pliensbachiense e incluso aquéllas pueden haber sido dolomitizadas totalmente. Con respecto al origen de la dolomitización, se ha propuesto su relación con las fracturas generadas durante la fragmentación de la plataforma liásica (MARTÍN, 1979), sin que deba descartarse su relación con procesos de emersión y mezcla de aguas.

En cuanto a su edad, la atribución al Sinemuriense-Pliensbachiense de las calizas suprayacentes, restringe su edad al Hettangiense-Sinemuriense, aunque es posible que su base pertenezca al Triásico terminal.

#### 2.1.2.2. *Calizas tableadas y en bancos gris-azuladas (6). Sinemuriense-Pliensbachiense.*

Afloran exclusivamente en el extremo occidental de la sierra del Almorchón, bajo deficientes condiciones de observación. Son calizas tableadas o en bancos gruesos, de color gris azulado, que no han sido afectadas por los procesos de dolomitización que dieron lugar a la unidad infrayacente; regionalmente, la irregularidad de dichos procesos hace que se apoyen sobre las dolomías a distintos niveles estratigráficos y que su espesor sea muy variable, con valores orientativos comprendidos entre 100 y 200 m.

Sus características son bastante constantes, no sólo dentro de la región, sino también en otros sectores del Mediterráneo occidental. Incluyen calizas *wackestone* y *packstone*, así como *grainstones* oolíticos y pisolíticos como facies más abundantes. El paso a las unidades suprayacentes se realiza a través de un *hard-ground*.

Su depósito se interpreta en un ambiente de llanura de mareas, en una plataforma carbonatada de gran extensión. De acuerdo con su atribución regional, se asigna al Sinemuriense-Pliensbachiense.

#### 2.1.2.3. *Calizas tableadas y calizas con sílex y filamentos (7). Sinemuriense-Jurásico Medio.*

En el borde suroriental de la sierra del Almorchón afloran diversos materiales calcáreos cuya diferenciación cartográfica no resulta posible debido a las deficientes condiciones de afloramiento y accesibilidad. Se reconocen calizas tableadas correspondientes a la unidad anterior, además de calizas con sílex y filamentos, afines al Jurásico Medio del Subbético Externo, sin que pueda establecerse precisión alguna con respecto a sus principales rasgos estratigráficos.

#### 2.1.3. Cretácico.

Los materiales cretácicos afloran extensamente al S de las alineaciones morfoestructurales de las sierras del Molino-de la Palera y de la sierra de San Miguel. Muestran una disposición general cabalgante sobre los materiales neógenos del sector occidental y a su vez cabalgada por materiales triásico-jurásicos de afinidad subbética. Los cortes observados, siempre muy parciales, evidencian una sucesión que comienza en el Albiense, abarca la totalidad del Cretácico Superior y encuentra continuidad en los niveles más bajos del Paleógeno.

En general, consiste en una monótona ritmita de calizas y calizas margosas de afinidad pelágica, asimilable a las Fms Cerrajón (Albiense-Cenomaniense) y Quípar-Jorquera (Cenomaniense-Paleoceno).

##### 2.1.3.1. *Margas con intercalaciones de calizas margosas y areniscas. Fm Cerrajón (8). Calizas con Orbitolinas (9). Albiense-Cenomaniense.*

Constituyen un conjunto de gran uniformidad en el que predominan las margas, con cierto contenido arenoso, entre las que se intercalan niveles areniscosos, calizo-margosos y margo-calcáreos de orden centimétrico a decimétrico. Su litología fácilmente meteorizable hace que sean escasos los puntos donde se puedan realizar observaciones de interés, pese a su extensa representación. También resulta difícil establecer la estructura interna de sus afloramientos, excepto en los casos en que intercalan niveles calizos más consistentes que, cuando sus dimensiones lo han permitido, han sido representados de forma individualizada (unidad 9).

Los mejores afloramientos del conjunto margoso se localizan en el ámbito del embalse de Alfonso XIII, donde presenta el típico aspecto de las facies cretácicas subbéticas, en sentido



amplio, con coloraciones grises y tonos blanquecinos por alteración; criterios regionales sugieren su correlación con las Unidades Intermedias y, más concretamente, con la Fm Cerrajón, si bien la proporción de areniscas en ésta es considerablemente superior, lo que también invita a su asignación a la Fm Argos. Los niveles calizo-margosos y margo-calcáreos presentan una microfacies dominante de *mudstones* con *Radiolarios* y *Foraminíferos* pelágicos. En cuanto a las areniscas, poseen un alto grado de variabilidad composicional, con predominio de tipos grauváquicos y arcósicos.

Su base no aflora, a diferencia de su techo, que coincide con el resalte morfológico producido por los niveles calcáreos de la unidad suprayacente (10). En cuanto a su espesor visible, difícil de calcular, parece probable que supere los 500 m. Mención aparte merecen sus contactos con las arcillas triásicas, que regionalmente han sido interpretados de formas diversas (diapíricos, tectónicos, de olistolitos, etc.); en el ámbito de la Hoja, si bien algunos contactos corresponden inequívocamente a fallas y cabalgamientos, en otros, tanto su geometría como su abundancia sugieren que se trata de contactos derivados de procesos extrusivos de materiales triásicos durante el Cretácico, deformados posteriormente, habiendo sido representados en este caso como de tipo mecánico sin que se descarte la posibilidad de que en algunos casos puedan corresponder a discordancias, también deformadas posteriormente.

Las calizas intercaladas, cuyos mejores afloramientos se localizan al SE de la sierra de la Puerta, corresponden a oomicroesparitas, bioesparitas e intraesparitas ricas en *Orbitolinas*. Incluyen delgados niveles margosos con *Globigerina* ex. gr. *washitensis*, *Patellina subcretacea* y *Hedbergella planispira*; en las margas se han hallado, además, *Rotalipora ticinensis* y *Globigerinelloides bentonensis*, junto con *Ammonites*, que han permitido su asignación al Albiense-Cenomaniense.

El depósito de la Fm Cerrajón se interpreta en un contexto turbidítico distal y de cuenca plana, siendo este último el dominante en la zona.

#### 2.1.3.2. *Ritmita de calizas y margas blanco-amarillentas. Fm Quípar-Jorquera (10). Cenomaniense-Campaniense. Margas y calizas margosas blancas. Fm Quípar-Jorquera (11). Coniaciense-Paleoceno.*

Corresponden a un conjunto litológico aflorante con gran extensión en las Unidades Intermedias y el Subbético Externo, consistente en una sucesión rítmica de margas, calizas y calizas margosas de tonos blanquecinos y amarillentos, dispuestas en niveles de orden decimétrico, conocido como Fm Quípar-Jorquera. A grandes rasgos, representan el Cretácico Superior de ambos dominios, presentando una gran semejanza litológica con la Fm Capas Rojas, de la que se diferencian por el color, constituyendo un cambio de facies de ésta hacia el continente.

En el ámbito de la Hoja, sus afloramientos, en general de calidad deficiente, se hallan muy repartidos por el sector meridional, con sus mejores cortes localizados en el entorno del embalse de Alfonso XIII. Los niveles calizos y calizo-margosos corresponden a micritas, pelmicritas y biomicritas con abundantes *Foraminíferos* planctónicos y nanofósiles. Es relativamente frecuente la presencia de *slumps*. Su muro y su techo poseen carácter gradual, consistiendo

en la aparición de niveles de areniscas dentro del conjunto margoso, en el caso del primero, y en el aumento de las intercalaciones calcáreas en el del segundo.

Dentro de este conjunto se han diferenciado dos unidades, fundamentalmente en función de la mayor o menor proporción de niveles calizos y calizo-margosos, reflejada en su diferente expresión morfológica. La unidad inferior (10) es equiparable con la tradicional Fm Quípar y configura a un ligero resalte en el terreno, presentando un buen corte de carretera unos 2 km al SO del embalse de Alfonso XIII; su espesor en él es de unos 20 m, aumentando hacia el sector occidental, donde sobrepasa los 50 m. Con frecuencia incluye niveles de sílex negro y cantos de composición margo-calcárea.

Por lo que respecta a la unidad superior (11), es asimilable a la antigua Fm Jorquera y da lugar a terrenos deprimidos y, en algunos sectores, fuertemente acarcavados. Puntualmente incluye niveles de tonos asalmonados idénticos a los de la Fm Capas Rojas. Su espesor, difícilmente cuantificable por la deficiencia de sus afloramientos, sobrepasa los 200 m.

En cuanto al contenido faunístico de la unidad inferior, la abundancia de *Rotaliporas*, *Globotruncanas*, *Globigerinoides*, *Radiolarios* y *Phitonellas*, ha permitido su asignación al Cenomaniense-Campaniense, si bien en algunas zonas no parece sobrepasar el Turoniense, sugiriendo un cambio lateral de facies con respecto a la unidad superior. Ésta, también muy fosilífera, alberga una asociación de *Globotruncanas* y *Globorotalias* que ha señalado su depósito durante el intervalo Coniaciense-Paleoceno.

Los materiales de la Fm Quípar-Jorquera se depositaron en un ambiente pelágico de muy baja velocidad de sedimentación en el que la presencia de niveles de cantos y de estructuras de desplome indicaría cierta pendiente deposicional e inestabilidad tectónica.

#### 2.1.4. Paleógeno.

El Paleógeno propiamente dicho comienza en el seno de las facies margo-calcáreas de la Fm Quípar-Jorquera, siendo avanzado el Paleoceno cuando se produce un cambio sedimentario consistente en la intercalación de niveles turbidíticos. A partir de este cambio, el registro paleógeno está integrado por un conjunto flyschoides de margas con intercalaciones rítmicas de delgados niveles de calcarenitas (unidad 12); en ocasiones, la proporción de éstos se incrementa hasta constituir la práctica totalidad de la sucesión, variación que ha sido reflejada en la cartografía (unidad 13).

Los materiales correspondientes al presente apartado afloran exclusivamente en el sector meridional, donde parece bastante probable que los términos superiores, de edad oligocena, no afloren por causas tectónicas o por estar ocultos bajo las margas tortonienses.

##### 2.1.4.1. *Alternancia rítmica de calizas, margas y calcarenitas ocreas (12). Paleoceno-Eoceno Medio. Calizas bioclásticas ocreas (13). Eoceno Medio.*

Sus afloramientos se localizan al S del embalse de Alfonso XIII, estando constituidos por una alternancia rítmica de calizas, margas y calcarenitas ocreas en niveles de orden decimétrico

(unidad 12); aunque en general sus condiciones de afloramiento son deficientes, diversos caminos del paraje de Mojón Blanco permiten efectuar observaciones de detalle. Cuando la proporción de los niveles calcareníticos aumenta, se produce un resalte morfológico en el terreno que ha permitido su diferenciación cartográfica (unidad 13).

El paso de la Fm Quípar-Jorquera al presente conjunto se realiza de forma gradual pero rápida, mediante la sustitución de los niveles de calizas margosas de aquella por los de calcarenitas; en cuanto al techo, no aflora, estimándose un espesor máximo visible de 400 m. Por lo que respecta a la unidad 13, presenta espesores de orden decamétrico.

Entre los niveles calcareníticos abundan los restos de *Foraminíferos* bentónicos, generalmente resedimentados. Las asociaciones halladas en niveles que no corresponden a resedimentaciones han permitido determinar en la base la Subzona de *Morozovella aragonensis*, señalando las proximidades del límite Paleoceno-Eoceno; igualmente, a techo se ha reconocido la Subzona de *Hantkenina nuttalli*, perteneciente al Luteciense, razón por la que el conjunto se ha asignado al Paleoceno-Eoceno Medio.

Su sedimentación se llevó a cabo en un ambiente de plataforma externa, turbidítico, característico del dominio subbético, en sentido amplio, durante el Paleógeno, ambiente sustituido a comienzos del Mioceno por la instalación de una plataforma somera.

## 2.2. PREBÉTICO EXTERNO.

El Prebético constituye el dominio de sedimentación del margen continental ibérico, caracterizado a lo largo del Mesozoico y del Paleógeno por el depósito de materiales continentales y de plataforma somera, observándose hacia el S un incremento tanto del carácter marino, como de la continuidad estratigráfica y del espesor de las sucesiones sedimentarias. En relación con estos criterios, tradicionalmente se divide el Prebético en Prebético Externo e Interno, de acuerdo con los siguientes argumentos (AZEMA *et al.*, 1979): la posición de la línea de costa durante el Portlandiense-Neocomiense, con el Prebético Externo emergido; la existencia durante el Senoniense inferior de un área sin depósito, alineada según la divisoria de ambos dominios, desde Cieza hasta Alcoy; la presencia de materiales paleógenos marinos exclusivamente en el Prebético Interno; y la mayor abundancia de facies detríticas en los términos del Cretácico Inf. del Prebético Externo.

A grandes rasgos, el Prebético Externo muestra facies semejantes a las del dominio ibérico, con calizas nodulosas ricas en *Ammonites* en el Oxfordiense, intercalaciones detríticas en el borde de la cuenca durante el Kimmeridgiense y una laguna estratigráfica que abarca el resto del Jurásico y buena parte del Cretácico Inf., que en algunas zonas incluye la Facies Weald; sobre la Fm Utrillas, dispuesta discordantemente sobre diversos términos, se apoya un Cretácico Sup. dolomítico en la base y calizo en el resto; por lo que respecta al Paleógeno, aparece bajo facies continentales.

Por su parte, el Prebético Interno presenta el tránsito Jurásico-Cretácico en facies Purbeck y el Cretácico con series de mucha mayor continuidad, potencia y variedad de facies que las del Prebético Externo; en cuanto al Paleógeno, se caracteriza por ambientes marinos.

Con frecuencia, en las proximidades del límite entre ambos dominios, los criterios señalados no se observan simultáneamente, de forma que la atribución a uno de los dominios tiene cierta subjetividad. Así, en el caso de la Hoja de Calasparra, los materiales prebéticos aflorantes se han asignado al Prebético Externo en virtud de las características de la serie cretácica, que se ha considerado el criterio principal; no obstante, la presencia de niveles paleógenos marinos en algunas zonas podría sugerir su interpretación como Prebético Interno, tal como han propuesto diversos autores (JEREZ *et al.*, 1974a; JEREZ, 1973). Tan sólo algunos afloramientos del Cretácico Superior de la sierra de la Palera podrían representar el tránsito al Prebético Interno en virtud de sus facies y espesores, pero en cualquier caso, en la edición previa de la presente Hoja (JEREZ *et al.*, 1974a), se considera este dominio como extrapolado, planteando dudas sobre su reconocimiento o identificación en ella.

Recientemente, VILAS *et al.* (2001) diferencian tres dominios en las Zonas Externas de la Cordillera Bética entre las transversales de Cazorla y Hellín, es decir, el Arco de Alcaraz y la zona de transferencia de dicho arco: Dominio Sedimentario de la Meseta, Dominio Sedimentario de Albacete y Dominio Sedimentario Prebético, cada uno de ellos con características litoestratigráficas propias y cuyas relaciones espaciales permiten distinguir una serie de bloques cortados por fallas de transferencia de dirección NE-SO; la mitad septentrional de la Hoja de Calasparra se situaría en el Bloque oriental del Dominio Prebético e incluiría tanto el Prebético Interno como el Externo, en tanto que la Zona Subbética ocuparía el resto de la Hoja.

En ésta, los materiales prebéticos afloran en general como estrechas alineaciones correspondientes a anticlinorios muy distorsionados. Los afloramientos triásicos y jurásicos poseen escasa continuidad, a diferencia de los cretácicos, que constituyen la mayor parte de su superficie; presentan facies típicas del Prebético Externo, a diferencia de la serie paleógena, en la que existen niveles de origen marino, de afinidad interna.

### 2.2.1. Triásico.

#### 2.2.1.1. *Yesos grises y rojos con intercalaciones de arcillas rojas y verdes. Facies Keuper (14). Triásico Superior*

Su único afloramiento de dimensiones cartografiables se localiza al N de la sierra del Puerto, junto a la rambla del Canalón. Posee cierto carácter diapírico y una superficie inferior a 1 km<sup>2</sup>, si bien la extensión de este conjunto bajo los materiales neógenos del sector septentrional parece muy superior, como se deduce de su observación en un arroyo que cruza la carretera a Salmerón y de los afloramientos existentes en la vecina Hoja de Iseo 868; Gállego *et al.*, 1984).

El afloramiento en cuestión está constituido principalmente por yesos de tonalidades grises y rojas, mezclados con niveles arcillosos de colores rojizos y algo verdosos; también se reconocen limolitas y margas yesíferas. A diferencia del sector meridional, no alberga niveles detríticos destacables. Todos estos materiales son característicos de la Facies Keuper aflorante en distintos puntos de la Zona Prebética.

Debido a su compleja estructuración y a su carácter diapírico, el espesor no se puede cuantificar. Por sus características litoestratigráficas, la presente unidad se atribuye de forma imprecisa al Triásico Superior.

### 2.2.2. Jurásico.

El Jurásico de la Zona Prebética se caracteriza por un conjunto carbonatado basal muy potente, atribuido al Jurásico Inferior-Medio, y una serie rítmica calizo-margosa, con niveles de calizas y dolomías hacia techo, correspondiente al Jurásico Inferior-Medio; localmente, se reconocen niveles terrígenos intercalados en la parte superior de la serie. Debido a su carácter azoico, resulta difícil establecer edades para los términos jurásicos basales; sin embargo, los términos superiores presentan abundante fauna que permite su datación, así como microfacies características.

El Jurásico Inferior-Medio restringe su representación en la Hoja de Calasparra a dos pequeños afloramientos de naturaleza dolomítica y difícil reconocimiento. El Jurásico Superior, separado del conjunto anterior por un *hard-ground* reconocible regionalmente, presenta un claro contraste con la unidad dolomítica infrayacente, con una mayor variedad litológica y cambios laterales de facies, cargándose en ocasiones de terrígenos. Es de destacar la presencia de materiales del Portlandiense-Berriasiense en los afloramientos de la sierra del Puerto.

#### 2.2.2.1. *Dolomías masivas (15). Dolomías ocre masivas con cantos dispersos de cuarcita (16). Fm Chorro. Jurásico Inferior-Medio.*

Corresponden a los términos más bajos de la serie jurásica. Se reconocen bien en la sierra del Puerto, al N de la rambla del Canalón, así como en la sierra del Algaidón, junto a la pista del cortijo del Almirez, donde constituyen las estribaciones de La Sierrecita. Se trata de dolomías de aspecto masivo, algo grises y de tonalidades ocre en alteración; son granudas, de tamaño medio a grueso, con formas romboédricas. En superficie suelen presentar aspecto brechoide debido a los procesos secundarios de dolomitización. Regionalmente, a techo de la unidad se desarrolla un *hard-ground* muy característico, pero en la Hoja no se observa bien. Regionalmente presentan unos 300 m de espesor, si bien el muro no llega a aflorar. Los niveles correspondientes al Jurásico Medio son conocidos informalmente en la literatura geológica regional como Fm Chorro.

Los afloramientos de La Sierrecita presentan esporádicos niveles algo arenosos, así como cantos de cuarcita dispersos en las dolomías (unidad 16). Estas características se acentúan hacia el N, observándose mejor fuera de la Hoja, como en Almirez y al S del embalse del Cenajo (GÁLLEGO *et al.*, 1984).

La dolomitización secundaria impide cualquier tipo de interpretación sedimentaria, pero los escasos datos existentes sugieren un ambiente inicial de plataforma somera, con desarrollo de *shoals* oolíticos y, en determinados sectores, con presencia de terrígenos, evidenciando una influencia continental.

La edad de la formación es difícil de precisar, dado su carácter azoico. En la vecina Hoja de Isso (GÁLLEGO *et al.*, 1984; JEREZ, 1973) se reconocen niveles calcáreos con microfauna típica del Bathoniense, por lo que al menos los términos superiores se atribuyen al Jurásico Medio. Sin embargo, para la parte baja de la unidad no existe ningún argumento de tipo paleontológico que permita su asignación al Jurásico Inferior o Medio, por lo que se ha incluido de forma tentativa en el Jurásico Inferior, si bien no afloran las facies típicas de éste en la región.

#### 2.2.2.2. *Ritmita calcárea con intercalaciones de margas. Fm Lorente (17). Oxfordiense superior-Kimmeridgiense medio.*

Aflora al N de la sierra del Puerto sobre las dolomías del conjunto anterior (unidad 15). Regionalmente, se trata de una unidad muy característica y conocida en la literatura de la Zona Prebética como Fm Lorente y definida formalmente en el dominio ibérico como Fm Loriguilla. Aunque deficientemente, sus características son observables en la pista que parte de la rambla del Canalón junto a un depósito de agua.

La unidad está integrada por una ritmita de calizas, calizas margosas y margas grises, de aspecto muy característico y espesor cercano a los 100 m. Aunque el muro de la serie se observa con dificultades o está afectado por la extrusión de los materiales yesíferos de la Facies Keuper, en la parte basal puede aparecer algún nivel noduloso con *Ammonites* atribuible al Oxfordiense superior (JEREZ *et al.*, 1974a). Por encima se desarrolla una serie de calizas (micritas) de aspecto tableado y laminar en niveles de orden centimétrico a decimétrico, que alternan con niveles delgados de margas y calizas margosas. La parte superior presenta texturas más variables, con predominio de esparitas y biointraesparitas, además de pelmicritas, pelesparitas, micritas y biomicritas.

Desde un punto de vista sedimentario estos materiales se enmarcan en un ambiente de plataforma marina, con tendencia somerizante.

La microfauna es muy abundante. Los tramos inferiores contienen *Epistominas*, muy frecuentes en el Kimmeridgiense inferior, y los superiores, *Alveosepta jaccardii*, que marca el Kimmeridgiense medio. En base a los *Ammonites* y la microfauna señalados, la edad de la unidad estaría enmarcada entre el Oxfordiense superior y la parte baja del Kimmeridgiense medio.

#### 2.2.2.3. *Calizas (18). Oxfordiense superior-Kimmeridgiense medio.*

En el flanco septentrional del sinclinal de la sierra del Algaidón se reconoce una serie calcárea que presenta algunas diferencias con la ritmita de la unidad anterior (17). En la presente sucesión calcárea no aflora el tramo noduloso basal, tan característico de la ritmita anterior, ni se observan intercalaciones margosas, tratándose de una monótona sucesión de unos 40 m de calizas de tonalidades beis, estratificadas en niveles decimétricos a métricos. A techo se observa un nivel que presenta un cierto resalte morfológico y que pone límite a la unidad.

Corresponden a depósitos marinos de plataforma de tendencia somerizante. La presencia de *Alveosepta jaccardii* señala el Kimmeridgiense medio para los niveles más bajos aflorantes.

No obstante, en base a sus características y posición estratigráfica, se atribuye la unidad al intervalo Oxfordiense superior-Kimmeridgiense medio.

#### 2.2.2.4. *Dolomías masivas ocreas. Fm Gallinero (19). Kimmeridgiense medio.*

Se trata de un conjunto dolomítico de aspecto masivo y tonalidades ocreas que puede intercalar niveles de calizas margosas. Aflora en la sierra del Puerto sobre la unidad 17, conformando los relieves más altos de la margen derecha de la rambla del Canalón; la pista referida en la descripción de la citada unidad ofrece un buen corte donde observar las principales características de la presente unidad, conocida en la literatura geológica regional con el nombre informal de Fm Gallinero. Su espesor se sitúa en torno a los 100 m.

Dado que se trata de dolomías secundarias, es difícil precisar el ambiente sedimentario original, pero su contexto sugiere que debe corresponder a un ambiente marino costero.

Se asignan al Kimmeridgiense medio por la presencia de *Alveosepta powerse* (JEREZ, 1973).

#### 2.2.2.5. *Areniscas calcáreas, calizas arenosas y dolomías (20). Kimmeridgiense medio.*

Sobre la unidad 18 se dispone, a través de un paso gradual, un conjunto detrítico de unos 20-25 m de espesor, que presenta mala calidad de afloramiento. Constituye la parte alta y el espaldar de los relieves que coronan la vertiente del arroyo del Chopillo, al N de la sierra del Algaidón.

Se trata de una unidad bastante heterogénea litológicamente, aunque de marcado carácter detrítico, en la que alternan niveles carbonatados detríticos con areniscas calcáreas y niveles dolomíticos, con tonalidades ocreas. Predominan las areniscas calcáreas, con abundantes granos de cuarzo de tamaño medio a grueso y, en menor medida, de feldespatos, todos ellos fuertemente cementados por carbonatos. Hacia techo parece existir un mayor predominio terrígeno, reconociéndose niveles dolomíticos de tonalidades negras y espesor métrico, que se soterran bajo los materiales cretácicos de la Fm Utrillas del flanco N del sinclinal del Algaidón; no se reconocen las calizas superiores o niveles marinos del Portlandiense-Berriasiense aflorantes en otras zonas próximas del Prebético Externo. La edad más probable para este conjunto detrítico es Kimmeridgiense medio.

#### 2.2.2.6. *Calizas en bancos. Fm Gallinero (21). Kimmeridgiense medio-Neocomiense.*

Se reconocen exclusivamente en la rambla Canalón, sobre las dolomías kimmeridgienses (unidad 19). Sus afloramientos son de mala calidad debido a los frecuentes recubrimientos, localizándose su mejor punto de observación junto al cortijo del Canalón.

Corresponden a un conjunto de calizas beis o grises estratificadas en bancos métricos y decimétricos, a veces de aspecto noduloso, de unos 20-25 m de espesor visible. Se trata de intraesparitas y biomicritas con abundante microfauna.

El estudio de lámina delgada ha señalado la asociación de *Feurtilia frequens*, *Miliólidos*, *Ostrácodos*, *Glomospira* sp., *Ataxophragmidos* y *Thaumatoporella parvovesiculifera*. A pesar del hallazgo de depósitos marinos en sierra Melera, dentro de la Hoja de Isso, en posición estratigráfica equivalente y con *Clypeina jurassica* y *Trocholina alpina*, atribuibles al Portlandiense-Valanginiense (JEREZ, 1973), la presencia de *Anchirocyclina lusitanica* (GÁLLEGO et al., 1984), acota la edad de la unidad al Kimmeridgiense medio-Berriasiense.

### 2.2.3. Cretácico.

Los materiales cretácicos del Prebético Externo afloran ampliamente en la Hoja, excepción hecha de su sector meridional. Configuran importantes relieves, destacando los afloramientos de la alineación Morfoestructural de las sierras del Molino y de la Palera, así como los de las sierras del Algaidón, del Puerto y de la Cabeza del Asno. En general se aprecia un claro predominio de los materiales dolomíticos sobre los detríticos, que aparecen en su base, y los calcáreos, que lo hacen hacia su techo.

Excepción hecha de algunos afloramientos puntuales de carácter detrítico atribuidos a un Cretácico Inferior de posible edad Aptiense superior-Albiense, el sustrato del conjunto carbonatado está constituido por los niveles arenosos y arcillosos de la Fm Utrillas (unidad 24), sobre los que se dispone un nivel de tránsito (unidad 25) que agrupa las Fms Jumilla y Chera (MARTÍN CHIVELET, 1994) y que da paso a un potente conjunto conocido tradicionalmente como "trilogía dolomítica", en el que se reconocen tres tramos (unidades 26-28), actualmente con rango de formación: Fms Dolomías de Alatoz, Dolomías tableadas de Villa de Ves y Dolomías del Cuchillo (MARTÍN CHIVELET, 1994); la serie culmina mediante un conjunto calcáreo (unidades 29-31) asignado a las Fms Moratillas y Sierra de Utiel (MARTÍN CHIVELET, 1994).

En el sector septentrional, la serie cretácica se apoya discordantemente sobre los materiales jurásicos. En cuanto al techo, los procesos erosivos han eliminado buena parte, e incluso la totalidad, de la sucesión senoniense, de forma que los niveles conglomeráticos basales de la serie terciaria, de posible edad paleógena, llegan a apoyarse sobre términos del Cenomaniense.

Por lo que respecta al dispositivo paleogeográfico de la sedimentación cretácica, tras un episodio deltaico inicial (Albiense), se produjo la instalación de una plataforma somera que evolucionaría desde ambientes abiertos (Cenomaniense-Turoniense) hacia otros de tipo *lagoon* (Senoniense), en una tendencia regresiva culminada durante el Paleógeno con la aparición de ambientes continentales.

#### 2.2.3.1. *Areniscas y arenas blancas y amarillentas con niveles arcillosos rojos (22). Aptiense superior-Albiense inferior.*

Afloran con un espesor bastante considerable en el paraje de La Melera, junto al extremo nororiental de la sierra de la Cabeza del Asno, con buenos cortes en los barrancos de la zona. Se trata de un complejo detrítico heterogéneo de facies muy similares a las de la Fm Utrillas, siendo su espesor extremadamente anómalo en dicha zona el que sugiere la presencia alguna otra una unidad, además de la Fm Utrillas.



Tal presencia viene apoyada por la observación de llamativos niveles arcillosos rojos de espesor métrico con cristales dispersos de yeso, inexistentes en la Fm Utrillas, con oxidaciones y costras ferruginosas, así como niveles limosos. También se reconocen niveles areniscosos de tonalidades ocre, amarillentas y, en ocasiones, blancas, que contienen cantos dispersos de cuarcita; son cuerpos métricos de base irregular y erosiva, algo cementados y bastante compactos, con cicatrices internas, que a veces resaltan morfológicamente entre los niveles arcillosos. En general, se aprecia una mayor abundancia de términos más finos en la parte baja de la serie, mientras que hacia techo ésta se hace más grosera.

El muro no aflora, en tanto que el techo de la formación es difícil de precisar, habiéndose establecido en base a los criterios anteriormente expuestos. No obstante, se estima un espesor visible cercano a 80-100 m.

Por su posición bajo la Fm Utrillas y por correlación con los materiales similares aflorantes en la Hoja de Isso (GÁLLEGO *et al.*, 1984) la presente unidad se atribuye al Aptiense superior-Albiense.

#### 2.2.3.2. *Arcillas grises con intercalaciones de margas y niveles arenosos (23). Aptiense superior-Albiense.*

La presente unidad incluye un conjunto de materiales de reducido espesor y escasa representación que afloran junto al cortijo del Puerto, en el núcleo de una estructura anticlinal, y, aunque con peor calidad, en un pequeño asomo de la rambla del Canalón.

Se dispone bajo los sedimentos detríticos de la Fm Utrillas y se presenta como un conjunto arcilloso de tonalidades grises que intercala niveles arenosos muy finos, así como niveles margosos de tonalidades verdosas. Las arcillas poseen una laminación varvada muy característica, así como horizontes carbonosos. Entre las estructuras reconocidas destacan laminaciones paralelas y *ripples*.

Las observaciones realizadas parecen indicar que se trata de materiales de tipo transicional, con una cierta influencia marina, relacionados con ambientes deltaicos o estuarinos, en general próximos a la línea de costa, si bien la escasez de afloramientos impide realizar precisiones al respecto.

En cuanto a su edad, las muestras estudiadas no han aportado evidencia alguna. No obstante, su situación bajo los depósitos de la Fm Utrillas y su carácter o influencia marina, hacen pensar que deben ser equivalentes de la unidad 22, correspondiendo por tanto a la secuencia Aptiense superior-Albiense aflorante en otras zonas del Prebético.

#### 2.2.3.3. *Areniscas y arenas blancas y amarillentas, con niveles arcillosos y cantos de cuarcita dispersos. Fm Utrillas. Ocasionalmente, en la base conglomerados cuarcíticos. Mb Peñas de San Pedro (24). Albiense.*

Afloran bajo buenas condiciones en diversos puntos de las sierras del Algaidón, del Puerto y de la Cabeza del Asno, destacando por su calidad las exposiciones de las cárcavas situadas

bajo los farallones del extremo nororiental de esta última, así como el corte del cortijo del Puerto. No obstante, debido a su naturaleza litológica son frecuentes sus afloramientos deficientes, como en las sierras del Molino y de la Palera, donde su mejor corte se localiza en el margen occidental del embalse del Cárcabo, si bien su base no aflora por causas tectónicas.

Se trata de una típica sucesión heterogénea de arenas, areniscas y arcillas de tonos blancos, verdosos y rosados principalmente, entre las que se intercalan niveles de gravas y conglomerados cuarcíticos, estos últimos preferentemente hacia muro, como se puede observar en el flanco meridional del sinclinal del Algaidón, en la sierra de las Herrerías. Estos depósitos cuarcíticos más groseros corresponden al Mb Peñas de San Pedro que, dado su reducido espesor, no tienen representación cartográfica.

La base es difícilmente identificable cuando la Fm Utrillas se apoya sobre la serie detrítica anterior (unidades 22 y 23), de similares características, siendo mucho más evidente cuando se apoya sobre materiales jurásicos; su techo coincide con la aparición del primer nivel carbonatado de la sucesión cretácica, perteneciente a la Fm Jumilla (unidad 25). Generalmente, su espesor visible está comprendido entre 50 y 100 m.

Regionalmente, su depósito se relaciona con un ambiente deltaico, cuyo sistema fluvial se encontraría hacia el N, en tanto que los ambientes marinos se abrirían hacia el S.

En cuanto a su edad, la Fm Utrillas no alberga restos fosilíferos que permitan su datación, pero en cualquier caso, la asignación al Albiense superior de las calizas con *Orbitolinas* suprayacentes, junto con criterios regionales, hacen que se incluya en el Albiense.

#### 2.2.3.4. *Dolomías y calizas, alternando con margas y areniscas. Fm Jumilla (25). Albiense superior-Cenomaniense.*

Se trata de otra unidad de reducido espesor, aflorante en las sierras del Algaidón, del Puerto, del Molino y de la Palera, dispuesta a modo de "nivel de separación" entre las facies terrígenas infrayacentes y las dolomíticas suprayacentes. Sus mejores puntos de observación se encuentran a la entrada del desfiladero que el río Argos configura al E de Calasparra y en la sierra del Puerto, al comienzo de una pista en las inmediaciones de la estación de Calasparra.

Está constituida por un conjunto de dolomías y calizas arenosas, a veces con fantasmas de *Orbitolinas*, que intercalan margas y arcillas arenosas. Los niveles carbonatados se encuentran bien estratificados, en capas de orden decimétrico a métrico; son atribuibles al tradicional Vraconiense de la región y a la Fm Jumilla (MARTÍN CHIVELET, 1994). En ocasiones, el espesor de la unidad se reduce considerablemente debido a un cambio lateral de facies con respecto a los materiales detríticos de la Fm Utrillas, perdiendo su representación cartográfica y quedando incluida con la unidad infrayacente (24).

Se interpreta en un contexto litoral, probablemente en un ambiente estuarino que evolucionaría hacia la plataforma somera desarrollada a lo largo de todo el Cretácico Superior en la región.

Por consideraciones de tipo regional se incluye en el Albiense superior-Cenomaniense.

2.2.3.5. *Dolomías masivas ocreas. Fm Alatoz (26). Dolomías amarillas estratificadas en bancos métricos. Fm Villa de Ves (27). Dolomías masivas grises. Fm Cuchillo (28). Cenomaniense.*

Integran un característico y típico conjunto dolomítico del Cretácico Superior del Prebético Externo de la región. Constituyen la práctica totalidad de los afloramientos de las elevaciones destacadas de la mitad septentrional de la Hoja, tales como las sierras del Algaidón, del Puerto, de la Cabeza del Asno, del Molino y de la Palera, hecho favorecido sin duda por su gran resistencia a la erosión.

Este complejo dolomítico constituye la tradicionalmente denominada “trilogía dolomítica” o, de modo formal, Fm Dolomítica (VERA *et al.*, 1982) integrada por tres miembros a los que posteriormente se ha otorgado el rango de formación (MARTÍN CHIVELET, 1994): Alatoz, Villa de Ves y Cuchillo, de muro a techo. Las estribaciones suroccidentales de la sierra del Puerto y el escarpe de la sierra del Molino de la margen derecha del río Segura en el ámbito del cortijo del Viso, son puntos de observación muy ilustrativos de su aspecto general, por el que este complejo dolomítico configura dos resaltes masivos (Fms Alatoz y Cuchillo) entre los que se intercala un tramo mejor estratificado (Fm Villa de Ves).

La unidad cartográfica inferior (26) corresponde a la Fm Alatoz, formada por dolomías macro y mesocristalinas, a veces arenosas, de tonalidades ocreas y aspecto masivo, reconociéndose fantasmas de *Orbitolinas* en los niveles basales; en las proximidades de Calasparra aflora bajo el aspecto de brechas dolomíticas. Entre sus puntos de observación cabe señalar el flanco meridional del sinclinal del Algaidón, el comienzo de la pista de la sierra del Puerto junto a la estación de Calasparra, el embalse del Cárcabo, el barranco de la Mota y el desfiladero del río Argos. Su espesor está comprendido entre 40 y 60 m.

La unidad cartográfica intermedia (27) corresponde a la Fm Villa de Ves, compuesta por dolomías microcristalinas o dolomicritas, bien estratificadas en niveles de orden métrico; su erosionabilidad, en contraste con los conjuntos masivos adyacentes, le confiere un falso aspecto margoso general; no obstante, ocasionalmente puede intercalar niveles de margas de espesor decimétrico. El mejor punto para su observación detallada es la presa de Alfonso XIII, donde se aprecian coloraciones blanco-amarillentas; otros puntos se localizan en las estribaciones de la sierra del Puerto y al S de la sierra de las Herrerías. Generalmente, su potencia está comprendida entre 50 y 70 m, pudiendo superar esta cifra.

La unidad cartográfica superior (28) corresponde a la denominada Fm Cuchillo, nuevo conjunto dolomítico macro y mesocristalino, de aspecto masivo y tonalidades ocreas en alteración y grises en corte fresco. Sus mejores afloramientos se localizan en diversos encajamientos del río Segura, tales como los de los parajes del cortijo del Soto de la Vaquera y del cañón de Almadenes. Su límite superior coincide con el paso a las calizas blancas (unidad 29) que constituyen las Fms Moratillas y Sierra de Utiel (MARTÍN CHIVELET, 1994). Con frecuencia, a techo de las dolomías se reconocen procesos de brechificación que marcan una clara discontinuidad con respecto a las calizas suprayacentes, brechificación observable en la sierra del Algaidón o en la rambla del Canalón. En

general su espesor está comprendido entre 20 y 40 m; no obstante, puede aumentar, como en la sierra de Cabeza del Asno, donde supera los 60 m, o reducirse considerablemente, como en el flanco meridional del sinclinal del Algaidón.

Su depósito se produjo en un ambiente de plataforma poco somera, en tanto que la dolomitización se ha interpretado en relación con movimientos de fluidos a favor de fallas sin-sedimentarias, siendo previa a la sedimentación senoniense.

El contenido faunístico de todo este conjunto dolomítico es mayoritariamente banal, con *Textuláridos*, *Ataxophragmidos* y *Lituólidos* (JEREZ *et al.*, 1974a). En cualquier caso, pese al reconocimiento de *Orbitolinidos*, se asigna al Cenomaniense (MARTÍN CHIVELET, 1994).

#### 2.2.3.6. *Calizas masivas. Fm Moratillas (29). Turoniense.*

Aparecen en el ámbito de las sierras del Puerto y del Algaidón, así como en las del Molino y de la Palera. Se trata de una unidad calcárea dispuesta a modo de tapiz sobre el complejo dolomítico anterior, asimilable a la Fm Moratillas (MARTÍN CHIVELET, 1994). Aunque muy parciales, sus mejores puntos de observación, son las canteras abandonadas en las inmediaciones de la casa de Juan Pérez y en paraje de La Albaida.

La unidad está constituida por calizas blancas y beige de aspecto marmóreo y masivo, así como de textura micrítica y microesparítica, que a veces incluyen fragmentos de rudistas, equinodermos y corales. Presentan un marcado y característico lapiaz que, junto con sus características petrológicas, facilitan su identificación.

Aunque en el sector meridional su contacto con la unidad infrayacente parece concordante, las observaciones efectuadas en otros puntos, como la sierra del Algaidón, la rambla del Canalón o la sierra del Puerto, sugieren la existencia de una marcada discontinuidad en su base, señalada en otros puntos de la región (MARTÍN CHIVELET, 1994, 1995, 1996). El espesor máximo observado se sitúa en torno a los 50-60 m, aunque localmente, especialmente en los sectores centrales, no se ha conservado la totalidad de la unidad, que ha sido afectada en mayor o menor medida por procesos erosivos.

Consideraciones regionales sugieren que su sedimentación se llevó a cabo en un ambiente marino de máxima profundidad en relación con las unidades anteriormente descritas, pero siempre dentro de una plataforma externa. En base a la edad de las unidades infra y suprayacentes y de acuerdo con MARTÍN CHIVELET (1994, 1995), se le asigna una edad Turoniense, sin descartarse que la parte alta de la unidad contenga la parte basal del Coniaciense.

#### 2.2.3.7. *Calizas bien estratificadas. Fm Sierra de Utiel (30). Senoniense. Calizas bien estratificadas y calizas masivas. Fms. Moratillas y Sierra de Utiel (31). Turoniense-Senoniense.*

Sobre la Fm Moratillas (unidad 29) se dispone un conjunto calcáreo muy característico (unidad 30), que presenta buena calidad de afloramiento a lo largo de las sierras del Puerto y de la

Cabeza del Asno. Constituye la formación más reciente del Cretácico Superior en este sector del Prebético Externo.

Está constituida por un conjunto de calizas microcristalinas de tonalidades claras, grises o beis, bien estratificadas en bancos decimétricos a métricos, de unos 250 m de espesor, asimilables a la Fm Sierra de Utiel. En lámina delgada se observan micritas, intramicritas, biomicritas e intraesparitas. Con frecuencia se reconocen niveles de aspecto brechoide, con clastos de naturaleza calcárea de color negro u oscuro ("*cailleux noires*") y ricos en *Charáceas*, en facies características de ambientes restringidos, muy litorales y someros.

Regionalmente, el contenido faunístico de estas calizas es muy abundante, lo que permite su datación, identificándose niveles marinos con *Lacazina*, así como frecuentes *Orbitoides* y *Siderolites*. Así, en el cerro de Rotas se reconoce un nivel de caliza arenosa con abundantes *Siderolites calcitropoides* y en la sierra de la Cabeza del Asno los niveles basales contienen además *Orbitoides media* (JEREZ *et al.*, 1974b), característicos del Campaniense superior-Maastrichtiense. También se reconocen *Discorbis*, *Favreina murciensis (cuv.)* y *Barkerina*. De acuerdo con todo lo anterior y siguiendo a MARTÍN CHIVELET (1994) la edad atribuida a la unidad es Senoniense, siendo Coniaciense-Campaniense su intervalo más probable.

En los casos en que por causas tectónicas o por mala calidad de los afloramientos no ha sido posible su diferenciación con respecto a la caliza blanca masiva infrayacente (unidad 29), ambas han sido agrupadas en una sola unidad (31). En este caso, la unidad es correlacionable con la Fm Sierra de la Solana (VERA *et al.*, 1982) y asignada al Turonienense-Senoniense.

### 2.3. Terciario y Cuaternario.

Los materiales cenozoicos de la Hoja afloran extensamente, presentando una serie prácticamente continua entre el Paleoceno y el Plioceno, con especial representación de los depósitos fini-neógenos. Su depósito refleja una gran variedad de ambientes sedimentarios, tanto marinos como continentales.

De forma clásica, los materiales paleógenos de la Zona Prebética han sido asignados al Prebético Externo o Interno en función de sus facies y de su carácter continental o marino. Esta asignación no es posible en la Hoja de Calasparra, ya que sobre un sustrato mesozoico típico del Prebético Externo, junto con materiales paleógenos continentales afloran materiales marinos asignados clásicamente al Prebético Interno. Por ello, el conjunto paleógeno ha sido agrupado con el resto de los materiales terciarios, excepción hecha de los depósitos paleógenos del sector meridional, de clara afinidad subbética, ya descritos.

Durante el Aquitaniense se produjo una uniformización de la sedimentación en la región, aconteciendo en el Burdigaliense un evento trascendental en las Zonas Externas, mediante una estructuración en mantos y cabalgamientos que produjo una drástica modificación paleogeográfica, con un dispositivo de cuencas distribuidas irregularmente. Esta configu-

ración fue nuevamente trastocada en el Mioceno Medio debido a la acción de desgarres, resultando en el Tortonense una configuración paleogeográfica de tipo archipiélago.

Una etapa extensional acaecida en el Mioceno Superior supuso la creación de cuencas intramontañosas y el paso a un régimen continental de tipo lacustre, con manifestaciones volcánicas como rasgo peculiar de la zona. Los episodios más recientes, acontecidos durante el Plioceno y el Cuaternario, presentan un carácter eminentemente aluvial, siendo la dinámica del río Segura la principal responsable del modelado observado hoy día en la zona.

### 2.3.1. Paleógeno.

Aparece representado fundamentalmente en el sector occidental, si bien a lo largo de la sierra de la Palera diversos retazos de brechas y conglomerados calcáreos han sido atribuidos al Paleoceno-Eoceno (unidad 32). En aquellos puntos donde la sucesión se encuentra completa, los niveles suprayacentes visibles corresponden a margas arenosas de origen marino (unidad 33), superponiéndose a ellas un tramo de calizas bioclásticas (unidad 34); la serie paleógena culmina mediante un tramo conglomerático (unidad 35) que da paso a niveles heterogéneos de color rojo y blanco, también de origen continental (unidades 36 y 37).

#### 2.3.1.1. *Brechas y conglomerados de cantos calcáreos y dolomíticos (32). Paleoceno-Eoceno Medio.*

Constituyen un conjunto escasamente representado y de difícil interpretación. Sus afloramientos se distribuyen de forma irregular por diversos puntos de las sierras del Puerto y de la Palera, presentando un gran "mimetismo" con las dolomías cretácicas infrayacentes, con las cuales muestran "continuidad estructural". Los mejores puntos de observación de las brechas corresponden a los barrancos situados al S de la cueva del Puerto y del cerro de Rotas; en los cortes del embalse del Cárcabo y del barranco de la Mota se presentan como un conglomerado de tonos oscuros en alteración, fuertemente cementado por carbonato cálcico; los cantos, de hasta 20 cm de diámetro y subredondeados a redondeados, son de composición carbonatada.

Se apoyan sobre diversos términos dolomíticos de edad cretácica, en tanto que su techo está marcado por el nivel aquitaniense de calizas de Algas (unidad 39), razón por la que se ha incluido en el Paleógeno sin más precisiones. En cuanto a su espesor, oscila entre 10 y 30 m.

Poco puede decirse de su depósito, excepto que está relacionado con el desmantelamiento del sustrato cretácico, deduciéndose su transporte desde un área madre cercana.

#### 2.3.1.2. *Margas blancas, a veces arenosas (33). Eoceno Inferior-Medio.*

Se trata de un conjunto escaso y deficientemente representado, que aflora en el sector occidental. En general, sus deficientes afloramientos tan sólo permiten observaciones de tipo puntual, constatándose la presencia de margas y calizas arenosas silíceas, ricas en *Nummulites* que han permitido su asignación al intervalo Eoceno Inferior-Medio. Su muro no es visible, en

tanto que su techo tiene carácter neto, coincidiendo con la base de un pronunciado resalte morfológico correspondiente a la base de la unidad suprayacente (unidad 34).

Debido a la deficiente calidad de sus afloramientos son pocas las precisiones sedimentarias que se pueden efectuar sobre su origen, contándose entre ellas su depósito en un ambiente de plataforma somera.

#### 2.3.1.3. *Calizas bioclásticas (34). Eoceno Medio.*

Configuran un destacado resalte morfológico con respecto a la unidad infrayacente (33) e igual que ella, afloran en el sector occidental, concretamente en el ámbito de las sierras de la Silla y de la Caña, así como en el de la casa de la Venta. Son calizas de aspecto masivo ricas en *Nummulites* y *Alveolinas*, que han sugerido su asignación al Eoceno Medio. Su límite inferior posee carácter concordante y neto, en tanto que el superior, que implica un cambio notable en el régimen sedimentario, coincide con una discordancia, tal como se ha señalado en la vecina Hoja de Moratalla (JEREZ, 1981). Su espesor es cercano a 50 m.

Por lo que respecta a su ambiente deposicional, se interpreta en el contexto de una plataforma somera.

#### 2.3.1.4. *Conglomerados y brechas calcáreas alternando con arcillas rojas (35). Chattiense.*

Se trata de una unidad muy característica y fácil de identificar por su carácter detrítico grosero. Aflora exclusivamente en el paraje del Bancal de García, pudiendo llevarse a cabo sus mejores observaciones en uno de los caminos que transcurren próximos al ferrocarril Albacete-Murcia.

Está constituida por conglomerados y brechas calcáreas fuertemente cementadas, disponiéndose discordante y con carácter erosivo sobre los materiales cretácicos de la sierra del Puerto. Fundamentalmente, los cantos derivan de calizas y dolomías cretácicas, poseen carácter anguloso a subredondeado y presentan un tamaño muy variable, con diámetros medios de 10-15 cm, habiéndose observado valores de más de 20 cm.

Se presentan en cuerpos de 2-3 m de espesor, con base irregular y erosiva, generalmente canaliformes y, en los tramos inferiores, de aspecto masivo. Estos cuerpos se encuentran separados entre sí por niveles muy llamativos de lutitas rojizas de espesor métrico, más frecuentes hacia el techo de la unidad, donde también se reconocen algunos niveles areniscosos. La unidad destaca con respecto a los materiales neógenos blancos bajo los que se soterra. El conjunto se organiza en secuencias granodecrecientes.

Desde un punto de vista sedimentario, se trata de depósitos de tipo abanico aluvial, probablemente relacionados con el desmantelamiento de relieves constituidos por materiales cretácicos y creados a finales del Eoceno.

Poseen carácter azoico y no se ha encontrado ningún tipo de relación directa o interdigitación con los depósitos detríticos del Chattiense-Aquitaniense inferior, pero por su posición

estratigráfica, disposición estructural y similitud de facies con otras áreas del Prebético Externo y del Dominio Ibérico próximo, se atribuyen al Oligoceno en sentido amplio.

#### 2.3.1.5. *Alternancia de arcillas rojas, areniscas y conglomerados (36). Chattienne-Aquitaniense inferior.*

Constituyen uno de los tramos más característicos de la zona, tanto por sus componentes detríticos como por sus colores rojizos y asalmonados. Sus mejores afloramientos se localizan en las inmediaciones del cruce entre las carreteras MU-510 (Calasparra – C-3211) y C-3211 (Caravaca-Socovos).

La presente unidad queda limitada por dos destacados resaltes morfológicos correspondientes a calizas fosilíferas (unidades 34 y 39), en ambos casos con carácter discordante. Aunque no se ha observado un corte completo de la unidad, se constata el predominio de arcillas rojas y en ocasiones verdosas, con abundantes rasgos edáficos, que intercalan niveles de areniscas y conglomerados, de espesor métrico; más raramente se aprecian intercalaciones de calizas blancas. La presencia en éstas de *Rhapydionina* sp., *Miliólidos*, *Ostrácodos* y *Rotálidos* ha señalado su pertenencia al Oligoceno superior, si bien en la Hoja de Moratalla se ha llegado a datar en la parte alta de esta unidad el Aquitaniense inferior (JEREZ, 1973, 1981). Su espesor se aproxima a los 100 m.

En cuanto a su ambiente sedimentario, se reconocen facies aluviales, así como esporádicos episodios lagunares, lo que supone una diferencia notable con respecto a los ambientes registrados en el Eoceno y el Aquitaniense.

#### 2.3.1.6. *Alternancia de margas, calizas blancas y arcillas verdes y rojas (37). Chattienne-Aquitaniense inferior.*

Aflora en el ámbito del santuario de Nuestra Señora de la Esperanza, en ambas márgenes del río Segura, si bien sus mejores observaciones se pueden efectuar entre el aparcamiento del santuario y los cortijos del Olivarejo.

Se trata de una unidad de características muy similares a la anteriormente descrita (unidad 36), de la que se diferencia por un mayor contenido de niveles de margas y arcillas verdes, así como de calizas y calizas margosas de tonalidades blancas, y por una menor proporción de niveles conglomeráticos.

Las muestras estudiadas apenas aportan datos relativos a su edad, pero por su posición estratigráfica y su semejanza con la unidad anterior (36) se ha asignado al Chattienne-Aquitaniense inferior. No obstante, el hallazgo previo de *Charáceas* (JEREZ *et al.*, 1974a), también ha sugerido su pertenencia al Eoceno.

### 2.3.2. Neógeno marino.

Los materiales neógenos y en particular los de origen marino, poseen una gran representación superficial, distribuyéndose extensamente entre las alineaciones montañosas, aunque



frecuentemente cubiertos por un fino tapiz de sedimentos cuaternarios. Cronológicamente, abarcan la práctica totalidad del Neógeno, con escasas y breves interrupciones sedimentarias.

Durante el Aquitaniense se produjo un importante cambio paleogeográfico regional, con desaparición de los dominios existentes a lo largo del Mesozoico y el Paleógeno. Dicho cambio se tradujo en una uniformización sedimentaria, caracterizada por la instalación de una plataforma somera y el depósito inicial de calizas de Algas (unidad 39).

La estructuración principal de las Zonas Externas durante el Burdigaliense dio lugar a la creación de cuencas de compleja distribución, que posteriormente sufrirían nuevas deformaciones y reconfiguraciones, registrando un depósito predominante de margas y calcarenitas (unidades 40-44). Un importante cambio en el régimen geodinámico durante el Tortoniense dio lugar al inicio de la “sedimentación postectónica”, desarrollada bajo una paleogeografía de tipo archipiélago y caracterizada por depósitos eminentemente margosos (unidades 46-48).

#### 2.3.2.1. *Conglomerados cuarcíticos y arcillas rojas (38). Aquitaniense.*

Sus afloramientos se localizan en dos zonas de la mitad septentrional de la Hoja: en los flancos del sinclinal de la sierra del Algaidón y entre el santuario de Nuestra Señora de la Esperanza y la estación de Calasparra, donde aparecen estructurados en un anticlinal. Se trata de una unidad de tonalidades rojizas formada por conglomerados monogénicos de cantos redondeados de cuarcita y cuarzo, de colores grises, en matriz arenosa, a veces ferruginizada; se observan esporádicos constituyentes carbonatados. Intercalan niveles arcillosos, generalmente rojos, que destacan en el paisaje. Se presentan en bancos de orden métrico (2-3 m), con base erosiva, a veces muy tendida.

En el flanco meridional del sinclinal del Algaidón se disponen discordantemente sobre calizas cretácicas (unidad 29) y concordantemente bajo calcarenitas y calizas miocenas (unidad 39); poseen unos 30-40 m de espesor medio, adelgazándose hacia el E, pero pudiendo superar los 60 m en algunas zonas. En el flanco septentrional apenas afloran, destacando cuando lo hacen por sus tonos rojos, que contrastan bajo los niveles blancos de las calizas de Algas (unidad 39).

Corresponden a episodios fluviales previos a la etapa transgresiva miocena, pudiendo haber sido afectados por procesos edáficos importantes.

Constituyen los niveles basales de la secuencia marina de las calizas de Algas y calcarenitas aquitanienses (unidad 39), bajo las que se disponen siempre, por lo que probablemente deben corresponder al Aquitaniense, tal como señalan algunos trabajos anteriores (JEREZ, 1973); no obstante, otros trabajos los han incluido en la parte más alta del Oligoceno superior (JEREZ *et al.*, 1974a), por considerarlos en parte como cambio lateral de los depósitos continentales del Chattienense.

#### 2.3.2.2. *Calizas de Algas y calcarenitas (39). Aquitaniense-Burdigaliense inferior.*

Aunque sus principales afloramientos se localizan en las sierras de la Silla, de las Herrerías y del Espartal, se trata de una unidad de amplia representación, que en algunos casos configura un destacado resalte morfológico.

Su límite inferior supone un cambio litológico neto, de carácter discordante excepto cuando se apoya sobre la unidad anterior (38); también su límite superior está marcado por un contraste litológico y coincide con una de las discordancias más destacadas del Mioceno de las Zonas Externas.

La unidad está integrada por calizas masivas o en bancos de orden métrico, ocasionalmente muy karstificadas. Su espesor varía considerablemente, con valores inferiores a 10 m en algunos puntos de la sierra de la Palera, frente a otros cercanos a 50 m en el sector occidental. Al microscopio se presentan como biomicritas con abundantes restos fosilíferos, en parte resedimentados; en particular, su contenido de algas *Melobesias* y *Amphisteginas* ha sugerido su pertenencia al Aquitaniense-Burdigaliense inferior.

En cuanto a su ambiente deposicional, refleja una uniformización de la cuenca con respecto a los depósitos infrayacentes, mediante la implantación de una extensa plataforma somera.

### 2.3.2.3. *Calcarenitas (40). Margas con intercalaciones de calcarenitas (41). Burdigaliense superior-Langhiense inferior.*

Presentan una considerable superficie de afloramiento en el sector suroccidental, donde configuran un sinclinorio de dirección bética, cabalgado desde el SE por la unidad de la sierra de la Puerta. Su base, difícilmente observable, posee carácter discordante, pudiendo apoyarse sobre cualquier unidad anterior, incluso sobre las arcillas y areniscas triásicas (unidades 1 y 2), tal como se observa con claridad 2 km al SE de Calasparra.

Por lo que respecta al techo, en la mayor parte de los casos no se conserva debido a erosión o a laminación tectónica; en los dos puntos del sector suroccidental donde se ha observado, está marcado por calcarenitas atribuidas al Serravalliense (unidad 43) y si bien la naturaleza del contacto no es visible, criterios regionales sugieren que se trata de una discordancia.

A grandes rasgos, el presente conjunto constituye una monótona y potente sucesión margosa (unidad 41), de al menos 500 m de espesor, en la que se intercalan niveles de calcarenitas de entidad variable, que han sido diferenciadas cartográficamente cuando sus dimensiones lo han permitido (unidad 40); no se han observado cortes representativos, siendo tan sólo posibles las observaciones puntuales, destacando en este sentido los taludes de los ríos Moratalla y Alhárabe. Se trata de margas grises, blanquecinas en alteración, entre las que se intercalan niveles planoparalelos de calizas, calizas margosas y calcarenitas de orden decimétrico. Las intercalaciones calcareníticas pueden alcanzar espesores de orden métrico, proporcionando al relieve un resalte morfológico más o menos pronunciado, que permite determinar la estructura interna del conjunto. Ocasionalmente, la base está constituida por un nivel de conglomerados polimícticos de 2-4 m de potencia.

Son muy abundantes los restos faunísticos; en particular, la presencia de *Praeorbulina glomerosa*, *P. circularis*, *P. transitoria*, *Orbulina universa*, *Biorbulina bilobata* y *Globigerinoides bisphaericus* ha permitido su asignación al Burdigaliense superior-Langhiense inferior.

Se interpretan en un ambiente marino somero y próximo a la línea de costa, en el que sería frecuente el desarrollo de barras.

2.3.2.4. *Conglomerados (42). Langhiense-Serravalliense. Calcarenitas (43). Margas con intercalaciones de calcarenitas (44). Langhiense-Tortonense inferior.*

Sus afloramientos, en general de pequeñas dimensiones, aparecen distribuidos de forma irregular y, desde un punto de vista estructural, bajo dispositivos sensiblemente diferentes. Predominan las litologías margosas (unidad 44), entre las que se intercalan conglomerados y calcarenitas, diferenciadas cartográficamente cuando sus dimensiones lo han permitido (unidades 42 y 43, respectivamente).

La mejor representación del presente conjunto se encuentra en el sector oriental, al E del paraje de La Madroñera, donde se apoya en clara discordancia sobre los materiales cretácico-aquitanienses de la sierra de la Palera; por la calidad de los cortes existentes, cabe señalar la rambla del Cárcabo y la pista asfaltada GR-7 (Cieza-embalse de Alfonso XIII). A grandes rasgos, constituye una sucesión de hasta 150 m de espesor de margas oscuras, con tonos claros en alteración (unidad 44) y frecuentes intercalaciones de areniscas y calcarenitas en niveles de orden decimétrico. También se observan intercalaciones calcareníticas de orden decamétrico (unidad 43), estructuradas en niveles de espesor centimétrico a decimétrico, de aspecto irregular. El techo coincide con una nueva discordancia, observable en la rambla señalada y en el azud de Los Almadenes, sobre la que se disponen niveles calcareníticos tortonienses (unidad 46).

Idénticas características presentan los afloramientos localizados al E de la sierra del Almorchón, donde esta sucesión se encuentra más deformada, especialmente en sus bordes. Mayor deformación incluso muestra al S de la sierra de la Palera, donde la actividad de la falla de Socovos ha condicionado totalmente la geometría de sus afloramientos. Así, a lo largo de una estrecha banda de dirección E-O afloran masas de margas blancas de aspecto lajoso (unidad 44) y calcarenitas fosilíferas (unidad 43) con frecuentes estratificaciones cruzadas; las primeras presentan buenos puntos de observación en la carretera del embalse del Cárcabo, en tanto que las segundas son bien visibles a lo largo de la pista que flanquea la sierra del Molino al O del embalse de Alfonso XIII. En las proximidades de éste, afloran potentes masas de conglomerados calcáreos oscuros (unidad 42), con cantos de composición carbonatada, de subredondeados a subangulosos, agrupados en bancos de orden métrico; su atribución es dudosa, apareciendo cabalgados por el conjunto cretácico de la sierra del Molino.

Por último, en el sector suroccidental consisten en 30-40 m de calcarenitas muy fosilíferas (unidad 43) que culminan dos áreas sinclinales, disponiéndose sobre margas langhienses (unidad 41) y proporcionando al relieve un destacado resalte.

El hallazgo de *Miogypsina*, *Globorotalia praemenardii* y *G. aff. miozea* señalan su pertenencia al Langhiense superior-Serravalliense, si bien consideraciones regionales sugieren que también incluyen el Tortonense inferior.

Al igual que en el caso del conjunto anterior, su depósito se efectuaría dentro de un ambiente de plataforma somera, cercano a la línea de costa, con frecuente desarrollo de barras y eventual llegada de depósitos deltaicos.

#### 2.3.2.5. *Lutitas rojas y grises de aspecto caótico, con yesos y brechas (45). Langhiense-Tortoniense inferior.*

Se trata de una unidad de difícil identificación ante la extrema semejanza de sus afloramientos con los de la Facies Keuper, resultando prácticamente imposible su reconocimiento en ausencia de cortes. La semejanza entre ambos conjuntos deriva, por una parte, de que el presente conjunto está constituido en su práctica totalidad por materiales triásicos resedimentados y, por otra, de que la Facies Keuper muestra un aspecto muy desordenado en la región debido a su plasticidad y a la fuerte deformación sufrida, sin olvidar los efectos que puedan haber producido los procesos secundarios que han afectado a los yesos que alberga.

Un excelente punto de observación del presente conjunto se encuentra en los taludes del PK 353,5 de la carretera nacional N-301 (Madrid-Cartagena), dentro de la vecina Hoja de Cieza (891), donde se manifiesta como depósitos triásicos resedimentados y organizados en forma de flujos en masa estratificados. GARCÍA CORTÉS *et al.* (1991), tras una revisión de los afloramientos triásicos en este sector y en otros de las zonas orientales de la Cordillera Bética, ponen de manifiesto el carácter sedimentario, caótico y discordante de estos depósitos de apariencia triásica, cuestionando el carácter alóctono y el tipo de estructuración que de forma tradicional se les ha atribuido. Para ello se basan en el estudio micropaleontológico de numerosas muestras, que sugiere su sedimentación durante el Mioceno Medio. En los afloramientos descritos de Cieza no se han encontrado argumentos paleontológicos que permitan precisiones cronológicas, pero los rasgos sedimentarios respaldan la interpretación señalada.

Dentro de la Hoja de Calasparra, esta unidad tan sólo se ha reconocido con certeza en algunos barrancos del sector de la casa del Pino, sin que deba descartarse que en realidad una parte de los afloramientos asignados al Triásico al O de la sierra del Almorchón, puedan corresponder a ella.

Su aspecto es el de una brecha caótica, con bloques y cantos subangulosos de procedencia triásica, englobados en una matriz areno-arcillosa de colores rojizos y ocres. Se apoya discordantemente sobre la Facies Keuper y bajo depósitos cuaternarios. Su espesor visible se aproxima a 10 m.

En otros lugares este tipo de materiales han sido asignados al Langhiense-Serravalliense medio (GARCÍA CORTÉS *et al.*, 1991). Son depósitos desordenados de derrubios y fango, que en algunas zonas se encuentran relacionados con resedimentaciones del nivel de despegue de los mantos subbéticos; no obstante, es posible que en otras áreas se trate del producto del desmantelamiento subaéreo o subacuático de afloramientos de materiales triásicos, en cuyo caso podrían ser más modernos.

### 2.3.2.6. *Calcarenitas ocreas (46). Margas grises y claras, con intercalaciones de calcarenitas (47). Tortoniense.*

Afloran fundamentalmente en dos extensos afloramientos situados en el sector oriental. Por una parte, entre el río Segura y la alineación de las sierras del Puerto-de la Cabeza del Asno y, por otra, al SE del embalse de Alfonso XIII. Constituyen el conjunto postorogénico más antiguo, disponiéndose discordantemente sobre cualquier término anterior y bajo depósitos pliocenos o cuaternarios.

Dentro del presente conjunto, predominan las margas grises, blanquecinas por alteración (unidad 47), cuyos afloramientos poseen escasa calidad para la realización de observaciones detalladas, configurando terrenos de morfología alomada. En corte aparecen como una monótona sucesión de niveles tabulares de orden decimétrico, con cierto contenido arenoso, así como esporádicas intercalaciones calcareníticas que, cuando sus dimensiones lo han permitido, han sido representadas cartográficamente (unidad 46), siendo éstas los únicos indicadores de la estructura.

Poseen un abundante contenido fosilífero, destacando la presencia de *Globorotalia miozea*, *G. acrostoma*, *G. ex. gr. menardii*, *G. conomiozea*, *G. menardii*, *G. acostaensis* y *Uvigerina schwageri*, que han permitido su asignación al Tortoniense.

Su depósito se llevó a cabo en un ambiente de plataforma somera de baja energía, con eventual desarrollo de barras.

### 2.3.2.7. *Margas blancas con intercalaciones de biocalcarenitas (48). Tortoniense.*

La presente unidad fue interpretada como interdigitaciones con los depósitos lacustres mio-pliocenos suprayacentes (JEREZ *et al.*, 1974b), si bien ELÍZAGA y CALVO (1988) y ELÍZAGA (1990) consideran que corresponden a un episodio previo claramente diferenciado de las series lacustres.

Aflora junto al río Segura, entre su confluencia con el río Mundo y la presa de Cañaverosa, existiendo buenos puntos para su observación en el cortijo de la Dehesa, así como en algunos taludes del ferrocarril y de la carretera que transcurren por la margen izquierda.

Por tratarse de un conjunto margoso, la unidad presenta características muy similares a las de la anterior (47), pero con tonalidades blancas algo más acusadas. En detalle, las margas presentan una fractura astillosa característica y ocasionales cristales de yeso, así como intercalaciones de niveles de biocalcarenitas. Un cantil del cortijo de la Dehesa pone de manifiesto uno de estos niveles de biocalcarenitas claramente *slumpizado*, que contiene capas de cantos y conglomerados con abundantes restos de fauna marina.

Las muestras tomadas proporcionan abundante microfauna marina que indica una clara edad Tortoniense: *Globorotalia ex. gr. menardii*, *G. acostaensis*, *G. martinezi*, *G. pseudopachyderma*, *Globigerinoides trilobus*, *G. quadrilobatus*, *G. obliquus amplus*, *Globigerina bulloides*,

*Uvigerina schwageri*, *Cassidulina subglubosa*, *Bolivina arta*, *Plectofrondicularia gemina* y *Nodosaria acuminata*. BELLON *et al.* (1988) cita una asociación planctónica del cortijo de las Hoyas que permite su atribución al Tortoniense.

Su ambiente sedimentario es de plataforma somera, con episodios regresivos marcados por una clara inestabilidad en la cuenca que provocaría deslizamientos y *slumps* en los materiales sedimentados.

### 2.3.3. Neógeno continental.

Los materiales fini-neógenos afloran extensamente en la mitad septentrional de la Hoja, formando parte de una de las cuencas neógenas continentales de la Zona Prebética, la cuenca de Camarillas-Las Minas, de carácter lacustre. Se disponen discordantemente tanto sobre materiales mesozoicos como terciarios, mostrando una gran variedad de facies y estando afectados por episodios volcánicos durante el Turoliense.

Estas cuencas lacustres, de sedimentación compleja, han sido estudiadas con detalle por ELÍZAGA y CALVO (1988), ELÍZAGA (1990) y RODRÍGUEZ PASCUA (2001), existiendo referencias a ellas en otras publicaciones (JEREZ *et al.*, 1974a; BELLON *et al.*, 1981; y CALVO y ELÍZAGA, 1990). Presentan un complejo relleno sedimentario de unos 600 m de espesor, que aparece estructurado a grandes rasgos en dos unidades tectosedimentarias superpuestas (ELÍZAGA y CALVO, 1988) que abarcan una gran parte del Mioceno Superior; estas dos unidades se encuentran separadas entre sí por una discontinuidad de carácter regional, relacionada con un evento sísmico importante, así como con manifestaciones volcánicas de carácter lamprófitico (BELLON *et al.*, 1981).

Los materiales aflorantes en este sector de la cuenca de Camarillas-Las Minas corresponden a una potente y monótona sucesión de margas y calizas de tonalidades blancas, que destacan en el paisaje; en algunos sectores se observan intervalos o niveles detríticos en la base, a veces de origen turbidítico. Dentro de esta sucesión se han diferenciado varias unidades cartográficas en función de las facies (fluviales, turbidíticas, salinas, etc.), de la proporción de niveles carbonatados frente a margosos y de la evolución de la cuenca.

En detalle, la serie se inicia a través de una sucesión de cuerpos arenosos groseros y conglomeráticos, a veces con base erosiva e irregular y de carácter turbidítico (unidad 49). Estos depósitos pasan hacia techo a un conjunto margoso-calizo, que en el sector de Las Minas presenta facies evaporíticas (unidad 50). La sedimentación en la cuenca se vio afectada por actividad volcánica (unidad 51), acompañada de inestabilidad sísmica, cuya manifestación más singular se localiza en el cerro Salmerón (Monagrillo) y su entorno.

Por encima, los materiales aflorantes presentan unas características muy similares a los ya descritos, observándose en el NO depósitos detríticos de carácter fluvial (unidad 52) que indican el comienzo de un nuevo ciclo o las facies marginales de un periodo expansivo lacustre; no obstante, predominan las diatomitas y los niveles de calizas tableadas con sílex, con frecuentes niveles slumpizados (unidad 53) y predominio de niveles calcáreos en la zona oriental

(unidad 54). Culminando la serie y cerrando el ciclo sedimentario lacustre, aparece un tramo más potente de calizas (unidad 55).

En resumen, durante el Vallesiense la región sufrió un brusco cambio en el régimen sedimentario, con la retirada del mar y la creación de cuencas continentales fuertemente subsidentes que registraron una sedimentación de tipo lacustre detrítico-carbonatada (unidades 49 a 55), régimen sedimentario que se mantuvo durante todo el Turolense con eventuales emisiones volcánicas (unidad 51). Ya en el Plioceno y perdurando quizá hasta el Pleistoceno, los procesos denudativos provocaron el desarrollo de extensos depósitos de carácter aluvial (unidad 56), claramente discordantes sobre los anteriores, estableciendo la paleogeografía previa al encajamiento cuaternario.

### 2.3.3.1. *Alternancias irregulares de areniscas y lutitas y de margas blancas y calizas (49). Margas, calizas margosas y yesos (50). Vallesiense superior-Turolense.*

Estos materiales están ampliamente representados en el sector septentrional, constituyendo una gran parte de los afloramientos lacustres de la cuenca de Camarillas-Las Minas. Afloran en la parte baja del valle de los ríos Segura y Mundo, en general con buena calidad de afloramiento, así como al N de la sierra del Puerto. Se reconocen dos unidades: un conjunto de carácter detrítico-carbonatado, de aspecto masivo en su base y tableado hacia techo (unidad 49); y un tramo margoso y yesífero (unidad 50), intercalado en el anterior, que contiene cristales de azufre que en su día fueron objeto de explotación.

La unidad detrítico-carbonatada (49) es bastante heterogénea, disponiéndose de forma discordante sobre los materiales jurásicos y cretácicos. En el río Mundo presenta un cierto carácter detrítico (turbiditas), en tanto que en el río Segura y en la rambla del Gallego, la unidad es fundamentalmente de naturaleza margo-calcárea. Exhibe excelentes puntos de observación en la margen derecha del río Mundo, así como en la estación de Las Minas, con un espesor de algo más de 100 m.

Presenta un carácter eminentemente detrítico, de origen turbidítico en los tramos inferiores, con niveles de conglomerados y brechas en la base, si bien predominan las areniscas de tonos grises y blancos que hacia techo intercalan gradualmente niveles carbonatados de calizas y calizas margosas blancas; con frecuencia contienen numerosos fragmentos de carbonatos intracuencales, restos de gasterópodos y oolitos. Los niveles de areniscas poseen un espesor de hasta 2 m, presentando una geometría planoparalela o de base erosiva algo irregular, muy tendida. En general, se organizan en secuencias granodecipientes, con laminación cruzada, así como cicatrices internas. En los niveles inferiores se reconocen *scars*, originados por fallas lístricas sinsedimentarias con sus rellenos asociados. Con frecuencia se observan escapes de fluidos.

Hacia techo, los niveles detríticos intercalan niveles estratocrecientes de calizas y margas, diatomitas y calizas laminadas varvadas de hasta 1 m de espesor; también se reconocen niveles con sílex de tipo opalino en forma de glóbulos concentrados y de apariencia oolítica. Lateralmente, tanto hacia el E como hacia el O, todo el conjunto se enriquece en términos margosos y calcáreos.

La unidad margo-yesífera (50) se dispone sobre los depósitos anteriores en el sector del río Mundo, con unos 80 m de espesor, aflorando con buena calidad en la localidad de Las Minas. Los niveles inferiores, correspondientes a margas y limos carbonatados grises con niveles de calizas, intercalan ocasionales niveles de areniscas de espesor centimétrico, todos ellos de aspecto laminado. En detalle, las areniscas presentan abundantes restos carbonáticos y de cuarzo, así como *lags* de cantos de sílex y bioclastos de origen marino, *ripples* y estructuras de escape de fluidos. Los niveles calcáreos corresponden a micritas y pelmicritas, reconociéndose con frecuencia estructuras algales con crecimientos de tipo dómico y estromatolítico planar.

Hacia la parte superior se pierde el carácter calcáreo, intercalándose niveles yesíferos entre las margas grises; no obstante, se reconocen frecuentes niveles de gypsarenitas y, de forma dispersa, calizas. Las intercalaciones de yeso son muy frecuentes, observándose yesos laminares y lenticulares. Secuencialmente se organizan con calizas laminadas centimétricas a techo, o con margas, constituyendo los yesos laminares el techo de la secuencia. Se observan niveles de yesos estromatolíticos de espesor centimétrico que agrupados pueden llegar a ser decimétricos y que poseen nódulos de azufre, como en Las Minas. También se observan niveles carbonatados, así como horizontes de materia orgánica bajo ellos. El conjunto aparece organizado secuencialmente en ciclos retractivos somerizantes.

Todos estos depósitos se enmarcan en un contexto lacustre fuertemente subsidente, con aportes extracuencales en las etapas iniciales y rellenos turbidíticos, que se ven afectados por movimientos del sustrato debidos probablemente a la halocinesis de los materiales triásicos. El medio evolucionó de forma generalizada a un régimen lacustre, prácticamente de tipo hipersalino, de carácter expansivo.

Cronológicamente estos materiales se sitúan entre el Vallesiense superior y el Turolense, edad coincidente, por un lado, con la de otros depósitos de cuencas lacustres próximas cuya datación se ha realizado en base a micromamíferos (CALVO *et al.*, 1978) y por otro, con la edad del vulcanismo que afecta a parte de ellos.

### 2.3.3.2. *Fortunitas y jumillitas (51). Turolense superior.*

En la Hoja de Calasparra existen diversos afloramientos relacionados con un episodio volcánico relativamente reciente, destacando por su extensión e impacto paisajístico el afloramiento del cerro de Salmerón, en las inmediaciones de la localidad de Las Minas. Próximo a éste, junto a la confluencia entre los ríos Mundo y Segura, se reconoce otro afloramiento volcánico, fosilizado por los sedimentos neógenos lacustres. Existen otros dos pequeños afloramientos junto a la sierra de San Miguel: uno de ellos, el del Cabezo Negro, configura una pequeña elevación al O de Calasparra y afecta a depósitos marinos de edad Tortoniense; el otro carece de representación cartográfica por sus pequeñas dimensiones y aparece mezclado con margas albienses en la vertiente septentrional de la sierra.

Petrológicamente, el afloramiento del cerro de Salmerón corresponde a jumillitas oscuras, de color gris-verdoso en las zonas donde la roca es más sana y pardo-marrón donde está más meteorizada, de aspecto brechoide, muy vesicular (JEREZ *et al.*, 1974b). Al microscopio



presentan textura porfídica vesicular con matriz panidiomorfa de grano fino, típica de los lamprófidos. Entre los fenocristales abunda la flogopita, siendo escaso el olivino, que aparece serpentinizado, reconociéndose algún piroxeno diopsídico. La matriz está constituida por sanidina, flogopita, anfíbol sódico (cataforita) anhedral pleocroico de amarillo a marrón rojizo, secciones prismáticas de diópsido y muy frecuentes de apatito zonado, con recrecimientos microgranulares o aureolas amarillentas de la variedad esparragueta.

El afloramiento del Cabezo Negro corresponde a fortunitas. Se trata también de rocas oscuras, de colores marrones y verdosos, que en corte fresco presentan una nítida disyunción columnar. Al microscopio muestran textura porfídica con matriz holocristalina panidiomorfa microgranular (lamprofídica), con fenocristales de olivino ligeramente alterados a serpentina en pequeñas fracturas interiores y flogopita abundante en finas láminas pleocroicas, de tonos débiles amarillo-anaranjados pálidos y color naranja más intenso en los bordes. La matriz está formada por sanidina en pequeños prismas y en cristales anhedrales en los que quedan incluidas laminillas de flogopita, microlitos de piroxeno, diminutos cristales de olivino y apatito.

En el cerro de Salmerón (Monagrillo) se han llevado a cabo dataciones radiométricas por el método K-Ar (BELLON *et al.*, 1981) que han arrojado una edad de  $5,7 \pm 0,3$  m.a., es decir, Turolense, edad que concuerda con las dataciones realizadas en rocas similares de zonas relativamente próximas, como Fortuna (6,0 m.a.) o Barqueros (6,2-7,0 m.a.). Por otra parte, las rocas volcánicas más próximas a Calasparra aparecen afectando a materiales marinos tortonienses, lo que sugiere que la edad de estas manifestaciones es similar a la del vulcanismo de Las Minas.

Regionalmente, estas rocas volcánicas se incluyen dentro del grupo de las jumillitas y fortunitas, rocas de composición básica alcalina de carácter lamproítico, constituyendo los últimos términos máficos y potásicos de las manifestaciones tardías del magmatismo calcoalcalino del margen ibérico mediterráneo. Además, el magmatismo estuvo acompañado por eventos sísmicos que quedaron reflejados en diversos depósitos lacustres.

#### 2.3.3.3. *Areniscas de grano grueso y conglomerados con intercalaciones de niveles de arcillas (52) Turolense superior.*

Aparecen exclusivamente en el ámbito del cortijo del Algaidón, localizándose sus mejores afloramientos junto al cortijo y en su pista de acceso, donde se aprecia su disposición discordante sobre las dolomías cretácicas del sustrato. Constituyen el tramo basal de los depósitos lacustres de la cuenca de Camarillas-Las Minas en este sector.

La unidad posee un marcado carácter detrítico, estando formada por un conjunto heterogéneo de 60-70 m de areniscas y conglomerados en cuerpos canaliformes de espesor métrico, a veces decimétrico, y base irregular aunque muy tendida. El conjunto intercala niveles de lutitas ocre y grises de espesor métrico a decimétrico. A techo, la unidad pasa de forma gradual a otra unidad detrítico-carbonatada de características litológicas diferentes (53).

Generalmente, los conglomerados son más frecuentes hacia la parte inferior de la unidad y en la base de los cuerpos detríticos. Presentan matriz arenosa y cemento carbonatado, con clastos de

calizas y dolomías subangulosos a subredondeados, de diámetros medios de 2-3 cm y máximos de 6 cm; pasan de forma gradual a areniscas de grano grueso ocre. Son muy frecuentes los *lags* y la granoclasificación, así como otros tipos de estructuras tractivas, como laminaciones.

Por la morfología de los niveles detríticos y las estructuras que en ellos se reconocen, se puede decir que la unidad responde al depósito de corrientes fluviales que verterían sus aguas a lagos próximos.

Por lo que respecta a su edad, de acuerdo con criterios regionales se asigna al Turoliense superior.

#### 2.3.3.4. *Alternancia de calizas con sílex, diatomitas y margas blancas (53). Calizas tableadas blancas, a veces con sílex y diatomitas, con intercalaciones de margas (54). Turoliense superior.*

Constituyen un conjunto heterogéneo, aunque de aspecto monótono, de calizas, generalmente con sílex, margas y diatomitas de tonalidades blancas, de espesor próximo a los 100 m, que se disponen sobre las unidades anteriormente descritas. Se extienden ampliamente por el sector septentrional de la Hoja, entre la sierra del Algaidón y el extremo nororiental de la sierra del Puerto. Generalmente, sus afloramientos son de buena calidad, con excelentes puntos de observación en las múltiples barranqueras existentes; las pistas y los caminos de la zona permiten una observación de mayor continuidad, con buenos cortes en la ladera oriental del vértice de Lomas Altas (unidad 53) y en el entorno del paraje del Pico de Hellín (unidad 54).

Ambas unidades están formadas por una monótona sucesión de calizas con sílex y diatomitas de color blanco y aspecto tableado y laminar, que se organizan en ciclos, alternando de forma rítmica con margas y calizas margosas. La diferencia entre ambas unidades estriba, por un lado, en la mayor proporción de términos carbonatados de la unidad (54) y por otro, en la existencia de niveles slumpizados de calizas, margas y calizas margosas en la unidad (53).

La presencia en la cuenca de un nivel de *slumps* bastante potente y continuo ha sido puesta de manifiesto por ELÍZAGA y CALVO (1988), ELÍZAGA (1990) y RODRÍGUEZ PASCUA (2001). Este tramo, de más de 30 m al N, fuera de los límites de la Hoja, aparece bastante disminuido en ésta, quedando reducido a unos pocos metros, observándose niveles deslizados discontinuos en los términos más bajos de la unidad, sin que hacia el E se tenga constancia de ellos.

En detalle, las calizas se presentan generalmente con sílex y con espesores de orden centimétrico a decimétrico y aspecto laminar o tableado. Corresponden a micritas fosilíferas y dolomicritas con ostrácodos, abundantes grietas de desecación, huellas de disolución y estructuras de tipo travertínico, con fábricas algales y rasgos de disrupciones por raíces. A veces se reconocen pelmicritas con secciones dispersas de ostrácodos (ELÍZAGA, 1990), así como niveles estromatolíticos y con frecuencia, restos de gasterópodos, bioturbación y pedotúbulos.

Las margas, generalmente laminadas, son de tonalidades grises y verdosas, observándose a veces yesos; se organizan con los niveles carbonatados, constituyendo pequeños de ciclos de

retracción y de somerización en el conjunto de la serie. En ocasiones, las margas contienen caparzones de diatomeas y espículas silíceas de esponjas, por lo que cuando el tramo es potente son explotadas como diatomitas.

También se reconocen niveles de areniscas, arenas e incluso conglomerados, constituidos por fragmentos calcáreos, dolomíticos, granos de cuarzo, feldspatos e incluso peloides, a veces con un cierto grado de lavado, que generalmente aparecen intercalados en los tramos margosos.

Al N de la casa del Algaidón se observan intercalaciones de arcillas y margas de tonalidades rosadas, siendo probable que su área madre sean los materiales triásicos que afloran al N, en la Hoja de Iseo (868).

Desde un punto de vista sedimentario hay que destacar que estos materiales se organizan en ciclos retractivos claramente somerizantes, dentro de un contexto lacustre muy subsidente, marcado por inestabilidad sísmica.

Su edad se establece en base a los datos de la serie infrayacente y por correlación con un yacimiento de micromamíferos del Turoliense medio-superior localizado en la rambla del Salvador, al N de la cuenca, en unos depósitos superiores estratigráficamente.

#### 2.3.3.5. *Calizas grises con gasterópodos (55). Turoliense superior.*

Su principal afloramiento se localiza en las partes altas del sector Lomas Altas-Hoya de la Tercia, cuyas mejores exposiciones se localizan próximas al vértice geodésico de Lomas Altas; un buen lugar de observación es el camino que asciende por una barranquera situada al S de dicho vértice. También se incluyen en esta unidad otros afloramientos calcáreos de menos entidad, como los del ámbito de Lomas de los Gamonares y Lomas del Enterno.

Se trata de calizas estratificadas en bancos decimétricos y, con menor frecuencia métricos, entre las que se intercalan niveles margosos, de espesor centimétrico a decimétrico, formando ciclos con las calizas. Éstas presentan color ocre claro en corte fresco y tonalidades grisáceas en alteración; generalmente se encuentran muy fracturadas y en ocasiones presentan disyunción en bolos. Se reconocen tapices algales y con frecuencia, *Gasterópodos* y *Ostrácodos*.

Reflejan un periodo de expansión de los depósitos lacustres y con él, el final del ciclo de sedimentación neógena lacustre, al menos en este sector de la cuenca. Pueden correlacionarse con los niveles deltaicos de la secuencia VI (ELÍZAGA, 1990) aflorantes en la rambla del Saltador, fuera de la Hoja, y en su defecto, con los episodios finales de la secuencia V, equivalentes a la unidad anterior (54).

#### 2.3.3.6. *Conglomerados poligénicos, areniscas y arcillas grises y rojas (56). Plioceno-Pleistoceno.*

Representan un brusco cambio en el dispositivo sedimentario regional a finales del Mioceno, ya que suponen el paso de un régimen lacustre a otro aluvial caracterizado por el

predominio de materiales detríticos groseros. Constituyen una sucesión irregular de niveles conglomeráticos de tonos rojizos, con intercalación de niveles areniscosos y arcillosos, ampliamente extendida por el sector septentrional de la Hoja, especialmente entre la sierra del Algaidón y Calasparra, configurando una extensa planicie intramontañosa.

En general, sus afloramientos son deficientes y parciales, observándose cortes de cierta calidad al S de Las Minas y en la carretera MU-510 (Calasparra-Socovos), donde se aprecian las dificultades para su diferenciación con respecto a algunos depósitos cuaternarios. También se reconocen muy bien en los arroyos de las Murtas y del Chopillo, en el paraje de Cañaverosa y en los cantiles próximos al santuario de Nuestra Señora de la Esperanza.

Los conglomerados están constituidos por cantos polimícticos redondeados y subredondeados de diámetro comprendido entre 5 y 10 cm, si bien no son raros los bloques que sobrepasan los 20 cm junto a sus áreas fuente. La matriz es arenosa, con tamaño de grano muy variable y el cemento, carbonatado. Son frecuentes las bases canalizadas, así como las estructuras tractivas. Las arcillas, que constituyen la litología minoritaria, aparecen en niveles de orden decimétrico y muestran tonalidades rojizas y verdes; albergan reesedimentaciones de *Ostrácodos*, *Radiolarios*, *Eponides praecintus*, *Pullenia bulloides* y *Globigerina sp.*, que no han permitido precisar la edad de la unidad, que por criterios regionales ha sido asignada al Plioceno-Pleistoceno.

En cuanto a su ambiente deposicional, representan el segundo episodio importante de la sedimentación continental neógena en la zona, restringida a cuencas intramontañas. Se trata de sedimentos aluviales en sentido amplio, probablemente extensos sistemas de abanicos con sus ápices situados preferentemente en los sectores septentrional (Lomas Altas) y noroccidental (sierras del Algaidón y de las Herrerías) que drenarían hacia el SE y que serían previos al encajamiento cuaternario de la red fluvial.

#### 2.3.4. Cuaternario.

Los sedimentos cuaternarios adquieren su máxima expresión en el ámbito de las depresiones, bien como consecuencia del desarrollo de formas de enlace con las sierras, bien como resultado de la dinámica fluvial.

Las formas de enlace corresponden a glaciares de vertiente en los que se encuentran encajados glaciares de cobertera. Los depósitos fluviales ofrecen una mayor variedad, con cinco o seis niveles de terrazas en los principales valles, además de la llanura de inundación y el fondo de valle, además de abundantes los conos de deyección completamente asociados al relieve actual. También se han reconocido sedimentos de origen gravitacional, mixto y antrópico, correspondientes a coluviones, depósitos de tipo aluvial-coluvial y escombreras-vertederos, respectivamente.

Se carece de datos que permitan fijar su cronología, por lo que su ordenación tiene carácter relativo y sus atribuciones, tentativo.

#### 2.3.4.1. *Conglomerados, gravas y arcillas con encostramientos carbonatados a techo. Glacis (57). Pleistoceno.*

Se disponen a modo de formas de enlace al pie de las sierras del Puerto, de la Cabeza del Asno, del Molino y de la Palera. Corresponden a glacis de vertiente y configuran superficies, más o menos incididas, inclinadas hacia las cuencas, adaptándose en su cabecera a la pendiente de las laderas.

Sus puntos de observación son muy numerosos debido a la incisión fluvial, destacando los afloramientos del borde septentrional de la cuenca de Calasparra, al pie de la sierra del Puerto, o los que ofrece la trinchera del ferrocarril en el borde oriental de la Hoja.

Están constituidos por gravas de cantos de composición carbonatada redondeados a subredondeados cuyo diámetro puede sobrepasar 20 cm. Poseen una matriz areno-arcillosa que les confiere tonos rojizos y, frecuentemente, cemento carbonatado, que les proporciona una gran resistencia a la meteorización así como un color gris-blanquecino. Con frecuencia se observan intercalaciones de niveles arcillosos de tonos claros. Su espesor puede alcanzar los 10 m.

Constituyen los depósitos cuaternarios más antiguos, encajándose en ellos los restantes sistemas de glacis y la totalidad de los depósitos fluviales, razón por la que se han asignado al Pleistoceno.

#### 2.3.4.2. *Gravas poligénicas, a veces cementadas, con intercalaciones de arenas y limos. Terrazas (58, 59 y 60).*

Configuran diversos escalonamientos en los principales valles, destacando los sistemas de terrazas de los ríos Segura, Moratalla y Argos. Se han reconocido seis niveles, en los que tan sólo es posible establecer su cronología relativa, que se han agrupado en tres unidades cartográficas: terrazas "altas", de cotas superiores a +60 m (unidad 58); terrazas "medias", con cotas de +15-60 m (unidad 59); y terrazas "bajas", de cotas inferiores a +15 m (unidad 60). El salto entre ellas es muy variable, generalmente mayor en las más antiguas; por ello, entre las bajas predominan los dispositivos solapados y entre las altas, los colgados.

Están constituidas por gravas poligénicas en una matriz de arena gruesa, con baja proporción de limo y arcilla; predominan los cantos de composición carbonatada, redondeados y de diámetro comprendido entre 5 y 10 cm. Su potencia, muy variable, puede sobrepasar los 5 m.

En cuanto a su edad, los niveles más altos corresponden al Pleistoceno, probablemente Inferior, y los más bajos, al Holoceno.

#### 2.3.4.3. *Gravas, lutitas y arenas. Conos de deyección (61 y 62). Pleistoceno-Holoceno.*

Se localizan en la confluencia de valles estrechos con otros de mayor anchura, donde la carga, anteriormente confinada, se expande; en general están poco retocados morfológicamente.

Se han establecido dos generaciones en función de que la red fluvial se encuentre encajada en ellos (unidad 61) o no (unidad 62); cuando aparecen colgados pueden llegar a confundirse con los depósitos plio-pleistocenos (unidad 56). Con frecuencia muestran dispositivos coalescentes, configurando bandas que orlan los valles a lo largo de varios centenares de metros, e incluso de kilómetros, como al pie de las sierras de la Silla y de la Puerta.

Predominan las gravas, agrupadas en cuerpos canaliformes y tabulares de espesor de orden métrico, entre las que se intercalan niveles de lutitas y arenas. Su espesor, muy variable por la geometría intrínseca de estas formas, puede alcanzar, e incluso superar los 10 m.

Por su relación con la red fluvial actual, los más antiguos corresponden, al menos parcialmente, al Pleistoceno, en tanto que los más modernos se asignan al Holoceno.

#### 2.3.4.4. *Gravas, lutitas y arenas, ocasionalmente cementadas. Glacis (63). Pleistoceno-Holoceno.*

Constituyen importantes formas de enlace, apareciendo encajadas en los glacis anteriormente descritos (unidad 57). Se desarrollan principalmente al pie de las sierras del Puerto y de la Cabeza del Asno, configurando superficies más o menos incididas e inclinadas hacia el S de la cuenca de Calasparra, en algunos casos desde las proximidades de los relieves hasta el río Segura. Los mejores afloramientos se localizan en la carretera C-3314 entre Calasparra y la Venta del Olivo, siendo un buen punto de observación el cruce de dicha carretera con la de la estación de Calasparra.

Litológicamente, se trata de gravas de cantos carbonatados redondeados y subredondeados, con frecuencia reheredados, de diámetros del orden de 10-15 cm, con matriz areno-arcillosa y un cierto grado de cementación por carbonatos. Se observan niveles arcillosos discontinuos que confieren a la unidad tonalidades blancas y asalmonadas. Su espesor es irregular, con un valor medio de 2-3 m.

Por su posición con respecto a los glacis y a los sistemas de terrazas más antiguos, se atribuyen al Pleistoceno, probablemente Medio-Superior, y al Holoceno.

#### 2.3.4.5. *Limos, arenas y gravas. Llanuras de inundación (64). Holoceno.*

Los depósitos de llanura de inundación aparecen en los valles de los principales ríos, encontrándose muy bien desarrollados en el río Segura, donde constituyen una larga banda de varios centenares de metros de anchura, incidida por el cauce actual, de trazado muy sinuoso.

En general, predominan los limos, entre los que se intercalan niveles de arenas y gravas de espesor decimétrico a métrico. Su potencia está comprendida entre 3 y 5 m, pudiendo presentarse bajo aspecto masivo o con abundantes estratificaciones cruzadas y superficies de erosión interna.

Por su relación con la red fluvial actual se han asignado al Holoceno.

#### 2.3.4.6. *Limos con arenas y gravas. Meandros y cauces abandonados (65). Holoceno.*

Se encuentran de forma intermitente a lo largo del cauce del río Segura, encajados en la llanura de inundación. Se reconocen bien en los fotogramas del vuelo del año 1956 y peor en los de 1985, al margen de que en algunos puntos la dinámica fluvial actual los haya modificado entre ambas fechas. No presentan afloramientos de buena calidad, ofreciendo únicamente observaciones parciales debido al desarrollo de vegetación sobre ellos o a su modificación por labores agrícolas.

Litológicamente están formados por un conjunto de limos de tonalidades oscuras, con arenas y gravas; generalmente suele observarse un predominio de materiales finos, especialmente hacia techo.

Corresponden a cursos divagantes efímeros instalados sobre la llanura de inundación del río Segura, que pueden aparecer inundados de forma temporal. Por su disposición e íntima relación con los depósitos de la llanura de inundación se asignan al Holoceno.

#### 2.3.4.7. *Lutitas con cantos y arenas. Fondo de valle y de rambla (66). Holoceno.*

Se incluyen en la presente unidad los depósitos que conforman tanto los fondos de los valles como los de las ramblas. Aparecen ampliamente repartidos, tapizando el cauce activo de la red de drenaje en su práctica totalidad. Destacan por su abundancia y longitud los depósitos de fondo de valle o de rambla de la mitad septentrional, tales como los de las ramblas del Gallego y del Canalón o los de los arroyos del Chopillo y de Architana.

Predominan las gravas y las arenas, con abundantes estructuras de origen tractivo. Su composición varía en función del área madre de los distintos cursos, predominando las composiciones lutíticas en los cursos de la red secundaria. Los cantos, de carácter polimíctico, poseen diámetros predominantes de 5-10 cm. Los depósitos de rambla muestran una ausencia notable de finos. El espesor es muy variable, aunque predominan los valores de orden métrico.

Su evidente relación con la dinámica fluvial actual hace que se asignen al Holoceno.

#### 2.3.4.8. *Lutitas con cantos y arenas, con encostramientos carbonatados. Aluvial-coluvial (67). Holoceno.*

En algunos casos no ha sido posible individualizar los depósitos de fondo de valle de los aportes laterales procedentes de sus vertientes, habiéndose representado como depósitos de génesis mixta de tipo aluvial-coluvial. Se trata de un número reducido de afloramientos, integrados por materiales detríticos, en los que se combinan de forma imperceptible los aportes laterales y los aluviales propiamente dichos, observándose una gran variación en las proporciones de lutitas, cantos y arenas. Entre los afloramientos más destacados se encuentran los situados al N de la sierra del Puerto.

En las vaguadas predominan los cantos y las arenas en matriz lutítica, en tanto que en las zonas marginales las lutitas engloban cantos procedentes del desmantelamiento de las vertientes. Su espesor varía considerablemente, con valores que oscilan de 1-5 m.

Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

#### 2.3.4.9. *Cantos en matriz arcillo-arenosa. Coluviones (68). Holoceno.*

Se trata de depósitos abundantes, de reducida extensión y distribuidos irregularmente. Frecuentemente tapizan las zonas medias y bajas de las laderas, con un espesor de orden decimétrico a métrico, suficiente para enmascarar el sustrato. Su composición está condicionada directamente por la naturaleza de su área madre, predominando los cantos angulosos y subangulosos empastados en una matriz arcillo-arenosa, ocasionalmente cementados. A veces también se reconocen lutitas con cantos, siendo frecuentes los bloques carbonatados angulosos y subangulosos de tamaño muy variable.

Por su disposición con relación al resto de los depósitos cuaternarios se han asignado al Holoceno.

#### 2.3.4.10. *Bloques de gran tamaño y cantos. Coluviones de bloques (69). Holoceno.*

Se trata de depósitos rocosos derivados directamente del desmantelamiento de escarpes rocosos y que se distribuyen de forma irregular a lo largo de las laderas. Litológicamente son bastante heterogéneos, aunque predominan los bloques de conglomerados cementados procedentes de los afloramientos plio-cuaternarios, que conforman los relieves y cantiles próximos; en conjunto configuran una vertiente de bloques en la que el sustrato aflora en buena parte de los casos. Por lo general, los bloques son bastante angulosos y su diámetro puede superar 1 m.

Dado que se relacionan con un proceso reciente, se atribuyen al Holoceno.

#### 2.3.4.11. *Bloques, cantos, arenas y limos. Depósitos antrópicos (70). Holoceno.*

Se han diferenciado diversos afloramientos de este tipo, en unos casos por su importancia y, en otros, por su extensión superficial. El más importante se localiza en las proximidades de Las Minas y corresponde a las escorias y removilizaciones de las antiguas explotaciones de azufre y a los productos del desmantelamiento de las antiguas instalaciones mineras.

Los otros afloramientos corresponden a un pequeño número de escombreras, de entre las que destaca la situada al E del embalse de Argos. Consiste en una acumulación de bloques y arenas generada durante la construcción del aliviadero Argos-Quípar; entre los bloques se encuentran fragmentos de origen triásico y cuaternario, de granulometría muy variable.

Se trata de depósitos actuales relacionados con obras e infraestructuras recientes.



### 3. TECTÓNICA.

#### 3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Cordillera Bética es una cadena de plegamiento alpino que se extiende entre las provincias de Alicante y Cádiz. Sus Zonas Externas constituyen la cobertera de un zócalo que es la prolongación de la "Meseta", terminología informal que se utiliza para denominar a los materiales variscos del Macizo Hespérico aflorantes al N del valle del Guadalquivir. La Zona Prebética, la más externa y próxima al macizo varisco, correspondería a la cobertera más estable y la Zona Subbética, a una cobertera compartimentada durante el Jurásico en bloques sometidos a subsidencia diferencial.

La formación de las cadenas circunmediterráneas se inició a finales del Cretácico con la aproximación de las placas Europea y Africana, provocando el paulatino cierre del mar del Tethys. La deformación dio comienzo en las Zonas Internas, propagándose progresivamente hacia las Zonas Externas a lo largo del Terciario, siendo en el Mioceno Inferior cuando alcanzó su máxima intensidad.

Los mecanismos principales que han producido la deformación de las Zonas Externas son tres. El primero se basa en el despegue de la cobertera a favor del nivel arcillo-yesífero del Triásico, provocando importantes desplazamientos de la misma hacia el NNO, mediante el desarrollo de cabalgamientos y mantos de corrimiento; además, este apilamiento de unidades tectónicas produjo un notable acortamiento de la cobertera.

El segundo mecanismo ha sido la acción desgarres simultánea y posteriormente a la estructuración de los mantos; se agrupan en tres familias principales: N70-100°E, N120-150°E y N10-50°E. La primera familia es la principal y a ella corresponden los desgarres de mayor longitud, como el que pone en contacto las Zonas Externas e Internas, o el de Cádiz-Alicante (falla de Crevillente). La segunda corresponde a un sistema de desgarre dextro, bien desarrollado en la parte oriental de la cordillera y en particular en la región de Hellín-Calasparra, destacando por su importancia las fallas de Pozohondo, Liétor y Socovos, esta última del máximo interés en la zona de estudio. La tercera familia es muy frecuente y se encuentra muy desarrollada por todo el litoral mediterráneo, desde Alicante hasta Gibraltar, actuando en ocasiones como accidentes sinistros.

El tercer mecanismo que ha influido en la deformación y estructuración de las Zonas Externas, al menos de forma local y afectando al ámbito de la Hoja, está relacionado con los procesos halocinéticos. Han actuado en diversos momentos de la evolución de la cordillera, favorecidos por la existencia de una fracturación previa y de importantes acumulaciones de materiales salinos dentro de la serie triásica.

#### 3.2. CONTEXTO ESTRUCTURAL.

La zona estudiada se sitúa en un contexto estructural complejo, condicionado fundamentalmente por la presencia de un importante accidente de desgarre, la Falla de Socovos o "del

Tendido eléctrico" (JEREZ, 1973), que atraviesa la Hoja de NO a E. El bloque septentrional de la misma se localiza al S de la banda de transferencia oriental que delimita el denominado "Arco estructural de Cazorla-Alcaraz-Hellín" del Prebético Externo (ÁLVARO *et al.*, 1975), mientras que el bloque meridional incluye el cabalgamiento frontal del dominio subbético s.l., integrado en la Hoja por el Subbético Externo y las Unidades Intermedias. La ausencia del Prebético Interno, al menos en superficie, es uno de los problemas planteados en la zona, confirmando su complejidad estructural.

El "Arco estructural de Cazorla-Alcaraz-Hellín" es un gran dominio en el que las directrices béticas NE-SO del sector occidental se arquean, adoptando hacia el E una dirección ibérica (NO-SE), para recuperar nuevamente la orientación bética. Dicho cambio en las directrices está justificado por la existencia de una ancha franja deformada el movimiento dextro de una serie de fallas de desgarre en el zócalo, que controlan la vergencia de los pliegues, y por los movimientos halocinéticos de los materiales evaporíticos de la Facies Keuper, que a su vez actúan como nivel de despegue principal (ÁLVARO *et al.*, 1975).

Los movimientos de los desgarres dextros están relacionados con el emplazamiento del sistema de escamas del Arco de Cazorla, provocando con ese movimiento la creación de estructuras paralelas a dicha traza en la banda de transferencia. El movimiento relativo de los bloques comprendidos entre los principales desgarres, en concreto el situado entre las fallas de Socovos y Liétor, ha generado estructuras de dirección general E-O, así como una serie de grandes fallas que son las que delimitan las cuencas continentales neógenas de este sector de la Zona Prebética (RODRÍGUEZ PASCUA, 2001).

La banda de deformación afectada por las fallas de transferencia ocupa un amplio sector al E del "Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín", que se extiende desde la zona de estudio, al S, hasta Pozohondo, al N, y se caracteriza por presentar pliegues de dirección principal E-O y, en menor proporción, NE-SO y NO-SE, así como cabalgamientos con vergencias hacia el exterior o el interior de la cadena y trazas de desgarres de dirección NO-SE a ONO-ESE principalmente (MARTÍN VELÁZQUEZ, 1996). La Hoja de Calasparra incluye el sector meridional de esta banda de deformación, que queda limitada por el notable desgarre mencionado, la Falla de Socovos (JEREZ, 1973) o de Socovos-Calasparra (RODRÍGUEZ PASCUA, 2001), que confiere a los materiales adyacentes un movimiento dextrógiro.

A nivel regional, este desgarre pone en contacto el Prebético Externo del bloque nororiental, con el Prebético Interno, las Unidades Intermedias y el Subbético Externo del bloque suroccidental, en el que se registran aloctonías de notable envergadura. Así, el desplazamiento hacia el N del Subbético Externo en la región ha dado lugar al cobijamiento, al menos parcial, del Prebético Interno y las Unidades Intermedias, estimándose un desplazamiento mínimo del orden de 15 km en la transversal de la vecina Hoja de Moratalla (JEREZ, 1981). En la zona de Calasparra no existen datos cuantificables sobre la aloctonía de las unidades, por lo que el desplazamiento de la cobertera debe ser extrapolado; no obstante, la disposición del Subbético Externo en contacto con el Prebético Externo, con ausencia de la totalidad del Prebético Interno y de las Unidades Intermedias, sugiere que el desplazamiento puede ser notablemente superior al señalado.

Los materiales más modernos implicados en los cabalgamientos corresponden al Tortonienense, durante el cual se produjo el cierre del estrecho Nordbético y la individualización de las cuencas marinas del Mediterráneo y del Guadalquivir (CALVO *et al.*, 1978). No obstante, otras deformaciones afectan a los sedimentos continentales del Mioceno Superior, como se puede observar por el plegamiento y la fracturación de los depósitos lacustres de la cuenca de Camarillas-Las Minas aflorantes en la Hoja. Su estructura guarda un marcado paralelismo con la falla de Socovos, de dirección ONO-ESE (N110-120°E en el sector occidental y E-O en el oriental, orientaciones prácticamente paralelas a las de las fallas normales que delimitan la cuenca; estas fallas se han formado en una etapa extensional tardía, de tipo radial, acompañada por procesos halocinéticos, y algunas de ellas han mantenido su actividad hasta el Cuaternario (MARTÍN VELÁZQUEZ *et al.*, 1998).

Por último, a finales del Mioceno Superior se desarrolló un vulcanismo asociado con toda probabilidad a los accidentes de desgarre, caracterizado por rocas de composición básica alcalina de carácter lamprofítico, correspondiendo a manifestaciones tardías del magmatismo calcoalcalino del margen ibérico mediterráneo.

### 3.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES DOMINIOS Y ESTRUCTURAS.

Regionalmente, las aloctonías generalizadas hacia el NNO han ocasionado una secuencia general de apilamiento de unidades cabalgantes sucesivas, que de S a N son: Subbético Interno, Subbético Medio, Subbético Externo, Unidades Intermedias, Prebético Interno y Prebético Externo; en cualquier caso, esta secuencia general ha sido modificada en diversas zonas por la acción de los desgarres y los procesos diapíricos, por lo que la envergadura de los desplazamientos varía tanto dentro de una misma transversal como lateralmente.

En la Hoja de Calasparra, la arquitectura del edificio bético presenta dos grandes dominios: Prebético y Subbético, en sentido amplio, cuyo límite queda establecido de forma neta por la falla de Socovos. Como ya se ha señalado, cada uno de ellos presenta características litoestratigráficas propias que permiten establecer su paleogeografía y, por tanto, reconstruir de forma más precisa las deformaciones y traslaciones que han sufrido.

Así, el primer gran dominio estructural puede ser atribuido al Prebético Externo, en tanto que el Interno, de acuerdo con los principales criterios establecidos para su diferenciación, no aflora. Por lo que respecta al segundo gran dominio, en él se reconocen materiales afines al Subbético Externo y a las Unidades Intermedias; no obstante, existen diversos afloramientos cuyas facies podrían corresponder a diversos dominios y que trabajos previos han llegado a asimilar al Subbético Interno en algún caso (JEREZ *et al.*, 1974a), si bien las observaciones de campo y diversos criterios regionales no confirman esta idea.

En toda la franja prebética la estructuración es muy similar: un basamento muy profundo, una cobertera bastante potente y fallas lítricas invertidas, con predominio de vergencia N y un acortamiento relativamente pequeño, con importantes retoques motivados por la halocinesis de los materiales salinos del Keuper (VILAS *et al.*, 2001). Sobre esta cobertera se dispone el manto subbético, con importantes repeticiones justificadas por la aloctonía

de las unidades, como pone de manifiesto el sondeo Río Segura G-1, situado al SO de Calasparra.

### 3.3.1. Dominio Prebético Externo.

El Prebético Externo constituye un dominio claramente diferenciado en la Hoja de Calasparra, de la que ocupa algo más de su mitad septentrional. Está formado por un conjunto de alineaciones montañosas estructuradas según dos direcciones principales: ESE-ONO, en el sector occidental, y NE-SO, en su mitad oriental. Mediante un arqueamiento se observa continuidad entre ambas direcciones.

Las estructuras ESE-ONO corresponderían a la llamada Unidad Beti-Ibérica de JEREZ (1973), denominada así por tratarse de una zona de direcciones similares a la de la Cordillera Ibérica, si bien dicha coincidencia viene dada por el desarrollo de pliegues asociados a los movimientos dextros de las fallas de transferencia de este sector. Dichas estructuras se encuentran afectadas por fallas de dirección E-O, más modernas, que son las que han condicionado las cuencas continentales del Mioceno Superior de la región.

Las direcciones NE-SO, típicamente béticas, fueron incluidas en la denominada Unidad Bética del Prebético Externo (JEREZ, 1973); regionalmente se ven interrumpidas por desgarres similares al de Socovos (fallas de Liétor y Pozohondo), con pliegues y fallas asociados a los movimientos dextros de las mismas, si bien inmediatamente aparecen de nuevo direcciones Beti-Ibéricas.

En la Hoja, dentro del Dominio Prebético Externo se han diferenciado los siguientes sectores en base a las características estructurales de los materiales:

- Sector de la sierra del Algaidón.
- Sector de la sierra del Puerto-sierra de la Cabeza del Asno.
- Sector de la sierra del Molino-sierra de la Palera.
- Sector de la cuenca de Calasparra.
- Sector de la cuenca de Las Minas.

#### 3.3.1.1. *Sector de la sierra del Algaidón.*

Se localiza en el extremo noroccidental. Su estructura más significativa es el sinclinal del Algaidón, pliegue laxo orientado según ESE-ONO, que adopta una dirección más cercana a E-O a medida que se separa de la falla de Socovos. En el eje del sinclinal afloran calizas del Mioceno Medio y en sus flancos, dolomías y calizas del Cretácico Superior con areniscas de la Fm Utrillas en la base.

Presenta una cierta vergencia hacia el NE, con cabalgamiento de parte de su flanco N en dicho sentido y con afloramiento de la serie jurásica infrayacente. El flanco meridional da paso al anticlinal de Lobos, de dirección ESE-ONO, del cual se encuentra separado por una falla de idéntica orientación; el núcleo del anticlinal se encuentra afectado por una falla paralela a la anterior, ambas enraizadas con la Falla de Socovos, y dislocado por fallas de dirección NE-SO.

Este sistema de fallas de dirección cercana a E-O o ENE-OSO y que afecta a las grandes estructuras, está relacionado con la etapa extensional acaecida en el Neógeno superior.

Finalmente, las estribaciones de La Sierrecita constituyen una alineación de dirección NO-SE integrada por materiales del Jurásico Medio, que se ponen en contacto con el Cretácico Superior mediante falla inversa de vergencia SO; muy próximas a la Hoja se observan importantes manifestaciones halocinéticas de la Facies Keuper, probablemente relacionadas con la génesis de dicha falla.

### 3.3.1.2. *Sector de la sierra del Puerto-sierra de la Cabeza del Asno.*

Constituye una destacada alineación montañosa de unos 20 km de longitud, que con dirección ENE-OSO atraviesa la Hoja desde el vértice de la Cabeza del Asno hasta el río Segura, constituyendo el límite septentrional de la cuenca neógena de Calasparra. Ambas sierras están constituidas por materiales cretácicos pegados con dirección ENE-OSO y, en ocasiones, E-O, ligeramente curvados hacia el SE; localmente se observan pliegues de dirección ONO-ESE, transversa a la principal, como el anticlinal de la cueva del Puerto y sus pliegues adyacentes. Más raramente, también se observan estructuras de dirección N-S, como el pliegue que conforma el vértice de Cabeza del Asno.

En función de sus características estructurales, este sector puede subdividirse en tres zonas coincidentes con tres dominios geográficos: occidental, o del cerro de Rotas; central, o de la sierra del Puerto; y nororiental, o de la sierra de la Cabeza del Asno.

El cerro de Rotas se extiende desde el río Segura hasta las proximidades de la estación de Calasparra. Su estructura es bastante compleja, con una dirección cercana a E-O y cabalgamientos de escasa entidad vergentes hacia el S; complican la estructura varias fallas normales paralelas a la dirección principal, que hunden una serie de bloques hacia el N. Junto al río se puede observar cómo las estructuras se soterran bajo materiales plio-cuaternarios, emergiendo hacia el O en los afloramientos del cerro del Piojo y de la sierra del Algaidón.

La sierra del Puerto responde a una estructuración de materiales cretácicos según una dirección principal ENE-OSO, con pliegues de interferencia curvados hacia el SE, relacionados probablemente con algún accidente del zócalo. La sierra se encuentra afectada por una serie de fallas normales de gran longitud y dirección ENE-OSO, prácticamente paralela a la estructura principal, que hunden los bloques a ambos lados de la sierra; estos accidentes se reconocen bien en los bordes de la sierra y a lo largo de la rambla del Canalón.

Por lo que respecta a la sierra de la Cabeza del Asno, es la de mayor longitud y la más definida como tal, apareciendo estructurada según pliegues cuya dirección varía de E-O en su

sector occidental, a NE-SO en su extremo nororiental. Está afectada por una serie de fallas transversales de dirección ENE-OSO y NO-SE, coincidentes con los pequeños cambios de dirección de la sierra. Al N de esta alineación se puede observar una importante falla paralela, continuación de la de la rambla del Canalón, que hunde el bloque septentrional y pone en contacto los materiales cretácicos y jurásicos. Por último, el sinclinal de Cabeza del Asno pone límite a la sierra, presentando un eje de dirección N-S, anómala con respecto a las restantes estructuras de la sierra.

### 3.3.1.3. *Sector de la sierra del Molino-sierra de la Palera.*

La sierra del Molino es la alineación montañosa más elevada de la Hoja; con una dirección E-O se localiza al E de Calasparra, continuando hacia el E mediante las sierras de la Albarda y de la Palera, hasta el embalse del Cárcabo. Esta alineación está constituida principalmente por la potente sucesión carbonatada del Cretácico Superior del Prebético Externo.

Aparentemente se trata de una estructura bastante sencilla excepción hecha de su borde meridional, de estructura mucho más complicada al estar afectada por la falla de Socovos. Ésta pone en contacto los materiales prebéticos de la sierra con los triásicos del dominio subbético que, al menos en parte, han actuado como unidad de despegue favoreciendo las aloctonías, si bien en algunos casos su presencia se debe a extrusiones halocinéticas o procesos relacionados con la actividad de la falla.

En general, la sucesión carbonatada de estas sierras se estructura por acción de la falla de Socovos en una lámina elevada en su borde meridional y que hacia el N se soterra bajo materiales marinos del Mioceno Medio-Superior de la cuenca de Calasparra. La estructura general se ve afectada por fallas muy llamativas de dirección NNE-SSO y por sus conjugadas, en general de poco salto.

En cualquier caso, la geometría de esta sierra presenta un cierto grado de complejidad localmente. Así, en el río Argos se reconocen estructuras volcadas y cabalgantes, pudiendo observarse la inversión total del complejo dolomítico del Cretácico Superior cabalgando unos 300-500 m sobre materiales miocenos, cabeceando además hacia el N; así, la formación dolomítica parece estructurarse en un anticlinal, cuando en realidad esta complicada geometría corresponde a una escama plegada en sinclinal con la serie invertida (IGME, 1974a).

### 3.3.1.4. *Sector de la cuenca de Calasparra.*

La cuenca de Calasparra es un amplio sinclinorio delimitado por las sierras del Puerto y de la Cabeza del Asno, al N, y por las del Molino-de la Palera, al S. Aunque en sus bordes afloran materiales del Mioceno Medio, los afloramientos de la cuenca corresponden mayoritariamente a una monótona sucesión de materiales margosos tortonienses, cubierta parcialmente por extensos depósitos cuaternarios; las margas intercalan esporádicos niveles calcareníticos, de reducido espesor, que permiten reconstruir la estructura.

La estructura deducida para la cuenca parece sencilla por lo que respecta a los materiales señalados, del Mioceno Medio-Superior, no pudiendo decirse lo mismo de los materiales

subyacentes, del Paleógeno-Mioceno Inferior, ya que en su afloramiento del paraje de Llanos de la Estación presentan estructuras apretadas, plegadas y falladas.

#### 3.3.1.5. Sector de la cuenca de Las Minas.

La cuenca de Las Minas, también conocida como de Camarillas-Las Minas (ELÍZAGA, 1990), está constituida en la Hoja por una potente sucesión lacustre de tonalidades blancas, que se dispone indistintamente sobre materiales mesozoicos, paleógenos y neógenos marinos. Al igual que otras cuencas situadas en el mismo contexto, está formada en una etapa extensional fini-neógena, mostrando una geometría alargada en dirección E-O. La creación de estas cuencas continentales coincide con la etapa distensiva acaecida en el Tortoniense, etapa acompañada de procesos halocinéticos y volcánicos. Por ello, los materiales que rellenan la cuenca presentan una geometría con cierto grado de deformación, observándose en diversos puntos buzamientos de 30-55°.

Los niveles basales del relleno de la cuenca aparecen adosados al sustrato mesozoico-terciario infrayacente, por lo que su disposición se asemeja a la de las principales estructuras mesozoicas, como puede observarse al S de la rambla del Gallego o en el cortijo del Algaidón, por ejemplo.

Sin embargo, las observaciones cartográficas y de campo permiten reconocer pliegues laxos, de dirección NNO-SSE a NO-SE e incluso a veces algo norteada, que por lo general presentan un eje de gran longitud, características observables desde las proximidades del río Mundo hasta los afloramientos de las calizas terminales que conforman la mesa de Lomas Altas. También se reconocen fallas de gran longitud y relativamente poco salto, paralelas a los ejes de los pliegues descritos.

Hacia el sector oriental de la cuenca se observan estructuras de dirección ENE-OSO e incluso algunos pliegues E-O, predominando por tanto las direcciones de tipo bético frente a las beti-ibéricas de la mitad occidental de la cuenca. Esto sugiere la existencia de movimientos diferenciales tardíos de componente horizontal en las fallas de transferencia de Socovos y Liétor tras el relleno de las cuencas, dando lugar al desarrollo del tren de pliegues reflejado en la cartografía.

#### 3.3.2. Dominio Subbético.

Se considera como Dominio Subbético en la Hoja al conjunto integrado por las Unidades Intermedias, que regionalmente constituyen el tránsito a la Zona Prebética, y el Subbético Externo. Trabajos previos habían asignado los afloramientos de las sierras de San Miguel y del Almorchón al Subbético Interno (IGME, 1974a), asignación de difícil justificación estructural y estratigráfica, motivo por lo que se han incluido en el Subbético Externo.

##### 3.3.2.1. Unidades Intermedias.

Se atribuyen a ellas los afloramientos que conforman la sierra de la Puerta, que en la vecina Hoja de Cehegin (911) ofrecen cortes de mayor calidad. Se trata de un dominio cabalgante sobre las margas miocenas de la cuenca de Moratalla y a su vez, cabalgado por los materiales triásicos del Subbético Externo. En la literatura geológica, este conjunto ha recibido denomi-

naciones como “Sector meridional del Dominio Prebético Interno” (JEREZ, 1973), “Prebético meridional o Unidad Intermedia de la Sierra de la Puerta” (PAQUET, 1969) o “Prebético Interno meridional” (BAENA y JEREZ, 1982).

Debido a que el principal criterio de diferenciación entre las Unidades Intermedias y el Subbético Externo se basa en las características de los materiales del Cretácico Inferior, restringidos al Albiense en sierra de la Puerta, la atribución de ésta a las Unidades Intermedias plantea ciertas dudas, si bien parece la más coherente de acuerdo con el conocimiento regional actual. Otro tanto puede decirse de los restantes afloramientos cretácicos y paleógenos del sector meridional, en los que predominan las facies margosas y margo-calcáreas, que también son características del Subbético Externo.

La estructura de la sierra de la Puerta corresponde a un anticlinal vergente al NO, con su flanco septentrional verticalizado e invertido, cabalgante sobre margas marinas del Burdigaliense-Langhiense, desconociéndose la cuantía de su desplazamiento sobre el autóctono relativo. Las trazas de las capas de los materiales del Cretácico Inferior permiten reconstruir la geometría del pliegue y su cierre periclinal nororiental, con el que la sierra finaliza de forma brusca. También desaparecen de forma brusca los relieves constituidos por las calcarenitas del Burdigaliense-Langhiense aflorantes inmediatamente al N; esta alineación de cambios morfológicos sugiere la existencia de un desgarre de dirección NNO-SSE y sentido sinistro, como se deduce de la presencia de materiales del Cretácico Superior similares a los de la sierra de la Puerta, al SO de la sierra de San Miguel, en cuyo ámbito el cabalgamiento de materiales triásicos y jurásicos atribuidos al Subbético Externo hace que los posibles afloramientos de las Unidades Intermedias se encuentren considerablemente adelgazados por causas tectónicas.

Como ya se ha señalado, también es probable la pertenencia a las Unidades Intermedias de los extensos afloramientos cretácicos del sector meridional, en cuyo caso la flecha del cabalgamiento del Subbético Externo sería notablemente superior.

### 3.3.2.2. *Subbético Externo.*

Son atribuibles a él los afloramientos jurásicos dispersos localizados al S de la falla de Socovos, así como su sustrato triásico; ofrecen dudas con respecto a su misma atribución los extensos afloramientos triásicos y cretácicos que, también al S de la falla, configuran morfologías suaves y más deprimidas, ya que podrían pertenecer a las Unidades Intermedias, en cuyo caso el modelo estructural variaría considerablemente.

La interpretación según la cual los materiales jurásicos señalados pertenecen al Subbético Interno (JEREZ *et al.*, 1974a) implica una aloctonía del Subbético Interno tal vez desmesurada, al emplazarse sobre el Subbético Externo y las Unidades Intermedias, constituyendo un dúplex que cobijaría al Prebético en el cabalgamiento frontal.

La presencia de materiales triásicos al S de las sierras del Molino y de la Palera plantea importantes problemas de interpretación, en función de que dichos materiales correspondan al nivel de despegue de los mantos subbéticos, o bien que su presencia se deba a procesos extrusivos.



En el primer caso, la pertenencia de las sierras de San Miguel y del Almorchón al Subbético Externo invita a enmarcar los materiales triásicos y cretácicos infrayacentes en las Unidades Intermedias; con ello, la íntima relación espacial entre ambos conjuntos, triásico y cretácico, sugiere, al igual que en otros sectores del dominio subbético, que su contacto podría ser una discordancia o el resultado de procesos halocinéticos intra-cretácicos.

En el caso de que su presencia se deba a procesos extrusivos, al menos una parte de los afloramientos triásicos habrían extruido como consecuencia del funcionamiento transpresivo de la falla de Socovos, probablemente durante el Mioceno, suposición apoyada por la verticalización que muestran las estructuras en las proximidades de la falla. A este respecto, cabe destacar el corte ofrecido por la carretera del embalse de Alfonso XIII, al SO de la presa, donde las arcillas y yesos de la Facies Keuper se disponen sobre las margas y calizas margosas cretácicas mediante una falla inversa de alto ángulo.

En cuanto a la relación entre los mantos subbéticos y la falla de Socovos, la geometría de la zona muestra que el frente del desplazamiento subbético ha sido afectado por el desgarre.

### 3.3.3. Falla de Socovos.

Se trata del accidente de desgarre más importante de la región. En el sector noroccidental presenta un rumbo cercano a N120°E, sufriendo una inflexión hacia el E para adoptar una dirección N90-100°E, dirección que mantiene hasta el sector oriental. Aunque a nivel regional suele poner en contacto al Prebético Externo (bloque nororiental) con el Interno (bloque suroccidental), en la Hoja lo hace también con el Subbético Externo y las Unidades Intermedias. El salto en dirección estimado es del orden de 35-40 km (BAENA y JEREZ, 1982).

No existe acuerdo sobre el papel paleogeográfico de este accidente. Para algunos autores ha actuado como condicionante paleogeográfico durante el periodo extensional, a partir del Kimmeridgiense y durante el Cretácico Inferior (JEREZ, 1973); para otros, no se puede saber con exactitud su papel durante la sedimentación y subrayan su carácter profundo (RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1979); y para un tercer grupo de autores, en su movimiento dextro habría provocado un desplazamiento de bloques y, en consecuencia, de los distintos dominios sedimentarios asociados (VILAS *et al.*, 2001).

Para RODRÍGUEZ PASCUA (2001), la falla de Socovos es la responsable de la estructuración de la Zona Prebética en este sector, relacionándose con ella el vulcanismo ultrapotásico de la región; para ello, debe llegar hasta el manto al menos como para provocar una disminución de presión a esa profundidad y con ella la fusión de un manto flogopítico enriquecido en elementos incompatibles (MARTÍN VELÁZQUEZ, 1996).

Esta falla se reconoce en el sector occidental con una dirección ONO-ESE (N110-120°E, entre las sierras de la Silla y de las Herrerías, junto a la carretera C-3211 (Calasparra-Socovos). Se manifiesta como un sistema de fallas entrecortadas, con dicha componente direccional predominante. Se reconocen estrías de desplazamiento horizontal y aunque aparentemente dichas fallas no tienen un desplazamiento considerable, la cartografía pone de manifiesto la importancia del accidente.

La falla se soterra bajo los sedimentos cuaternarios y plio-cuaternarios de la depresión de Calasparra, manifestándose con dirección E-O a partir de dicha localidad, estableciendo el límite entre los afloramientos cretácicos del Prebético Externo de las sierras del Molino y de la Palera (bloque septentrional) y los afloramientos triásicos del ámbito subbético (bloque meridional).

### 3.4. EVOLUCIÓN TECTÓNICA.

#### 3.4.1. Jurásico-Mioceno Medio. La estructuración de la Cordillera.

La orogenia alpina es la responsable de la estructuración de la Cordillera Bética, sin que deba olvidarse el papel desempeñado por las deformaciones previas, como la compartimentación de la cuenca jurásica en zonas de diferente subsidencia, o la extensión del Cretácico Inferior, durante la cual se produjeron las primeras manifestaciones diapíricas de los materiales evaporíticos de la Facies Keuper. Los accidentes creados durante el periodo preorogénico actuarían posteriormente como zonas de debilidad preferente frente a la deformación.

Los primeros movimientos orogénicos registrados en la Zona Prebética acontecieron en el Paleógeno, probablemente en el Eoceno Superior y sin duda alguna durante el Oligoceno. Con ellos se produjo una reconfiguración paleogeográfica, alzándose los primeros relieves, con el consiguiente desmantelamiento parcial de los mismos.

A nivel regional, es en el Burdigaliense cuando tuvo lugar la fase de deformación principal, iniciándose el emplazamiento de la Zona Subbética sobre la Prebética. Este momento es considerado como la fase paroxismal o "paroxismo burdigaliense", cuyos esfuerzos apuntan una dirección NO-SE (HERMES, 1985).

La estructura del Arco de Cazorla debió estar configurada, al menos parcialmente, en el Langhiense, puesto que condicionó la sedimentación marina durante el Mioceno Medio (CALVO *et al.*, 1978), lo que implica que la zona de transferencia se formaría en el intervalo Burdigaliense-Langhiense (MARTÍN VELÁZQUEZ, 1996). Como se ha apuntado anteriormente, la dirección de los desgarres en esa zona presenta dos direcciones: NO-SE y ESE-ONO. El hecho de encontrar desgarres de igual orientación en las Zonas Internas, hace suponer que la falla de Socovos puede ser un accidente heredado (JEREZ, 1973).

Las diferentes fases de compresión acaecidas durante el Mioceno Inferior-Medio son las responsables principales de la estructuración actual; a lo largo de ellas se produjeron principalmente pliegues y cabalgamientos de dirección ENE-OSO. La última fase compresiva importante tuvo lugar en el Tortoniense inferior-medio, provocando el cierre del estrecho Nordbético (CALVO *et al.*, 1978), simultáneamente al último deslizamiento gravitacional del manto subbético (JEREZ, 1973; BAENA y JEREZ, 1982).

#### 3.4.2. Mioceno Superior-Cuaternario. La etapa neotectónica.

Aún en el Mioceno Superior dio comienzo un periodo extensional, con creación de fallas normales de dirección E-O entre los principales desgarres. Dichas fallas, sin relación con las de

transferencia, se desarrollaron a favor de zonas de debilidad previas, delimitando una serie de cuencas de tipo *graben*. Su formación obedece probablemente a la elevación antiformal del Prebético como resultado del apilamiento de láminas de cabalgamiento en el Arco de Cazorla y al colapso generalizado del edificio bético (MARTÍN VELÁZQUEZ *et al.*, 1998). Al mismo tiempo se iniciaría el levantamiento isostático y la extensión en las Zonas Internas, proceso que ha perdurado hasta la actualidad (RODRÍGUEZ PASCUA, 2001)

Entre los procesos más relevantes de esta etapa extensional fini-neógena se encuentran los procesos halocinéticos de los materiales de la Facies Keuper, el vulcanismo de carácter ultrapotásico de 5,7 m.a. (BELLON *et al.*, 1983) y una serie de eventos sísmicos relacionados con dicha actividad volcánica (ELÍZAGA, 1990; RODRÍGUEZ PASCUA, 2001).

El diapirismo y el vulcanismo tortonienses parecen tener una íntima relación espacial (BAENA, 1981), situándose sobre los mismos accidentes del zócalo, si bien el vulcanismo actuó tras el cese de la actividad diapírica. Aunque se ha propuesto el Mioceno Medio como periodo más probable para la actividad diapírica (BAENA, 1981), la actividad halocinética se habría manifestado posteriormente, al menos en la Hoja, ya que afecta a los depósitos lacustres del Mioceno Superior. Además, durante el Mioceno Superior-Plioceno se produjo la deformación y estructuración de dichos depósitos lacustres, predominando las direcciones de pliegues paralelas a las trazas de los desgarres. A lo largo del Cuaternario ha continuado la subsidencia asociada a las fallas normales, con importantes acumulaciones de depósitos y elaboración de facetas triangulares.

La existencia de una etapa compresiva continua desde el Mioceno Medio hasta la actualidad y de una situación extensional superpuesta, ha sido descrita en otros puntos del entorno bético, con las deformaciones localizadas en zonas próximas a los principales accidentes de desgarre. No obstante, durante esta etapa y como consecuencia del fin del avance de los cabalgamientos en el Arco de Cazorla, se produjo una atenuación del movimiento de las fallas de desgarre (MARTÍN VELÁZQUEZ *et al.* 1998).

Finalmente, entre los procesos neotectónicos hay que destacar, por un lado, la reactivación de algunas de las grandes fallas normales, dando lugar a la creación de grandes depresiones y, por otro, el fuerte encajamiento que sufre la red fluvial actual, en respuesta a un proceso de elevación de la región a partir del Plioceno. Como actividad más reciente es preciso resaltar la fracturación que afecta a los depósitos cuaternarios, así como la actividad sísmica, con localización de numerosos epicentros y puntos de aguas termales en la región y que se encuentran íntimamente ligados a la actividad neotectónica.

### 3.5. SISMICIDAD.

La actividad sísmica de la región se encuadra dentro de la del S y SE de la Península Ibérica, actividad que afecta a la práctica totalidad del litoral mediterráneo y es debida a los procesos originados por el movimiento de las placas Europea y Africana. La colisión de ambas ha dado lugar a una zona relativamente ancha de dirección E-O y NE-SO, donde convergen distintos procesos, que son interpretados de manera muy diversa por los distintos autores.

En el registro fósil existen evidencias de un evento sísmico ya en el Mioceno Superior, asociado con un episodio volcánico (ELÍZAGA y CALVO, 1988; ELÍZAGA, 1990; y RODRÍGUEZ PASCUA, 2001). Durante el Cuaternario la actividad sísmica debió continuar, existiendo datos de sismicidad histórica que generalmente presentan una magnitud exagerada y una localización centrada en las zonas más pobladas. Los datos más fiables se registran tras la implantación de la sismicidad instrumental, con dispositivos adecuados para medir la intensidad de los terremotos; a nivel nacional, este intervalo de tiempo está comprendido entre 1900 y 1960, por lo que lógicamente existe una cierta falta de información.

Los datos referidos acerca de la zona en el presente apartado aparecen reflejados también en el Mapa de Procesos Activos y se corresponden con el registro sísmico del Mapa Neotectónico y Sismotectónico de la región de Murcia (ITGE y COMUNIDAD AUTÓNOMA DE MURCIA, 1993), cuyos datos proceden del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Según la macrozonación establecida en él, la Hoja se localiza en el denominado Dominio Sismotectónico Septentrional, concretamente en la Zona de Caravaca-Calasparra; se trata de un área con una sismicidad ligada a fallas del sustrato y obliterada por la cobertera; en cualquier caso, es un área poco activa en comparación con el resto de la región y del litoral mediterráneo.

Dentro de la Hoja de Calasparra se tiene registro de seis epicentros. Dos de ellos corresponden al periodo histórico, con datos de mediados del siglo pasado. Del resto existe registro instrumental, con localización exacta y cuantificación de la magnitud de los terremotos.

Los eventos sísmicos del registro histórico se localizan en Calasparra e inmediatamente al SO, en las proximidades de la sierra de la Puerta. De ellos, el de mayor intensidad (VI) se produjo el 24 de Noviembre de 1941; el otro, de intensidad IV, es de dudosa ubicación, habiéndose situado su epicentro en Calasparra al ser la localidad más poblada y, por tanto, donde existen más testimonios sobre él. Las isosistas de ambos eventos han sido reflejadas en el esquema de actividad sísmica que acompaña al Mapa de Procesos Activos.

Los otros cuatro eventos, con registro instrumentalizado, aparecen distribuidos de forma irregular y su magnitud está comprendida entre 3,5 y 2,8 en la escala de Richter. El mayor se localiza en la carretera C-3314 (Jumilla-Caravaca), en el borde meridional de la Hoja. El segundo en importancia, de magnitud 3,2, se localiza muy próximo al epicentro de 1941, cerca de la carretera B-35 (C3314-Moratalla). Los dos restantes, de magnitud 3,0 y 2,8, se sitúan en las proximidades del cerro de Salmerón y al N de la sierra del Algaidón, respectivamente.

Por su proximidad, conviene destacar la actividad sísmica de la zona de Caravaca de la Cruz y, en particular, el terremoto de grado VI que asoló a la población el 26 de octubre de 1941. Con instrumentalización, también se ha registrado durante los últimos años una serie de epicentros de menor magnitud, con magnitudes comprendidas entre 3 y 4 en la escala de Richter.

Por último, es destacable la escasa sismicidad asociada a la falla de Socovos, a pesar de su gran envergadura y de que posee numerosos rasgos neotectónicos asociados.

## 4. GEOMORFOLOGÍA.

La Hoja de Calasparra se encuentra situada en el sector oriental de la cordillera Bética. La variedad estratigráfica y complejidad estructural de ésta le han conferido una gran heterogeneidad, con diversos dominios cuyo número varía según los distintos autores. Desde un punto de vista geomorfológico, diversas elevaciones montañosas se alzan entre grandes depresiones sin que se observe claramente algún tipo de patrón, siendo una de sus principales características morfológicas la falta de simetría transversal, ya que la cuenca mediterránea se encuentra al pie del eje de la cordillera.

Se reconocen tres unidades morfotectónicas principales (GOY *et al.*, 1989). Por una parte, las cordilleras Penibética, al S, y Subbética, al N, y por otra, la Depresión Penibética, que con forma alargada e irregular se interpone entre ambas, llegando a estrangularse en algunos puntos. La cordillera Penibética bordea la costa mediterránea y presenta las mayores elevaciones, en tanto que la cordillera Subbética se dispone paralelamente, con altitudes menos prominentes pero notables en diversos puntos.

La Hoja de Calasparra se localiza en el ámbito de la cordillera Subbética, que en detalle no constituye una alineación homogénea, sino que se encuentra integrada por diversas elevaciones de orientación variada separadas entre sí por depresiones cuya gran extensión oculta en esta zona su pertenencia a la cordillera.

### 4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.

La fisiografía de la Hoja está caracterizada por la presencia de dos elementos morfológicos principales, las sierras y las depresiones, dispuestas de tal forma que las primeras aparecen aisladas entre las segundas. La red fluvial no se adapta a la geometría de dichos elementos, sino que surca, con mayor o menor grado de encajamiento, ambos elementos.

La alineación montañosa integrada por las sierras del Molino y de la Palera, orientada según E-O, constituye la "columna vertebral" de la Hoja y alberga su mayor elevación (vértice Molino, 825 m); la sierra de San Miguel puede considerarse su prolongación occidental, al igual que la sierra de la Silla, arqueada hacia el NO. Al S de esta alineación predominan los terrenos alomados y de relieve poco definido, con cotas inferiores a 500 m en su práctica totalidad, donde tan sólo destacan las sierras de la Puerta (685 m) y del Almorchón (772 m). Al N de la sierra del Molino se extiende una nueva depresión, de la que emerge la alineación montañosa integrada por las sierras del Puerto (609 m) y de la Cabeza del Asno (765 m), orientadas hacia el NE; hacia el sector noroccidental la depresión finaliza por la presencia de las sierras del Algaidón y de las Herrerías.

Las sierras muestran una geometría estrecha y alargada que suele culminar en aristas y crestas más o menos agudas, lo que dificulta el reconocimiento y la reconstrucción de superficies.

El modelado de las depresiones está condicionado por la dinámica de la red fluvial. En las zonas donde su encajamiento es poco pronunciado, predominan las formas alomadas, en tanto que en las zonas donde el encajamiento es pronunciado abundan los acaravamientos

y los escarpes. En cualquier caso, estos encajamientos no son comparables con los existentes en las sierras, con profundos desfiladeros y cañones.

El río Segura, de trazado muy sinuoso, es el receptor de todos los cursos fluviales de la zona. Penetra con dirección S en la Hoja, en el ámbito de las depresiones septentrionales, sufriendo una inflexión hacia el E al norte de Calasparra; discurre algunos kilómetros a través de las sierras del Molino y de la Palera, con encajamientos espectaculares de desnivel superior a 200 m, para salir nuevamente a las depresiones en el extremo oriental de la Hoja. El río Mundo es su único tributario destacado por la margen izquierda, en tanto que por su margen derecha recibe la aportación de una gran cantidad de afluentes, destacando entre ellos los ríos Moratalla, Argos y Quípar, a favor de los cuales se han construido los embalses de Moratalla, Argos y Alfonso XIII, respectivamente.

El conjunto de la región pertenece al dominio climático Mediterráneo templado de PAPADAKIS (1966). Con temperaturas medias anuales de 15-17°C, que aumentan de O a E; la precipitación media anual, excepto en el sector nororiental, donde oscila entre 250 y 300 mm, está comprendida entre 330 y 400 mm, con tendencia creciente hacia el O. El clima se caracteriza por su irregularidad, con episodios de lluvias torrenciales intercalados entre prolongados periodos de sequía.

El principal núcleo de población es Calasparra, donde se concentra la práctica totalidad de los habitantes de la Hoja. El resto se reparte entre pequeños núcleos como los de Las Minas, Valentín y Los Milicianos, sin olvidar diversas casas de campo diseminadas por la zona. Esta tendencia a la despoblación explica la precariedad general de las redes de comunicación, que se articulan fundamentalmente en torno a la población principal.

## 4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.

El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista: morfoestructural, en el que se analiza el relieve como una consecuencia del sustrato geológico, tanto en función de su litología como de su estructura; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

### 4.2.1. Estudio morfoestructural.

El relieve de la zona está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la conforman. Por una parte, la densa red de fracturación existente ha favorecido desniveles y distorsiones de bloques, así como una red fluvial con tramos rectilíneos y cambios bruscos de dirección. Por otra, los contrastes litológicos han favorecido los procesos de erosión diferencial, de forma que los materiales carbonatados coinciden con los relieves prominentes y los margo-arcillosos, con las zonas más deprimidas.

Son muy abundantes las formas estructurales ligadas a los materiales más competentes. Por el contrario, son escasas las formas de origen volcánico derivadas del episodio ultrapotásico neógeno.

La red de drenaje no exhibe un patrón geométrico definido, probablemente debido a la complejidad estructural de la zona, pudiendo asimilarse a un tipo contorsionado.

#### 4.2.1.1. *Formas estructurales.*

Poseen gran representación, especialmente los escarpes, las superficies estructurales y las fallas con expresión morfológica, habiéndose diferenciado entre éstas: fallas, fallas supuestas, fallas normales con indicación de hundimiento, fallas en dirección y frentes de cabalgamiento.

Las *fallas* se agrupan en torno a familias de diferentes orientaciones. La falla más destacada es la de Socovos, que con dirección ONO-ESE (N110-120°E) en el sector occidental se arquea hasta adoptar una disposición E-O en el ámbito meridional de la sierra del Molino. En conjunto se trata de un desgarre dextro, pero se ha representado simplemente como falla ya que en paralelo a él se disponen numerosos accidentes de entidad variable, sin que en ocasiones pueda determinarse cuál es el principal. Junto a la familia de fallas paralelas a la falla de Socovos, cabe destacar las de dirección ENE-OSO, típicamente bética, y NNO-SSE. Idénticas orientaciones poseen las *fallas supuestas*, cuyo mayor reflejo tiene lugar en el valle del río Moratalla; además de las fallas ocultas por depósitos cuaternarios, en el presente grupo se han incluido algunas alineaciones morfológicas que parecen responder a fallas.

Entre las *fallas normales con indicación de labio hundido* destaca por su longitud la que constituye el límite meridional de la sierra del Espartal; existen diversos casos de fracturas que limitan bloques aparentemente desnivelados, pero ante la posibilidad de que correspondan a desgarres, se han representado como fallas en sentido amplio. El mismo tipo de razonamiento se ha empleado con un buen número de posibles desgarres o *fallas en dirección*, por lo que tan sólo se ha distinguido un reducido número de ellos, destacando el que limita el extremo nororiental de la sierra de la Puerta.

Por lo que respecta a los *frentes de cabalgamiento*, se han diferenciado aquellos que marcan cambios topográficos importantes, como el de la sierra de San Miguel.

La deformación de los niveles competentes permite reconocer *relieves conformes anticlinales*, como los de los parajes de la Hoya de Cuevas y la cueva del Puerto, así como la determinación del *rumbo y buzamiento* de las capas. También se observan formas invertidas destacables, como el *relieve sinclinal invertido* de la sierra del Algaidón.

Son muy abundantes las formas litoestructurales, condicionadas por la diferente resistencia de los materiales frente a la erosión; en los casos de mayor resistencia se distinguen *resaltes de capas*. En los materiales miocenos continentales, poco o nada deformados, abundan las *superficies estructurales*, en parte *degradadas*, y los *escarpes estructurales en capas horizontales*, habiéndose diferenciado los *escarpes inferiores a 100 m y entre 25-100 m*. En materiales moderadamente deformados, como los del intervalo Aquitaniense-Serravalliense, se conservan un gran número de *líneas de capa* (con frecuente *indicación de buzamiento*), *superficies estructurales*, en muchos casos *degradadas*, y *escarpes estructurales en capas monoclinales inferiores a 25 m*. En las zonas de máxima deformación se reconocen *crestas*, como en la sierra del Puerto, y *resaltes en capas subverticales*, frecuentes en las dolomías triásicas y en los niveles calcáreos eocenos y del Albiense del sector meridional. Los *escarpes estructurales en capas monoclinales superiores a 25 m* destacan en los profundos encajamientos de la red fluvial en el ámbito de las sierras del Molino-de la Palera (*superiores a 100 m*) y en el flanco meridional del sinclinal del Algaidón (*entre 25-100 m*).

Como consecuencia de los procesos de erosión selectivos se han creado numerosos *cerros cónicos*, especialmente a favor de las ofitas y los niveles carbonatados dispuestos entre las arcillas de la Facies Keuper.

#### 4.2.1.2. *Formas volcánicas.*

Pese a su reducido número y su pequeña representación superficial, constituyen uno de los elementos morfológicos más peculiares de la zona. Al tratarse de rocas competentes y de tonalidades oscuras, destacan en el paisaje con respecto a los materiales circundantes, más blandos y con predominio de tonos claros. Entre las formas volcánicas destacan los *centros de emisión* de Calasparra y del cerro de Salmerón, éste con *escarpes* de 25-100 m, más pronunciados que los escarpes de las coladas interestratificadas aflorantes en la confluencia entre los ríos Mundo y Segura, inferiores a 25 m.

#### 4.2.2. Estudio del modelado.

La acción de los agentes externos sobre los materiales carbonatados mesozoicos de las sierras y sobre los margo-arcillosos y detríticos de las depresiones ha tenido como resultado una diferente expresión morfológica. Así, el modelado de las depresiones ha estado condicionado fundamentalmente por procesos fluviales, liderados por los de los ríos Segura, Moratalla, Argos y Quípar, en tanto que la evolución de las sierras ha estado presidida por una mayor variedad de procesos: gravitacionales, fluviales, kársticos y poligénicos.

##### 4.2.2.1. *Formas de laderas.*

Debido a la orografía de la región, son formas muy extendidas, si bien la propia dinámica externa provoca su permanente evolución, dificultando considerablemente su conservación. Su magnitud y desarrollo varían localmente, localizándose los más destacados en las principales sierras, así como en las vertientes del río Segura.

Con frecuencia, el encajamiento de la red fluvial ha modificado el equilibrio de las laderas, provocando la formación de *coluviones*, formas de distribución irregular que tapizan algunas laderas y que por su estrecha relación con el relieve actual han sido asignadas al Holoceno. Los coluviones más destacados se encuentran íntimamente ligados con los depósitos de los niveles de glacia más antiguos (glacia de vertiente), describiéndose en el apartado correspondiente a éstos; adquieren un desarrollo notable en la vertiente meridional de las sierras del Molino, del Puerto y de la Cabeza del Asno. También se reconocen *vertientes con bloques*.

El profundo encajamiento de los ríos Segura, Argos y Quípar a su paso por las sierras del Molino y de la Palera ha originado escarpes verticalizados de varios cientos de metros de desnivel, en los que son frecuentes las *caídas de bloques* y los *desprendimientos*.

Destacar los *cambios bruscos de pendiente* asociados a algunos relieves importantes que delimitan nítidamente el contrastado paisaje de las zonas elevadas y las depresiones, como en el caso del borde meridional de la mesa de Lomas Altas.



#### 4.2.2.2. *Formas fluviales y de escorrentía superficial.*

Son las formas de mayor representación, constituyendo uno de los rasgos distintivos de la zona, especialmente en el valle de los ríos Segura, Moratalla y Argos, en los que se han diferenciado: fondo de valle, llanura de inundación, cauces abandonados, terrazas, conos de deyección, abanicos de baja pendiente y depósitos de tipo aluvial-coluvial; también son muy frecuentes diversas formas erosivas tales como incisión lineal, cárcavas, escarpes, aristas, gargantas, cambios bruscos de pendiente y erosión lateral.

Los depósitos de *fondo de valle* tapizan totalmente el cauce activo de la red de drenaje. También se han reconocido depósitos de *llanura de inundación*, mucho más extensos en el valle del río Segura, donde configuran una de banda de varios centenares de metros de anchura surcada por el cauce, muy sinuoso; en ella son muy frecuentes los *cauces abandonados*, testigos de una reciente dinámica fluvial controlada hoy día por los numerosos embalses de la cuenca del río Segura.

Cuando no ha sido posible separar los depósitos del fondo de valle de los aportes coluvionares laterales, se han representado como depósitos de tipo *aluvial-coluvial*, como en el ámbito de la rambla del Canalón.

Los principales valles poseen escalonamientos correspondientes a *terrazas*, destacando los sistemas correspondientes a los ríos Segura, Moratalla y Argos. Se han diferenciado seis niveles, de los que el superior no ha sido observado en el valle del Argos. Tan sólo es posible establecer su cronología relativa, habiéndose agrupado como: terrazas "altas", de cotas superiores a +60 m; terrazas "medias", con cotas de +15-60 m; y terrazas "bajas", de cotas inferiores a +15 m. En general, se observa poca continuidad lateral en todos los niveles, entre los que además, excepto en el caso del nivel superior, no hay un salto importante. Se observan formas solapadas, más frecuentes entre los niveles inferiores, y colgadas, predominantes entre los superiores. En todos los casos están muy afectadas por la incisión transversal de la red secundaria.

Otras formas de amplia distribución son *los conos de deyección* y, en menor medida, los *abanicos aluviales de baja pendiente*, cuyo depósito se produce en la confluencia entre pequeños arroyos y valles de mayor entidad, en los cuales la carga transportada por aquéllos deja de estar confinada, expandiéndose sobre el cauce, la llanura de inundación o una terraza. Cuando sus ápices se encuentran próximos entre sí, se produce coalescencia entre los conos, de forma que pueden aparecer como una banda que orla la vertiente de los valles. Presentan un desarrollo notable al pie de las sierras de la Silla y de la Puerta. Su disposición, junto al grado de cementación, son los únicos criterios que permiten esbozar su cronología, habiéndose distinguido dos grupos: los más modernos muestran un bajo retoque morfológico, en tanto que los más antiguos se encuentran colgados con respecto a la red fluvial actual.

Entre las formas erosivas, se han diferenciado *escarpes inferiores a 25 m y entre 25-100 m*, así como marcas de *incisión lineal en v* y de *arroyada en regueros*, ampliamente repartidas por la zona. Los efectos erosivos más acusados se producen en las zonas montañosas, donde la erosión ha generado *gargantas* y *cañones fluviales*, que pueden superar 6 km de longitud y 250 m de desnivel, como en el caso del cañón de Almadenes. También poseen una gran representa-

ción las *aristas en interfluvios*, de morfologías más o menos agudas, y los *escarpes* o *bordes de terraza solapados y colgados*.

En los terrenos margo-arcillosos abundan las *cárcavas*, con sus correspondientes *cabeceras*; en ocasiones, su abundancia ha provocado su representación como *áreas acarcavadas*. Aunque con menor representación, también se han reconocido *manantiales*, *erosiones laterales del cauce* en los tramos sinuosos del río Segura, *divisorias de aguas poco definidas* en terrenos de escasos contrastes altimétricos y *collados* y *puertos* como divisorias entre los relieves destacados de las sierras.

#### 4.2.2.3. *Formas de meteorización química.*

Son escasas las formas producidas por meteorización química de dimensiones cartografiables, destacando las generadas por karstificación de rocas carbonatadas y entre ellas, las *cuevas*, siendo la más notable la del Puerto.

#### 4.2.2.4. *Formas poligénicas (o de difícil adscripción).*

Se incluyen bajo esta denominación las formas cuya génesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso geomorfológico. Aunque en principio su acción es mayor sobre las zonas montañosas, sometidas a una evolución más larga y compleja, su principal desarrollo está en relación con los glaciares de cobertera y de vertiente, dispuestos a modo de forma de enlace entre las principales elevaciones y las depresiones, habiéndose reconocido también montes isla lineales, picos principales, cerros cónicos y escarpes.

Los *glaciares de cobertera*, frecuentemente incididos, poseen una amplia representación, variando considerablemente su grado de preservación en función de su edad y localización. Los más antiguos, anteriores al encajamiento de la red fluvial, pueden aparecer a modo de superficies muy extensas, como al O de la sierra del Espartal, o a modo de pequeños retazos o como *glaciares de cobertera degradados* en las áreas donde el modelado fluvial ha sido más efectivo. Por el contrario, los más recientes aparecen poco retocados.

El mayor desarrollo de glaciares corresponde a los *glaciares de vertiente*, sin duda los más antiguos, en los que se encuentran encajados tanto los glaciares de cobertera como la red fluvial. Son depósitos generados en las vertientes de las sierras del Puerto, de la Cabeza del Asno, del Molino y de la Palera. Se trata de superficies suavemente inclinadas hacia los valles, pero que se adaptan a las laderas de la sierra, adquiriendo de forma insensible morfologías de coluviones. Estos piedemontes constituyen los depósitos más antiguos de los atribuidos exclusivamente al Cuaternario.

Entre las formas erosivas cabe destacar la presencia de *glaciares de erosión*, desarrollados al norte de la Hoja sobre las vertientes constituidas por calizas y margas continentales, *picos principales* en las sierras, *cerros cónicos* carentes de componente estructural, *rebordes de depósito* y *escarpes* resultantes de la combinación de procesos fluviales y gravitacionales. Los procesos de erosión selectiva debidos a variaciones litológicas han dado lugar a un espectacular *monte isla lineal*, la sierra del Almorchón, sin duda una de las formas poligénicas más relevantes de la Hoja.

#### 4.2.2.5. *Formas antrópicas.*

Aunque no excesivamente extendida, la actividad antrópica constituye una importante característica en diversas zonas, estando relacionada principalmente con la modificación del paisaje debida a los usos del suelo para actividades agropecuarias, las labores extractivas y la construcción de redes de transporte, embalses y nuevos centros industriales. Localmente, la remoción de materiales y la modificación de la topografía original son intensas, bien allanando o ahuecando el terreno.

No se han representado las formas que aparecen plasmadas en la base topográfica, como núcleos de población, carreteras, embalses, etc. Entre las formas antrópicas susceptibles de ser representadas cartográficamente se encuentran los frentes de las *canteras* diseminados por la zona, de los que sólo se han representado los más importantes, así como las acumulaciones artificiales de depósitos correspondientes a *escombreras* y *vertederos*, destacando las que se localizan en el antiguo asentamiento minero de Las Minas.

### 4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.

Se consideran como tales todas aquellas formas con depósito, consolidado o no, relacionadas con el modelado del relieve actual. Su principal característica es la cartografiabilidad, definiéndose cada una de ellas por una serie de atributos como geometría, textura y potencia.

#### 4.3.1. Descripción de las formaciones.

##### 4.3.1.1. *Grandes bloques y cantos. Vertiente con bloques (a). Holoceno.*

Se trata de un conjunto de bloques y cantos angulosos dispersos, dispuestos caótica e irregularmente sobre las laderas. Su principal afloramiento se localiza en una de las laderas de la margen derecha del río Segura, aguas abajo de su confluencia con el río Mundo, donde la naturaleza de los clastos es conglomerática.

##### 4.3.1.2. *Cantos en matriz areno-arcillosa. Coluvión (b). Holoceno.*

Son depósitos extendidos por toda la zona, si bien sus características internas son variables; su espesor no puede precisarse por ausencia de cortes de detalle, aunque se deducen valores de orden métrico. Básicamente son depósitos de cantos y, en menor medida bloques, heterométricos y subangulosos, englobados en una matriz areno-arcillosa rojiza o pardo-amarillenta. Constituyen un producto del desmantelamiento de las vertientes, por lo que la naturaleza de sus constituyentes refleja la del área madre, predominando los de composición carbonatada.

##### 4.3.1.3. *Gravas poligénicas, a veces cementadas, con intercalaciones de arenas y limos. Terraza (c-g, i). Pleistoceno-Holoceno.*

Las terrazas son una de las formaciones superficiales más características de la Hoja, destacando en los valles de los ríos Segura, Moratalla y Argos, donde se han llegado a diferenciar hasta seis niveles cuya potencia, muy variable, puede sobrepasar 5 m. En ellas predominan las

gravas de cantos de composición carbonatada en matriz arenosa rojiza; el tamaño de los cantos varía ostensiblemente, predominando los diámetros de 5-10 cm, aunque ocasionalmente superan los 30 cm. Son abundantes las estructuras de estratificación cruzada.

4.3.1.4. *Limos, arenas y gravas. Llanura de inundación (j). Meandro y cauce abandonados (l). Holoceno.*

Los principales cursos fluviales poseen una llanura de inundación bien representada, destacando entre todas ellas la del río Segura, que configura una banda de varios centenares de metros de anchura surcada por el canal actual. Poseen un alto contenido limoso, siendo frecuentes las intercalaciones de arenas y gravas con abundantes estratificaciones y laminaciones de origen tractivo. Su espesor varía entre 3 y 5 m.

En la llanura se reconocen los depósitos de antiguos cauces hoy día abandonados por el río Segura; tiene forma longitudinal y carácter meandriforme, presentando una litología similar a la de la llanura de inundación.

4.3.1.5. *Gravas, lutitas y arenas. Cono de deyección. Abanico aluvial de baja pendiente (k). Pleistoceno-Holoceno.*

Sus principales exponentes se encuentran al pie de la sierra de la Silla, donde su coalescencia da lugar a formas de varios kilómetros de anchura. Predominan las gravas, agrupadas en cuerpos canaliformes y tabulares de espesor de orden métrico, entre las que se intercalan niveles lutíticos y arenosos. Su espesor varía en función de la geometría del depósito y de cada aparato en cuestión, sobrepasando en algunos casos los 10 m.

4.3.1.6. *Lutitas, cantos y arenas, con encostramientos carbonatados. Aluvial-coluvial (m). Holoceno.*

Sus escasos afloramientos y sus reducidas dimensiones hacen de ella una de las formaciones de menor interés. Dada su génesis mixta, los depósitos que la conforman poseen características mixtas entre los fluviales y los gravitacionales. En las zonas marginales predominan las lutitas que engloban cantos procedentes de las vertientes, en tanto que en las vaguadas son más frecuentes los cantos y las arenas; suelen presentar un encostramiento carbonatado superficial. Su espesor, muy variable, debe oscilar entre 1 y 5 m.

4.3.1.7. *Lutitas con cantos y arenas. Fondos de valle y de rambla (n). Holoceno.*

Estas formaciones aparecen ampliamente distribuidas, adaptadas a la geometría de la red fluvial. Su composición es función directa de la del territorio por el que discurren los distintos cursos, por lo que en los fondos de la red secundaria, que constituyen la práctica totalidad de las diferencias cartográficas, predominan las litologías lutíticas, aunque se reconocen niveles de cantos y arenas; su espesor, muy variable, suele ser de orden métrico. En el caso del río Segura, la litología de su fondo es muy similar a la de las terrazas, con gravas polimícticas integradas por cantos de 5-10 cm de diámetro, si bien se encuentra cubierto en su mayor parte por la lámina de agua.

#### 4.3.1.8. *Conglomerados, gravas y arcillas con encostramientos carbonatados a techo. Glacis de vertiente (o). Pleistoceno-Holoceno.*

Constituyen una de las formaciones superficiales más características, apareciendo como un extenso manto de conglomerados o gravas de hasta 10 m de espesor, con matriz areno-arcillosa y horizontes lutíticos, a los que debe sus tonos rojizos. Su grado de cementación, de naturaleza carbonatada, es variable. Presenta buenos puntos de observación por todo el cuadrante nororiental de la Hoja, así como al pie de la sierra del Molino. Debido a la naturaleza del área madre, predominan con mucho los cantos redondeados a subredondeados de composición dolomítica y, en menor proporción, calcárea, que pueden sobrepasar los 20 cm de diámetro.

#### 4.3.1.9. *Gravas, lutitas y arenas, ocasionalmente cementadas. Glacis de cobertera (p). Pleistoceno-Holoceno.*

Presentan una calidad de afloramiento muy inferior a la de los glacis del conjunto anterior, así como una mayor heterogeneidad composicional. Así, aunque son frecuentes los niveles de gravas carbonatadas, en algunas zonas predominan las lutitas de tonos rojizos y asalmonados, que pueden incluir cantos y bloques. Su espesor, también muy variable, oscila entre 1 y 5 m.

#### 4.3.1.10. *Bloques, cantos, arenas y limos. Escombrera, vertedero (q). Holoceno.*

Se trata de una serie de acumulaciones antrópicas heterogéneas correspondientes a escombros, siendo la más destacada la localizada en el entorno de Las Minas. También se reconocen acumulaciones al E del embalse de Argos, relacionadas con la construcción del aliviadero Argos-Quípar, que alcanzan varios centenares de metros de longitud y una altura de orden decamétrico; están compuestas por un amontonamiento de bloques de materiales triásicos y arenas y lutitas cuaternarias extraídos durante la construcción.

### 4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA.

La morfología de la zona está directamente relacionada con los procesos acaecidos a lo largo de la compleja historia de la Cordillera Bética. En cualquier caso, si bien los procesos acontecidos a lo largo del Mesozoico y el Paleógeno dieron lugar a zonas de debilidad preferente y a variaciones de espesor de la cobertera, con su consiguiente diferencia de respuesta ante la deformación, puede considerarse que la morfoestructura básica de la región comenzó a gestarse en el Mioceno.

La tectónica alpina de cabalgamientos y desgarres acaecida durante el Mioceno Inf.-Med. tuvo como respuesta la creación de una serie de relieves positivos estrechos y alargados en una dirección que variaría de ENE-OSO a NO-SE. Las áreas deprimidas entre ellos serían objeto de invasiones marinas aún durante el Tortoniense, bajo una configuración de tipo archipiélago, de forma que la sedimentación de las depresiones y la erosión de las elevaciones, suavizarían progresivamente el relieve.

La distensión acontecida a finales del Mioceno dio lugar a la creación de cuencas intramontañosas, como la de Las Minas, que se rellenaron bajo un régimen continental de tipo lacustre. El final del ciclo sedimentario terciario tuvo lugar en un momento impreciso próximo al límite Plioceno-Cua-

ternario, mediante la acción de procesos de erosión-acumulación que configuraron un paisaje de sierras estrechas y alargadas “flotando” entre una planicie de geometría irregular.

Bajo el dispositivo anterior comenzó el modelado cuaternario propiamente dicho, en una primera etapa mediante el desarrollo de glaciares a modo de formas de enlace entre las sierras y la depresión y que constituirían la superficie de “arranque” del encajamiento de la red fluvial en la depresión, iniciado en relación con los ríos principales.

El encajamiento de la red principal determinó la formación de glaciares y terrazas altas. Posiblemente, la configuración inicial de la red habría sufrido modificaciones debidas a capturas cuando algunos cursos consiguieron atravesar las sierras. La evolución a finales del Pleistoceno se caracterizaría por la lenta evacuación de los materiales, el retroceso de las cabeceras de los tributarios y una débil disección fluvial. El progresivo encajamiento de la red dio lugar a la creación de plataformas escalonadas correspondientes a terrazas, al retroceso de las vertientes, modeladas por glaciares, y a la génesis de sistemas de conos de deyección y abanicos aluviales.

Esta tendencia ha proseguido durante el Holoceno mediante procesos de acumulación generalizados en forma de coluviones, glaciares y conos de deyección, configurando en el ámbito de las depresiones un relieve de marcada suavidad, únicamente alterado por la enérgica incisión de la red fluvial. En la llanura aluvial de los ríos más destacados se han desarrollado procesos variados que han contribuido a elaborar los rasgos de detalle del relieve actual.

#### 4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL, SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.

En contra de lo que resulta la evolución normal del relieve, la característica predominante en la zona no es su progresiva uniformización y suavización, sino la acentuación del contraste entre las sierras más prominentes y los valles, como consecuencia de la resistencia de aquéllas a la meteorización y la facilidad de erosión de éstos, sin olvidar la actividad neotectónica existente, difícilmente cuantificable.

Aunque en las sierras los procesos gravitacionales pueden adquirir notable importancia, en el conjunto dominan los de origen fluvial, no sólo por la acción erosiva y sedimentaria producida en el cauce, sino también por los flujos concentrados laterales (barrancos y cárcavas) y por los procesos de lavado de vertientes. Contribuyen además a esta evolución las condiciones climáticas actuales, marcadas por la aridez.

Es preciso destacar también las modificaciones locales de esta tendencia natural, producidas por una presión antrópica en aumento, determinada principalmente por un incremento de la tasa de evacuación de materiales a la red de drenaje, una mayor exposición de material suelto y un incremento en las tareas de remoción del terreno; estos factores están condicionados por la modificación superficial debida a la extracción de recursos minerales, la creación de relieves positivos por acumulaciones en escombreras o vertederos y las nivelaciones debidas a rellenos. Son destacables las alteraciones del desarrollo de suelos por truncación y las modificaciones de los cauces y del régimen hídrico mediante la construcción de embalses, además del desarrollo de redes lineales ligadas al transporte, cuyo reflejo en la geodinámica superficial, a largo plazo, se desconocen.

## 5. HISTORIA GEOLÓGICA.

La Cordillera Bética posee una prolongada y compleja historia geológica dentro de la cual la de las Zonas Externas puede remontarse al Triásico, diferenciándose dentro de ella dos etapas principales: un periodo eminentemente sedimentario, acontecido durante el Mesozoico, y un periodo orogénico, acaecido a lo largo del Terciario.

Los materiales más antiguos aflorantes en la Hoja de Calasparra corresponden al Triásico, durante el cual la sedimentación se desarrolló en ambientes de tipo *sebka*, bajo condiciones climáticas áridas, con intercalación de episodios correspondientes a llanuras de mareas.

A finales del Triásico o principios del Jurásico se produjo un cambio paleogeográfico notable debido a la transgresión generalizada acontecida en todo el ámbito de las Zonas Externas. Con ella se implantó una plataforma carbonatada en la que se individualizarían extensas áreas de llanuras de mareas.

En el Pliensbachiense tuvo lugar una interrupción sedimentaria generalizada, íntimamente ligada a los procesos de fracturación relacionados con la apertura del Atlántico Norte. Este evento creó un conjunto de fallas que separarían dominios con subsidencia diferencial, en general orientados según N70°E. Dichas fracturas adquirieron un doble papel en la historia de la cordillera: por una parte, como condicionantes paleogeográficos, especialmente durante el resto del Jurásico y el Cretácico Inferior; y por otra, como zonas de debilidad ante los esfuerzos desarrollados durante las distintas fases orogénicas alpinas, acaecidas en el Neógeno.

A lo largo del Toarciense-Jurásico Medio, en la Zona Prebética se desarrollaron ambientes de plataforma similares a los precedentes del Jurásico Inferior, en tanto que hacia el dominio subbético se implantaron ambientes de mar abierto y mayor batimetría.

Durante el Jurásico Superior la cuenca sedimentaria sufrió fuertes subsidencias diferenciales, así como importantes variaciones de facies entre los diferentes dominios. En la Zona Prebética, la sedimentación se inició bajo condiciones de mar abierto, evolucionando de forma regresiva, de tal forma que al menos su sector septentrional quedó emergido, en tanto que el meridional registraría condiciones de plataforma abierta. Las Unidades Intermedias constituirían un dominio especialmente subsidente, con episodios de tipo turbidítico, en contraste con las facies eminentemente pelágicas del Subbético Externo.

A lo largo del Cretácico, el ámbito prebético se caracterizaría por ambientes de plataforma somera, con diversos episodios regresivos durante los cuales el sector externo estuvo sometido a ambientes fluviales y fluvio-deltaicos, con motivo de los cuales se produjo la sedimentación de la Facies Weald y la Fm Utrillas, ésta durante el intervalo Albiense-Cenomaniense inferior. A comienzos del Cretácico Superior se instaló un ambiente de plataforma somera que perduró hasta el Senoniense, con diversos procesos de emersión y erosión. Por su parte, el ámbito subbético se caracterizó por sus condiciones pelágicas, si bien el dominio de las Unidades Intermedias recibió importantes aportes turbidíticos durante el Cretácico Inferior; probablemente a finales de éste, el ámbito subbético sufrió cierta inestabilidad, puesta de manifiesto

por procesos halocinéticos, con extrusión y derramamiento de materiales triásicos en el fondo de la cuenca.

En el ámbito subbético el carácter pelágico se prolongó durante el Paleógeno, con episodios turbidíticos en el Eoceno. Mientras tanto, la Zona Prebética permanecería bajo un contexto de plataforma somera, con una etapa regresiva durante el Oligoceno, en la que se produciría sedimentación de tipo aluvial.

A finales del Paleógeno dio comienzo la estructuración definitiva de la cordillera debido al acercamiento de las placas Europea y Africana, que se prolongó a lo largo del Mioceno Inferior. Como consecuencia del emplazamiento de las Zonas Internas en su ubicación actual, la deformación en las Zonas Externas alcanzó su máxima intensidad durante el Burdigaliense; este hecho provocó desplazamientos generalizados hacia el N en las Zonas Externas y, a su vez, un importante acortamiento, tanto por el desarrollo de cabalgamientos como por el de procesos de plegamiento y fracturación.

En el ámbito de la Hoja, el Mioceno Inferior supuso una uniformización sedimentaria, mediante la instalación de una plataforma carbonatada de carácter somero. Como consecuencia de la compresión alpina se produjo el avance y apilamiento hacia el N y NO de diversos mantos; debido a ello tuvo lugar un drástico cambio paleogeográfico, con reducción de la cuenca sedimentaria por creación de una serie de relieves de orientación general N70°E.

Este dispositivo paleogeográfico fue modificado durante el Mioceno Medio como consecuencia de una nueva fase tectónica, caracterizada por la actuación de importantes desgarres, cuyo funcionamiento produjo un importante desplazamiento entre los bloques adyacentes, con notables variaciones en la orientación de las estructuras previas, de forma especial en el caso de la falla de Socovos. La región adquirió una paleogeografía de tipo archipiélago, con sedimentación en condiciones de plataforma poco profunda. El último episodio transgresivo tuvo lugar en el Tortoniense, bajo condiciones similares a las del ciclo anterior.

La retirada del mar en el Tuoliense dio paso a un régimen continental, caracterizado por la creación de cuencas intramontañosas cuyo relleno se efectuó en dos etapas: la más antigua se caracterizó por el predominio de ambientes lacustres, con esporádicos episodios fluviales y a lo largo de ella se produjeron eventuales episodios volcánicos de carácter lamprofítico; la más moderna, con la que culminó la sedimentación terciaria y se inició la cuaternaria, se puso de manifiesto a través de abanicos aluviales cuyos aportes procederían de los bordes de las cuencas.

A partir del Cuaternario adquirieron un papel preponderante las formas de enlace entre las sierras y las depresiones, así como los procesos de encajamiento de la red fluvial, hasta proporcionar a la región la fisonomía observable hoy día.



## 6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.

### 6.1. MINERÍA Y CANTERAS.

En la Hoja de Calasparra se ha inventariado 40 indicios que reflejan la actividad minera en la región, tanto presente como pasada; algunos de ellos fueron objeto de una intensa y prolongada explotación, como se constata en relación con el azufre de Las Minas.

Una gran parte de dichos indicios corresponden a rocas industriales, con predominio de las explotaciones de gravas y arenas, cuyas labores, encaminadas a la obtención de áridos naturales, se distribuyen irregularmente.

Es preciso destacar también las canteras emplazadas en rocas carbonatadas, principalmente calizas, bien sobre afloramientos cretácicos o miocenos. Algunas de ellas están activas y son explotadas como rocas ornamentales, como en los alrededores de Calasparra, donde se obtienen diversas variedades comerciales; ocasionalmente, algunas de ellas son empleadas como áridos de machaqueo.

Las manifestaciones de minerales metálicos y no metálicos se concentran principalmente al N y SE, habiéndose inventariado indicios de azufre, hierro y sales. En cuanto a las sustancias energéticas, sólo cabe señalar la existencia de dos indicios de lignito en el cuadrante suroriental.

#### 6.1.1. Minerales energéticos.

Los indicios de minerales energéticos son muy escasos, habiéndose inventariado únicamente dos indicios, correspondientes a lignito.

##### 6.1.1.1. *Lignito.*

Sus indicios se localizan de forma imprecisa al Este de la sierra del Almorchón. Son poco relevantes ya que carecen de interés por el contexto geológico en el que se encuentran.

#### 6.1.2. Minerales metálicos y no metálicos.

Los indicios inventariados se asocian a los materiales salinos triásicos, lacustres miocenos y, en menor medida, cretácicos. Corresponden a mineralizaciones improductivas de azufre principalmente, hierro y cloruro sódico.

##### 6.1.2.1. *Azufre.*

Existen dos indicios de esta sustancia. El más importante, por haber sido objeto de explotación antaño, se localiza junto a Las Minas, en tanto que el segundo, muy próximo a él, se ubica en las inmediaciones de Salmerón.

Los datos sobre indicios de azufre en la cuenca de Las Minas datan de principios del siglo pasado (MESEGUER PARDO, 1924), si bien las explotaciones perduraron hasta los años 60. Su interés minero llegó a ser tal que se edificó el pueblo de Las Minas, reactivando económicamente la zona. Se construyó una estación ferroviaria junto al río Mundo, a la que llegaba la carga mineral tras ser tratada y fundida en hornos e instalaciones de las que hoy sólo quedan sus ruinas.

#### 6.1.2.2. *Cloruro sódico.*

Únicamente existen dos indicios de cloruro sódico, ambos en el cuadrante suroriental de la Hoja. El más importante se sitúa junto a la carretera del embalse de Alfonso XIII, en las proximidades de éste, y está ligado a los materiales salinos y arcillosos de la Facies Keuper; se trata de unas antiguas salinas, actualmente abandonadas, de las que sólo quedan restos de la infraestructura de las explotaciones.

El segundo indicio, de menor entidad, se localiza al S de la sierra del Almorchón, cerca de la casa del Saler.

#### 6.1.2.3. *Hierro.*

Sus indicios aparecen en la mitad septentrional de la Hoja, asociados al contacto entre los materiales cretácicos de la sierra del Puerto y materiales neógenos.

### 6.1.3. Rocas industriales.

Los indicios de rocas industriales corresponden a canteras de diversa envergadura, de las que sólo una pequeña parte presenta actividad o tiene un carácter intermitente. La actividad se reparte entre el aprovechamiento de materiales granulares (gravas y arenas) para su uso como áridos naturales y la explotación de rocas carbonatadas (calizas y dolomías) encaminadas a la obtención de bloques comerciales de piedra ornamental, fundamentalmente, sin olvidar la explotación de las rocas volcánicas miocenas.

#### 6.1.3.1. *Gravas y arenas.*

Se describen conjuntamente las gravas y arenas debido a su génesis y aprovechamiento comunes; de hecho, frecuentemente las arenas constituyen un subproducto de las explotaciones de gravas, destinándose conjuntamente a la obtención de áridos naturales. Se distribuyen irregularmente por toda la Hoja, aprovechándose los depósitos cuaternarios de terrazas, conos de deyección, glaciares y coluviones.

En general corresponden a explotaciones abandonadas, utilizadas puntualmente para obras de infraestructura, principalmente pistas y carreteras.

El hecho de tratarse de formaciones no consolidadas facilita las labores de extracción, pero el moderado espesor de los depósitos, generalmente inferior a 5 m, limita la altura

del frente, y hace que se trate de canteras de dimensiones pequeñas a medianas. En cualquier caso, ya que la presencia de finos es muy frecuente en los depósitos cuaternarios, es necesario un proceso previo de tamizado.

Las gravas, a veces algo cementadas, están formadas por cantos bien redondeados de caliza y dolomía y, en menor medida, de calcarenita y arenisca, con una proporción variable de matriz arcillo-arenosa; las arenas se encuentran mezcladas con el resto de los depósitos groseros y únicamente en los depósitos más antiguos presentan un carácter predominantemente arcósico.

Además de los materiales detríticos correspondientes a los depósitos cuaternarios, ocasionalmente se han explotado las arenas de la Formación Utrillas.

#### 6.1.3.2. *Calizas.*

Dentro de la Hoja, tanto las calizas del Senoniense como las del Aquitaniense son objeto de aprovechamiento, existiendo tres explotaciones en activo. Dos de las principales canteras se localizan en el ámbito del cerro de Rotas, ubicándose otras en las sierras de las Herrerías y de la Silla, esta última abandonada o en estado intermitente.

Se utilizan como rocas ornamentales. Sus reservas son grandes y la explotación se lleva a cabo cortando grandes bloques paralelepípedicos de los materiales carbonatados, para su posterior traslado y tratamiento.

#### 6.1.3.3. *Rocas volcánicas.*

Al N de la sierra de San Miguel, en las canteras del Cabezo Negro existe una pequeña explotación, en la actualidad inactiva, en la que se han extraído materiales de un pequeño afloramiento de rocas volcánicas. Su fin era la producción de áridos de machaqueo y aunque con frecuencia este tipo de productos se obtiene por tratamiento de bloques más o menos compactos, las discontinuidades creadas por la disyunción columnar de las rocas volcánicas han facilitado el proceso de trituración.

### 6.2. HIDROGEOLOGÍA.

#### 6.2.1. Climatología.

Como ya se ha señalado, la Hoja de Calasparra se localiza en la cuenca del río Segura, que presenta un carácter semiárido, con precipitaciones medias anuales comprendidas entre los 200 mm (Águilas) y 1.000 mm (cabecera del Segura-río Madera), si bien los valores de la Hoja se sitúan entre 300 y 400 mm.

La precipitación media anual de toda la cuenca es de unos 360 mm (la más baja de todas las grandes cuencas peninsulares), aunque en años secos puede descender por debajo de los 100 mm en algunas zonas del SE de la cuenca.

Las temperaturas medias anuales varían entre los 18°C del campo de Cartagena y las Vegas media y baja del Segura y los 10°C de la cabecera del Segura, con un valor cercano a 16°C en el ámbito de la Hoja (MOPU, 1988).

Las peculiares características climáticas de la cuenca, con una muy elevada evapotranspiración, hacen que el porcentaje de lluvia aportada a los ríos sea tan sólo del 16% (el más bajo de la península).

#### 6.2.2. Hidrología superficial.

Los únicos cauces fluviales con flujos continuos de la cuenca del río Segura, además del propio Segura, son sus tributarios Mundo, Taibilla, Benamor, Guadalentín y Argos, siendo el resto de cauces efímeros o intermitentes. De todos ellos, el río Mundo es el único tributario que aparece en la Hoja, confluyendo con el Segura al S de Las Minas.

Las precipitaciones medias anuales sobre la cuenca son del orden de los 7.560 hm<sup>3</sup> y de ellas pueden estimarse unas disponibilidades hídricas renovables de unos 1.200 hm<sup>3</sup>/año; aproximadamente el 50% corresponde a escorrentía superficial y el 50% restante, a subterránea.

#### 6.2.3. Hidrogeología.

Los criterios de delimitación de las Unidades Hidrogeológicas en la Cuenca del Segura obedecen a planteamientos diversos, siendo el más importante su eficacia administrativa. En la mayor parte de los casos, es suficiente el estudio de la litología y la estructura geológica, pero en otros se recurre al estudio del funcionamiento hidráulico, definiendo las unidades hidrogeológicas en función de las subcuencas que recogen el drenaje principal; en muy pocos casos la delimitación se ha basado en la divisoria de las aguas superficiales.

A grandes rasgos se diferencian dos tipos de unidades hidrogeológicas principales. En unas predominan los materiales carbonatados (calizas y dolomías) y en otras los materiales granulares (detríticos en general). Las unidades hidrogeológicas que afectan, aunque de forma parcial, a la Hoja son:

- 07.06 El Molar
- 07.08 Sinclinal de Calasparra
- 07.09 Ascoy-Sopalmo
- 07.37 Anticlinal de Socovos

Destacan por sus posibilidades acuíferas los materiales carbonatados mesozoicos y por su accesibilidad, los depósitos fluviales cuaternarios.

En lo referente al grado de explotación, llama la atención el aprovechamiento de ambos conjuntos en la cuenca de Calasparra, al situarse sobre ellos o en sus proximidades las zonas de mayor desarrollo agrícola.

#### 6.2.3.1. *Características hidrogeológicas de los materiales acuíferos.*

A continuación se describen de forma sintética las características hidrogeológicas de los principales acuíferos de la Hoja.

- Calizas y dolomías del Jurásico.

Es uno de los acuíferos más destacados, que engloba desde las brechas calcáreas del Jurásico Inferior hasta los términos carbonatados del Jurásico Superior, si bien sus tramos de mayor interés corresponden a las calizas y dolomías del Jurásico Inferior-Medio en la Zona Subbética y a las dolomías del Jurásico Medio en la Zona Prebética.

Poseen una permeabilidad elevada por karstificación y fracturación, aflorando de forma discontinua; su espesor está comprendido entre 300 y 600 m. La explotación de estos acuíferos es considerable, obteniéndose caudales comprendidos entre 7 y 17 hm<sup>3</sup>/año.

- Calizas y dolomías del Cretácico Superior.

Engloba todos los tramos carbonatados cretácicos, de entre los que destacan las dolomías del Cenomaniense. Se trata de un conjunto de alta permeabilidad por karstificación y fracturación que aflora fundamentalmente principalmente en las sierras del Puerto-de la Boca del Asno, del Algaidón y del Molino-de la Palera.

Sus potencias son muy variables oscilando entre 200 y 300 m. La explotación en estos niveles es muy importante, con caudales de entre 30 y 37 hm<sup>3</sup>/año.

- Calizas y conglomerados del Eoceno-Oligoceno.

Incluye las calizas del Eoceno Medio y las calizas y conglomerados del Oligoceno, aflorantes fundamentalmente en la mitad occidental de la Hoja. Las calizas ofrecen una alta permeabilidad por karstificación y fracturación, en tanto que la permeabilidad de los conglomerados es media, en este caso por porosidad intergranular.

Sus potencias son del orden de los 200-250 m. Su explotación no es muy importante cuando aparecen como acuíferos aislados, aumentando notablemente su interés cuando están conectados hidráulicamente con los materiales carbonatados del Cretácico Superior.

- Calizas y calcarenitas del Mioceno.

Se encuentra como intercalaciones entre niveles margosos en la práctica totalidad de la serie miocena, en algunas ocasiones conectado con niveles de detríticos. Las calizas pre-

sentan permeabilidad alta por karstificación y fracturación, en tanto que las calcarenitas poseen una permeabilidad media por porosidad intergranular.

Su continuidad lateral y su potencia son muy variables, produciéndose una oscilación en torno a los 30 m. Su explotación es poco importante, ya que las intercalaciones se encuentran aisladas.

- Conglomerados, areniscas y calizas del Mioceno Superior-Plioceno

Poseen cierto interés hidrogeológico en aquellos sectores en los que alcanzan extensiones y potencias considerables. Predominan los conglomerados y las areniscas sobre los materiales más finos, presentando permeabilidad por porosidad intergranular; en cuanto a los niveles calcáreos, poseen permeabilidad por karstificación.

- Gravas y arenas del Cuaternario

Se engloban en este acuífero los depósitos cuaternarios integrados por gravas y arenas principalmente, que presentan una alta permeabilidad por porosidad intergranular. Su principal representación son los depósitos fluviales, tales como fondos de valle, llanuras de inundación y terrazas, destacando los sistemas de los ríos Segura y Mundo.

## 7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO.

El Patrimonio Geológico está constituido por todos aquellos recursos naturales no renovables, ya sean formaciones rocosas, estructuras, acumulaciones sedimentarias, formas, paisajes, yacimientos minerales y paleontológicos, así como colecciones de objetos geológicos de valor científico, cultural, educativo y de interés paisajístico o recreativo.

Su exposición y contenido debe ser además especialmente adecuado para reconocer, estudiar e interpretar, la evolución de la historia geológica que ha modelado la Tierra.

En la Hoja de Calasparra se han inventariado y catalogado 13 Puntos de Interés Geológico (PIG), habiéndose seleccionado y desarrollado todos ellos, sin que se hayan observado lugares que precisen de especial protección con vistas a su conservación como patrimonio natural.

### 7.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS.

La relación de puntos inventariados es la siguiente:

- Vulcanismo de Las Minas (Cerro Monagrillo).
- Vulcanismo de Calasparra.
- Curso medio del río Segura.
- Cañón de Almadenes.
- Sistemas de glaciares de la cuenca de Calasparra.
- Sección del Cretácico de la sierra del Puerto.
- Sección del Jurásico de la rambla del Canalón.
- Sección del Terciario continental del río Mundo.
- Sección de la sierra de la Puerta.
- Sección del Eoceno de Mojón Blanco.
- Cueva del Puerto.
- Falla de Socovos o del Tendido eléctrico.
- Afloramientos triásicos del embalse de Alfonso XIII.

### 7.2. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA.

La testificación de la metodología que se ha empleado permite afirmar que la relación de los puntos seleccionados e inventariados refleja las características geológicas de la Hoja, pues aunque existen aspectos cuyo interés queda restringido a algunas disciplinas (petrológico, estructural...), existen aspectos relevantes de tipo estratigráfico y geomorfológico por toda la zona.

El tipo de interés principal de los PIG inventariados es el siguiente:

INTERÉS PRINCIPAL	PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO
Estratigráfico	Sección del Terciario continental del río Mundo
	Sección del Cretácico de la sierra del Puerto
	Sección del Jurásico de la rambla del Canalón
	Sección de la sierra de la Puerta
Geomorfológico	Sección del Eoceno de Mojón Blanco
	Curso medio del río Segura
	Cañón de Almadenes
	Sistemas de glacis de la cuenca de Calasparra
Estructural	Cueva del Puerto
	Falla de Socovos o del Tendido eléctrico
Petrológico	Afloramientos triásicos del embalse de Alfonso XIII
	Vulcanismo de Las Minas (Cerro Monagrillo)
	Vulcanismo de Calasparra

Todos estos puntos se han clasificado, además de por su contenido e interés principal, de acuerdo con su utilización (turística, didáctica, científica y económica), así como por su repercusión dentro del ámbito local, regional, etc.

### 7.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PUNTOS.

- **Sección del Terciario continental del río Mundo.**

El Neógeno continental está integrado por depósitos lacustres muy potentes y ampliamente desarrollados en la cuenca de Camarillas-Las Minas. En general, los afloramientos son de bastante buena calidad, existiendo muchos cortes representativos de dichos depósitos, habiéndose elegido como PIG la Sección del río Mundo por ser una de las más características, a pesar de tratarse de una serie incompleta. El muro lo constituyen las calizas cretácicas que conforman la cerrada del embalse de Camarillas y la sección se realiza por la margen derecha del río, cerca del límite septentrional de la Hoja, reconociéndose estructuras de tipo *scar*, turbiditas y depósitos evaporíticos y carbonatados típicamente lacustres.

- **Sección del Cretácico de la sierra del Puerto.**

Se inicia inmediatamente al N de la estación de Calasparra. Se trata de una sección bastante representativa de los términos carbonatados del Cretácico del Prebético Externo, en particular los dolomíticos, realizada a través de la pista que partiendo del collado existente, se dirige hacia el N de la sierra del Puerto. A lo largo de ella existen excelentes puntos de observación, especialmente de las unidades del Albiense superior-Cenomaniense y, en particular, del tradicional Vraconiense. El resto de las formaciones dolomíticas puede observarse ascendiendo por la ladera.



- **Sección del Jurásico de la rambla del Canalón.**

Aunque no presenta muy buenas condiciones en cuanto a calidad de afloramiento, su interés reside en que es el único punto donde se puede realizar un corte para caracterizar el Jurásico de la sierra del Puerto. El corte se efectúa en el talud de una pista reciente, comenzando en una falla que pone en contacto los materiales yesíferos de la Facies Keuper y la ritmita calizo-margosa y las dolomías del Kimmeridgiense inferior-medio. El corte puede completarse un poco más al O, junto al cortijo del Canalón, donde afloran las calizas del Portlandiense-Valanginiense.

- **Sección de la sierra de la Puerta.**

La serie de la sierra de la Puerta caracteriza a las denominadas Unidades Intermedias y aunque no presenta buenos afloramientos en la Hoja de Calasparra, un poco más al SO, en la vecina de Cehegín (911), existe una buena representación de los materiales que la conforman. Éstos dibujan una estructura anticlinal volcada y cabalgante hacia el NO sobre los materiales del Mioceno Inferior-Medio. Los niveles más bajos de la serie corresponden a las calizas margosas del Cretácico Inferior, disponiéndose sobre ellas calizas con sílex negro, margas del Santoniense, "capas rojas" del Campaniense-Maastrichtiense y margas con cantos y bloques del Paleoceno. Por encima, la sección continúa a través de una sucesión paleógena que abarca desde el Llerdiense margoso, con intercalaciones rítmicas de areniscas, hasta unas calizas y biocalcarenititas del Eoceno Superior.

- **Sección del Eoceno de Mojón Blanco.**

Se localiza en las proximidades del embalse de Quípar o de Alfonso XIII, a lo largo de una pista situada al N de las lomas de Mojón Blanco. Está constituida por una formación turbidítica de tipo flysch en la que alternan calizas micríticas, margas, areniscas y biocalcarenititas con abundantes restos de *Nummulites*. El interés de este corte es fundamentalmente bioestratigráfico, afectando a materiales del Eoceno Inferior-Medio.

- **Curso medio del río Segura.**

En general, el curso medio del río Segura se caracteriza por presentar una ancha llanura de inundación surcada por el cauce actual, si bien en algunos tramos sufre un fuerte encajamiento. En aquellas zonas donde se desarrolla la llanura de inundación, suele estar flanqueada por distintos niveles de terraza. Los mejores puntos para observar todas las características de los procesos fluviales del Segura y sus tributarios, se localizan en el sector central de la Hoja, a su paso por la cuenca neógena de Calasparra. No obstante, aguas arriba, en el sector septentrional, también se observan terrazas reducidas a pequeños retazos aislados, así como restos de cursos meandriformes y abandonados.

- **Cañón de Almadenes.**

Tal como se ha señalado en el Punto anterior, en distintos lugares de la Hoja existe un marcado encajamiento del río Segura, que contrasta con la extensa llanura de inundación del sector

central. Entre estos encajamientos destaca el conocido cañón de Almadenes, impresionante tajo que ha excavado el río sobre los materiales carbonatados del Cretácico Superior, con varios centenares de metros en la vertical y una longitud de orden kilométrico. Comienza en las proximidades de la confluencia con el río Quípar y finaliza en la central de Almadenes, siendo éste el único punto al que se puede acceder con facilidad.

- **Sistemas de glaciares de la cuenca de Calasparra.**

Se desarrollan ampliamente al pie de la vertiente meridional de las sierras del Puerto y de la Cabeza del Asno. Se trata de un sistema de glaciares-coliación que enraíza con los primeros relieves de la sierra, distinguiéndose dos generaciones, dispuestas a modo de fino tapiz sobre los materiales margosos del tortonense marino. Configuran pendientes suaves, estando formados por depósitos conglomeráticos y areniscosos de poco espesor, cementados por carbonatos. Sus mejores puntos de observación se localizan en la trinchera del ferrocarril, en las proximidades del km 399 de la antigua carretera a Cieza y en los cantiles cercanos a los relieves de la cueva del Puerto.

- **Cueva del Puerto.**

Es un paraje natural kárstico que se localiza en la falda meridional de la sierra del Puerto. Se desarrolla en los materiales carbonatados del Cretácico Superior, a favor del flanco nororiental de un marcado anticlinal de dirección NO-SE. Tanto la entrada como la visita se encuentran protegidas y controladas.

- **Falla de Socovos o del Tendido eléctrico.**

Se trata de una importante falla de desgarre, posiblemente un accidente del zócalo. Su traza discurre por el sector noroccidental, entre las sierras de la Silla y de las Herrerías, a lo largo de la carretera C-3211 (Socovos-Moratalla), junto a la que transcurre la línea de alta tensión que le da su nombre alternativo; presenta una dirección ONO-ESE (N110-120°E) y buenos puntos de observación entre los km 26 y 30 de la carretera citada. Se manifiesta como un sistema de fallas entrecortadas y aunque a nivel individual tienen un desplazamiento aparentemente poco importante, su cartografía en este paraje pone de manifiesto su importancia, al poner en contacto brusco el Prebético Interno y el Externo. Hacia el E, la falla se soterra bajo los sedimentos cuaternarios y plio-cuaternarios de la depresión de Calasparra.

- **Afloramientos triásicos del embalse de Alfonso XIII.**

Al S de la sierra del Molino existe una amplia extensión de afloramientos de materiales triásicos de difícil interpretación estructural, ya que podrían constituir el nivel de despegue del manto subbético o, por el contrario, una extrusión por causas tectónicas o halocinéticas. A lo largo de la carretera que conduce desde Calasparra al embalse y en las proximidades de éste, se pueden observar las características de la Facies Keuper, así como la relación estructural de los materiales triásicos con los materiales margosos del Cretácico Inferior, evidenciándose en algunos puntos la existencia de una falla inversa.

- **Vulcanismo de Las Minas (Cerro Monagrillo).**

Este evento volcánico se manifiesta en la margen derecha del río Segura, frente a Las Minas y junto a la localidad de Salmerón. Se trata de un pitón de rocas volcánicas, en concreto jumlitas, de aspecto brechoide y color oscuro de tonos verdosos a marronáceos. Las dataciones radiométricas llevadas a cabo por el método K-Ar (BELLON *et al.*, 1981) han arrojado una antigüedad para estas rocas de  $5,7 \pm 0,3$  m.a., perteneciente al Turoliense. Son, pues, manifestaciones volcánicas relativamente recientes que destacan en el paisaje por su expresión morfológica y sus tonalidades oscuras frente al relieve alomado y el color blanquecino de la roca encajante.

- **Vulcanismo de Calasparra.**

Este episodio volcánico se manifiesta en el ámbito de las canteras del Cabezo Negro, junto a la carretera de acceso al santuario de Nuestra Señora de la Esperanza, mediante un pequeño pitón de rocas volcánicas, concretamente fortunitas, que configura un pequeño montículo. En el pasado fueron explotadas como áridos y los frentes de la cantera permiten observar su marcada disyunción columnar y su contacto con la roca caja. Tanto este afloramiento como los de Las Minas están formados por rocas de composición básica alcalina, de carácter lamprofítico, tratándose de los productos finales de las manifestaciones tardías del magmatismo calcoalcalino desarrollado en el SE de la Península Ibérica a finales del Terciario.

#### 7.4. ITINERARIOS RECOMENDADOS.

A fin de divulgar los puntos señalados y de proporcionar un cierto conocimiento de los principales rasgos geológicos de la Hoja, se propone la realización de un itinerario, recomendándose la utilización de un vehículo 4x4 o un turismo apropiado para transitar por pistas. Aunque existirían numerosos itinerarios alternativos, el propuesto se caracteriza por permitir la observación de los principales rasgos geomorfológicos, estratigráficos, petrológicos y estructurales, con una accesibilidad razonable.

Se sugiere el comienzo del recorrido en las proximidades de Las Minas, desde la carretera de Hellín. En el límite septentrional de la Hoja existe una excelente panorámica de la cuenca neógena de Las Minas y del vulcanismo mioceno del cerro de Salmerón (Monagrillo), que afecta a los depósitos miocenos lacustres. Accediendo a la estación de ferrocarril de Las Minas, en el río Mundo puede observarse un buen corte de la serie basal del Mioceno de este sector.

Retomando el itinerario inicial y atravesando el río Segura por la carretera, se reconocen sus depósitos de llanura de inundación y el vulcanismo del Cerro de Salmerón, al que se puede acceder desde la localidad de Salmerón. En este punto se proponen dos opciones: continuar por la misma carretera, saliendo temporalmente fuera de la Hoja, o continuar por una pista de estado irregular, que comienza en Salmerón y que transcurre aguas abajo, por la margen derecha del río.

En esta segunda opción, a partir de la confluencia entre los ríos Segura y Mundo, se reconocen a lo largo del valle distintos tipos de depósitos cuaternarios además de los materiales

neógenos continentales y los plio-cuaternarios suprayacentes, así como los depósitos marinos tortonienses (cortijo de la Dehesa). Atravesando de nuevo el río Segura y su llanura de inundación, se toma con dirección S una pista asfaltada que conduce a la estación de Calasparra.

Desde las inmediaciones del cortijo del Puerto se reconocen los depósitos detríticos continentales de la Fm Utrillas, así como un pequeño retazo con influencia marina de probable edad Aptiense superior-Albiense inferior; constituyen la base de la serie cretácica de la sierra del Puerto, que aflora con buenas condiciones de observación a lo largo de una pista que parte del collado y que transcurre por la cara N de la sierra. Desde este paraje, hacia el SE puede observarse la cuenca marina tortoniense de Calasparra, además de los glaciares cuaternarios que contribuyen al modelado de la depresión a modo de formas de enlace con las sierras.

Tomando la pista referida, tras de varios kilómetros se llega a la rambla del Canalón, desde donde se accede a un corte bastante representativo del Jurásico de la región. Retrocediendo por la pista y llegando a Calasparra a través de su cuenca tortoniense, se pueden efectuar diversos itinerarios radiales, para visitar los restantes puntos de interés geológico.

Hacia el E, a lo largo de la carretera C-3314 en dirección a la Venta del Olivo, en la B-19 hacia Cieza, junto a la vía del ferrocarril Albacete-Murcia o por las pistas que se dirigen a la sierra del Puerto, existen cortes parciales de los materiales margosos tortonienses y de los depósitos de glaciares suprayacentes. Desde la primera carretera también se puede acceder a la cueva del Puerto, estando señalizado su acceso; se trata de una morfología kárstica desarrollada en las formaciones carbonatadas del Cretácico Superior; por el contrario, desde dicha carretera hacia el S se puede acceder al sistema de terrazas del curso medio del río Segura y a su impresionante encajamiento en los materiales cretácicos que configura el cañón de Almadenes.

Hacia el O, junto al cruce de la circunvalación de Calasparra con la carretera que va al santuario de Nuestra Señora de la Esperanza, una cantera inactiva permite la observación de un pitón volcánico con típicas estructuras desarrolladas en este tipo de rocas. Continuando en dirección a Socovos, en las proximidades del cruce hacia Moratalla se puede observar la zona de falla de Socovos (o del Tendido eléctrico), importante desgarre que aquí pone en contacto brusco los dominios Prebético Externo e Interno.

Hacia el SE de Calasparra, a lo largo de la carretera del embalse de Alfonso XIII se reconocen los materiales triásicos, así como la naturaleza de su contacto con los materiales cretácicos y su disposición estructural. Finalmente, al S de la cola del citado embalse, a lo largo de una pista del paraje de Mojón Blanco, existe un corte de notable calidad característico de la sucesión del Eoceno (Ypresiense-Luteciense) de afinidad subbética.

## 8. BIBLIOGRAFÍA.

- ÁLVARO, M.; ARGÜESO, J.M. Y ELIZAGA, E. (1975). "La estructura del borde prebético de la Zona de Alcaraz (Provincia de Albacete, España)". *Boletín Geológico y Minero*, 86: 467-477.
- AZÉMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1979). "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Secret. Publicaciones Universidad de Granada*, 83 pp.
- BAENA, J. (1981). *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 869 (Jumilla)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME. Madrid
- BAENA, J. Y JEREZ, L. (1982). "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.str)". *Colección informe*. IGME, 256 pp.
- BELLON, H.; BIZON, G.; CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; GAUDANT, J. Y LÓPEZ-MARTÍNEZ, N. (1981). "Le volcan du Cerro del Monagrillo (Province de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne)". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, París, 292: 1035-1038.
- BLUMENTHAL, M. (1927). "Versus eichner tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central und Südwest Andalusien". *Ecologae geologicae Helvetiae*, 20: 487-592.
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. Y PHILIP, H. (1976). "La evolución tectónica reciente en las Cordilleras Béticas Orientales". En: "Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán", Universidad de Granada, 59-78.
- CALVO, J.P. Y ELIZAGA, E. (1990). "Sedimentación evaporítica en las cuencas de Cenajo y Las Minas-Camarillas". En: "Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y Cadenas Periféricas y de la Zona de Levante. Nuevas aportaciones y Guía de Superficie" (ORTÍ, F. y SALVANY, J.M., Eds.). ENRESA-DGDP, Madrid, 246-250.
- CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; LÓPEZ, N.; ROBLES, F. Y USERA, J. (1978). "El Mioceno superior continental del Prebético Externo. Evolución del estrecho nordbético". *B. Geológico y Minero*, 5: 9-32.
- DE SMET, M.E.M. (1984). "Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Tectonophysics*, 107: 57-79.
- ELIZAGA, E. (1990). "Análisis de las facies y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior. Albacete, España". *Tesis, Universidad Complutense de Madrid*, 216 pp.
- ELIZAGA, E. Y CALVO, J.P. (1988). "Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución". *Boletín Geológico y Minero*, 99: 837-846.

- FALLOT, P. (1948). "Les Cordillères bétiques". *Estudios Geológicos*, 8: 3-72.
- FALLOT, P. y BATALLER, J.R. (1933). "Observations géologiques entre Calasparra y Cieza". *Ass. et Méditer. Occid.*, 4 (Géologie des chaînes bétiques et subbétiques), Barcelona, 1, 9 pp.
- FALLOT, P. y JEREMINE, E. (1929). "Sur la présence d'une variété de jumillite aux environs de Calasparra (Murcia)". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, París, 180: 800.
- FONTBOTÉ, J.M. y VERA, J.A. (1983). "La Cordillera Bética". En: "*Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*", T II, IGME, Madrid, 205-342.
- FOURCADE, E. (1970). "Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de la Espagne)". *Tesis, Faculté Sciences*, París, 427 pp.
- FÚSTER, J.M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J. y FERMOSE, M.L. (1967). "Las rocas lamproíticas del SE de España". *Estudios Geológicos*, 23: 35-69.
- GÁLLEGO, I.C.; GARCÍA DE DOMINGO, A.; JEREZ, L. y LÓPEZ, F. (1984). *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 868 (Iso)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME. Madrid.
- GARCÍA CORTÉS, A.; MANSILLA, H. y QUINTERO, I. (1991). "Puesta de manifiesto de la Unidad Olistotrómica del Mioceno Medio, en el sector oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante)". *Boletín Geológico y Minero*, 102: 524-535.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. (1967). "Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética". *Notas y Comunicaciones IGME*, 101-102: 73-100.
- GARCÍA-DUEÑAS, V.; SANZ DE GALDEANO, C.; DE MIGUEL, F. y VIDAL, F. (1984). "Neotectónica y sismicidad en las Cordilleras Béticas: una revisión de resultados". *Junta de Energía Nuclear (J.E.N.)*, 28, 149-150: 231-248.
- GARRIDO-MEGÍAS, A.; LERET, G.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W. y SOLER, R. (1980). "La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario". *IX Congr. Nac. de Sedimentología*. Salamanca, 110-111.
- GONZALVO, C.; MANCHEÑO, M.A.; MOLINA, E.; RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. y ROMERO, G. (2001). "El límite Ypresiense/Luteciense en la región de Murcia (Cordillera Bética, España)". *Geogaceta*, 29: 65-68.
- GOY, J.L.; ZAZO, C. y RODRÍGUEZ-VIDAL, J. (1994). "Cordilleras Béticas-Islas Baleares". En: "*Geomorfología de España*" (GUTIÉRREZ ELORZA, M., ed.). Rueda, 123-135.
- HERMES, J.J. (1985). "Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional)". *Estudios Geológicos*, 41: 157-176.
- ITGE Y CPTOP (COMUNIDAD AUTÓNOMA DE MURCIA) (1993). "Mapa neotectónico, sismotectónico y de actividad de fallas de la región de Murcia. (Escala 1:100.000 y 1:200.000)". *ITGE*, 100 pp. y 6pp.

- JEREZ, L. (1973): "Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provs. de Albacete y Murcia)". *Tesis, Universidad de Granada*, 750 pp.
- JEREZ, L. (1981). *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 889 (Moratalla)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME. Madrid
- JEREZ, L.; JEREZ, F. Y GARCÍA MONZÓN, G. (1974a). *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 890 (Calsparra)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME. Madrid..
- JEREZ, L.; JEREZ, F. Y GARCÍA MONZÓN, G. (1974b). *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 891 (Cieza)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME. Madrid.
- HOEDEMAKER, P.J. (1973). "Olistostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (prov. of Murcia, Spain)". *Scripta Geologica*, 19: 207 pp.
- LÓPEZ RUIZ, J. Y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1984). "El volcanismo Neógeno-Cuaternario del Borde Mediterráneo español. Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas". *Informe Proyecto CAICYT-CSIC*, 115-122.
- MARTÍN, J.M. (1979). "La dolomitización basal del Lías superior subbético". *Cuadernos de Geología, Universidad de Granada*, 10: 583-589.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987). "Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética". *Tesis. Universidad de Granada*. 1171 pp.
- MARTIN CHIVELET, J. (1993). "Las Plataformas Carbonatadas del Cretácico Superior de la Margen Bética (Altiplano de Jumilla-Yecla, Murcia). *Colección Tesis Doctorales*. 238/93. U.C.M. 899 pp.
- MARTIN CHIVELET, J. (1994). "Litoestratigrafía del Cretácico Superior del Altiplano de Jumilla-Yecla (Zona Prebética). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 117-173.
- MARTIN CHIVELET, J. (1995). "Sequence stratigraphy of mixed carbonate-siliciclastic platforms developed in a tectonically active setting. Upper Cretaceous. Betic Continental Margin (Spain). *Journal of Sedimentary Research (B)*, 65: 235-254.
- MARTIN CHIVELET, J. (1996). "Late Cretaceous subsidence history of the Betic Continental Margin (Jumilla-Yecla region, SE Spain)". *Tectonophysics*, 265: 191-211.
- MARTÍN VELÁZQUEZ, S. (1996). "Análisis dinámico del sistema de desgarres del Prebético de Albacete. *Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid*, 150 pp.
- MARTÍN VELÁZQUEZ, S., DE VICENTE, G., RODRÍGUEZ PASCUA, M.A. Y CALVO, J.P. (1998). "Análisis dinámico del sistema NO-SE de desgarres del Prebético de Albacete". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11 (3-4): 369-382.

- MESEGUER PARDO, J. (1924). "Estudio de los yacimientos de azufre de la provincia de Murcia y Albacete". *Boletín del Instituto Geológico de España*, 45: 133-214.
- MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS Y URBANISMO. DIRECCIÓN GENERAL DE OBRAS HIDRÁULICAS (1988). "Plan Hidrológico de la cuenca del Segura". *Memoria Confederación Hidrográfica del Segura*, 363 pp.
- ORTÍ, F. (1974). "El Keuper del Levante español". *Estudios Geológicos*, 30: 7-46.
- PAPADAKIS, J. (1966). "Climates of the World and their agricultural potentialities". *Universidad de Cornell*, 173 pp.
- PAQUET, J. (1969). "Etude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne)". *Tesis. Universidad de Lille, Mémoires Société Géologique France, Nouvelle Série*, 48: 111, 270 pp.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1979). "Geología e hidrogeología del sector de Alcaraz- Liétor-Yeste (prov. de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética". *Tesis, Universidad de Granada. Colección Memorias, IGME*, 758 pp.
- RODRÍGUEZ PASCUA, M.A. (2001). "Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas del Prebético de Albacete". *Instituto de Estudios Albacetenses, Serie I*, 123, 285.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Estudios Geológicos*, 39: 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990). "Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present". *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- VEGAS, R. Y MUÑOZ, M. (1984). "Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la placa ibérica". *I Congreso Español de Geología*, 3: 105-118.
- VELANDO, F. Y PAQUET, J. (1974). *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 911 (Cehegín)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME. Madrid.
- VERA, J.A. (2000). "El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 345-373.
- VERA, J.A.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, M.; COMAS, M.C.; RUIZ-ORTIZ, P.A. Y MARTÍN-ALGARRA, A. (1982). "El Cretácico de las Cordilleras Béticas". En: "*El Cretácico de España*", U. C.M.; 515-630.
- VILAS, L.; DABRIO, C.J.; PELÁEZ, J.R. Y GARCÍA HERNÁNDEZ, M. (2001). "Dominios sedimentarios generados durante el período extensional Cretácico Inferior entre Cazorla y Hellín (Béticas Externas). Su implicación en la estructura actual". *Revista de la Soc. Geol. de España*, 14: 113-122.
- VILAS, L.; MAS, R.; GARCÍA, A.; ARIAS, C.; ALONSO, A.; MELÉNDEZ, N. Y RINCÓN, R. (1982). Ibérica suroccidental. En: "*El Cretácico de España*", Universidad Complutense de Madrid; 457-508.







MINISTERIO  
DE CIENCIA  
E INNOVACIÓN



Instituto Geológico  
y Minero de España