MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

CIEZA

Esta Hoja Geológica y su Memoria correspondiente (Cieza – 891) se han ejecutado en el marco del Convenio de Colaboración establecido entre el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Consejería de Obras Públicas y Ordenación del Territorio de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (C.A.R.M.) y han sido realizadas por CONSULNIMA Consultoría e Ingeniería Ambiental, bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

Dirección y supervisión:

A. Martín Serrano (IGME)

Autores:

Jefe de Proyecto, Cartografía y Memoria
J.A. Santos García (CONSULNIMA)

Cartografía Geológica y Memoria
L.M. Nieto Albert (U. de Jaén)
P. Cabra Gil (CONSULNIMA)

Cartografía Geomorfológica y Memoria
P. Cabra Gil (CONSULNIMA)

Hidrogeología
R. Aragón Rueda (IGME)
J.E. Hornero Díaz (IGME)
A. Santiago Martín (CONSULNIMA)

Petrología y Geología Económica
L.M. Nieto Albert (U. de Jaén)

Paleontología
G. A. de Gea Guillén (U. de Jaén)

Edición
G. Romero Canencia (IGME)
L. F. Miguel Cabrero (IGME)
A. Muñoz Moreno (IGME)

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN 9
1.1. MARCO GEOGRÁFICO 9
1.2. MARCO GEOLÓGICO 9
1.3. ANTECEDENTES 11
1.3.1. Siglos XVIII, XIX y primera mitad del XX. 11
1.3.2. Los trabajos regionales de los años 1950 y 1960. 12
1.3.3. De los años 1970 a la actualidad. 12

2. ESTRATIGRAFÍA 15
2.1. SUBBÉTICO EXTERNO 15
2.1.1. Areniscas y lutitas (Formación Arroyo Molinos) (1). Triásico medio. Ladiniense. 17
2.1.2. Dolomías y calizas, localmente con yesos (Formación Cehegín) (2). Triásico medio. Ladiniense. 19
2.1.3. Yesos, lutitas y areniscas (3). (Grupo Keuper). Triásico superior. Carniense. 20
2.1.4. Dolomías y calizas (4). (Formación Gavilán). Jurásico inferior. Hettangiense-Domeriense. 21
2.1.5. Calizas con sílex (5). (Formación Veleta). Jurásico medio. Bajociense. . 22
2.1.6. Calizas nodulosas y calizas tableadas grises (6). (Formación Ammonítico Rosso Superior). Jurásico superior. Oxfordiense-Tithónico. 22
2.1.7. Alternancia de calizas margosas y margas (7). (Formación Carretero). Cretácico inferior. Berriasiense-Barremiense. 23
2.1.8. Margas grises con areniscas intercaladas (8). (Formación Represa). Cretácico inferior. Albiense Superior. 25
2.1.9. Calizas margosas y margas rosadas (9). (Formación Capas Rojas). Cretácico superior-Eoceno. Santoniense-Luteciense. 26
2.2. PREBÉTICO INTERNO 27
2.2.1. Unidad Garapacha-Pila (Unidad GP) 27

2.2.1.1. Margas, areniscas y calcarenitas (10). (Formación Sácaras).Cretácico inferior. Albiense superior. 27
2.2.1.2 Calizas margosas y conglomerados intraformacionales (11). (Formación Quípar-Jorquera). Cretácico superior. Cenomaniense-Coniaciense. 29
2.2.1.3. Calizas margosas y margas rosadas (12). (Formación Capas Rojas). Cretácico superior. Santoniense-Maastrichtiense. 30
2.2.1.4. Arenas, lutitas y conglomerados (13). Paleoceno-Eoceno inferior. Daniense-Ypresiense. 31
2.2.1.5. Calizas de nummulites (14). Eoceno medio. Luteciense. 33
2.2.1.6. Arenas y conglomerados rojos (15). Oligoceno superior. Chattiense. 34
2.2.1.7. Calizas y calcarenitas (16). Mioceno inferior. Aquitaniense. .. 36
2.2.1.8. Calcarenitas y margas (17). Mioceno medio. Langhiense. 37
2.2.1.9. Calizas algales (18). Mioceno medio. Serravalliense. 38
2.2.2. Unidad Ascoy-Benís, Solana y Sierra Larga (Unidad ABSL)..... 39
2.2.2.1. Arenas y areniscas (19). (Formación Utrillas). Cretácico inferior. Albiense superior..... 39
2.2.2.2. Calcarenitas y dolomías arenosas (20). (Formación Jumilla). Cretácico inferior. Albiense superior. 39
2.2.2.3. Dolomías y calizas dolomíticas (21). Cretácico superior. Cenomaniense. 39
2.2.2.4. Calizas y calcarenitas localmente arenosas (Formación Alberquilla) (22). Paleoceno. 40
2.2.2.5. Calcarenitas y areniscas (23). Eoceno. 41
2.2.2.6. Arenas y conglomerados rojos (24). Oligoceno superior. Chattiense. 43
2.2.2.7. Calizas algales (25). Mioceno medio. Serravalliense. 44
2.3. BRECHAS POLIGÉNICAS DE MATRIZ ARCILLO-YESÍFERA (UNIDAD COMPLEJO DE YESOS) (26). OFITAS (W). MIOCENO MEDIO. LANGHIENSE. 44
2.4. MATERIALES NEÓGENOS POST-OROGÉNICOS 46
2.4.1. Conglomerados poligénicos y areniscas (27). Mioceno superior. Tortoniense. 46
2.4.2. Calizas algales (28). Mioceno superior. Tortoniense. 47
2.4.3. Margas, conglomerados, areniscas y calizas de corales (29). Mioceno superior. Tortoniense-Messiniense. 48
2.4.4. Margas arenosas (30). Mioceno superior. Tortoniense-Messiniense. ... 48
2.5. CUATERNARIO 49

2.5.1. Bloques, gravas y cantos con matriz arenoso-arcillosa y encostramientos carbonatados (31). Glacis de techo de piedemonte.Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio. 49
2.5.2. Conglomerados con matriz arenoso-arcillosa y costras carbonatadas (32, 34 y 39). Abanicos aluviales. Pleistoceno inferior-Holoceno. 50
2.5.3. Cantos, gravas y bloques con arenas, arcillas y cementaciones carbonatadas (33, 35 y 36). Glacis de cobertera. Pleistoceno medio-Pleistoceno superior. 50
2.5.4. Gravas, cantos, arenas y arcillas con gravas (37). Terrazas y cauces abandonados. Pleistoceno superior. 51
2.5.5. Limos y arcillas con cantos y bloques (38). Coluviones. Pleistoceno superior-Holoceno. 52
2.5.6. Bloques, arcillas y arenas (40). Deslizamientos. Pleistoceno superior-Holoceno. 52
2.5.7. Limos, arcillas y arenas con niveles de cantos y gravas (41). Depósitos de Fondo de valle y rambla, aluvial-coluvial y Llanura de inundación. Holoceno. 53
2.5.8. Limos y arcillas con materia orgánica (42). Fondos endorreicos. Holoceno. 54

3. GEOMORFOLOGÍA 54
3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA 54
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO 58
3.2.1. Estudio morfoestructural 58
3.2.2. Estudio del modelado 60
3.2.2.1. Formas de ladera 61
3.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial 62
3.2.2.3. Formas lacustres y endorreicas 66
3.2.2.4. Formas poligénicas 67
3.2.2.5. Formas antrópicas 68
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES 68
3.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA 73
3.5. PROCESOS ACTIVOS 75
3.5.1. Neotectónica y actividad de fallas 75
3.5.2. Sismicidad 76
3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera 77
3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación 77
3.5.5. Procesos de erosión 78

4. TECTÓNICA 79
4.1. SUBBÉTICO EXTERNO 79
4.2. UNIDAD DE GARAPACHA-PILA 80
4.3. UNIDAD DE ASCOY-BENÍS-SOLANA-SIERRA LARGA (UNIDAD ABSL) 83
4.4. UNIDAD COMPLEJO DE YESOS 83

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA 86

6. HISTORIA GEOLÓGICA 86

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA 91
7.1. RECURSOS MINERALES 91
7.2. HIDROGEOLOGÍA 92
7.2.1. Características climáticas e hidrológicas 92
7.2.2. Características hidrogeológicas 94

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO 106

9. BIBLIOGRAFÍA 109

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO

La Hoja número 891 (Cieza) se sitúa en la zona del Noroeste de la región de Murcia, muy próxima al Altiplano de Jumilla-Yecla. Se trata de una zona con fuertes contrastes en el relieve. Merecen destacarse las Sierras de la Pila, con los vértices geodésicos de la Pila, de 1.266 m sobre el nivel del mar (m.s.n.m.) y el Caramucel, con 1.025 m.s.n.m; la Sierra de Ascoy, con cotas máximas de 602 m.s.n.m., y la Sierra del Oro, con una altura máxima de 927 m.s.n.m. Además, al Sur de la localidad de Cieza puede diferenciarse una alineación de cerros testigo, de entre los que destaca el cerro de la Atalaya, con 568 m.s.n.m. Entre los sistemas montañosos anteriores, se disponen anchos valles, de fondo plano, de entre los que destaca el valle del río Segura.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

En esta memoria se va a utilizar la división de las Zonas Externas Béticas (en adelante ZEB) propuesta en VERA *et al.* (2004), que no es sino una actualización de la zonación presentada por GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.* (1980). De acuerdo con esta división, en las Zonas Externas se diferencian dos grandes dominios tectonopaleogeográficos, el Prebético, al Norte, y el Subbético, al Sur. En el primero predominan las facies de plataforma desde el Mesozoico al Paleógeno, con algunos episodios continentales. En el Subbético, para ese mismo período, son dominantes las facies pelágicas, aunque hay intervalos en los que se desarrollaron también facies de plataforma. Además, en las ZEB pueden observarse numerosas cuencas sedimentarias post-orogénicas, rellenas por materiales neógenos marinos y continentales (VERA, 2000).

La Zona Prebética ha sido dividida en Prebético Externo e Interno (VERA, 1983) a tenor de sus características estratigráficas y estructurales. Posteriormente, VILAS *et al.* (2001, 2004), considerando datos de superficie y de subsuelo, diferenciaron en el Prebético de la Región de Murcia un sector septentrional, Dominio Sedimentario de Albacete (en adelante DSA), equivalente al Prebético Externo, y un Dominio Sedimentario Prebético (en adelante DSP), similar al Prebético Interno. El límite septentrional del Prebético en la Región de Murcia se corresponde actualmente con una falla inversa, que separa el DSP del DSA. Dicha falla inversa tiene su origen en una falla lístrica que limitaba dominios con subsidencia diferencial, el DSP más subsidente que el DSA. Por el Sur, el DSP está limitado por el frente de cabalgamiento Subbético y las unidades complejas asociadas a él; así, en la provincia de Jaén, PÉREZ-LÓPEZ y SANZ DE GALDEANO (1994) definieron el Complejo Olistostrómico Subbético y en el área de Cieza, PÉREZ-VALERA (2005) definió la Unidad Complejo de Yesos.

El Subbético ha sido dividido, de Norte a Sur, en Dominio Intermedio, Subbético Externo, Medio e Interno (VERA *et al.*, 2004). El sector oriental del Subbético (provincias de Murcia

y Alicante) se caracteriza por la ausencia de un Dominio Intermedio tal y como fue definido originalmente por RUIZ-ORTIZ (1980), poniéndose directamente en contacto el Subbético Externo con el Dominio Sedimentario Prebético (NIETO, 1997; GEA, 2004).

En la Hoja número 891 (Cieza) es posible observar la parte centro meridional del Dominio Sedimentario Prebético o Prebético Interno, representado por sierra Larga, La Solana del Manco, la alineación Sierra de Ascoy-Benís, la Sierra de la Pila y los afloramientos cretácicos de la alineación de la Garapacha-Lomas de Planes. Por otro lado, el Subbético Externo puede observarse en la Sierra del Oro, la Sierra de Lúgar y el macizo de la Pila (vértices topográficos de la Pila y Picos de los Cenajos).

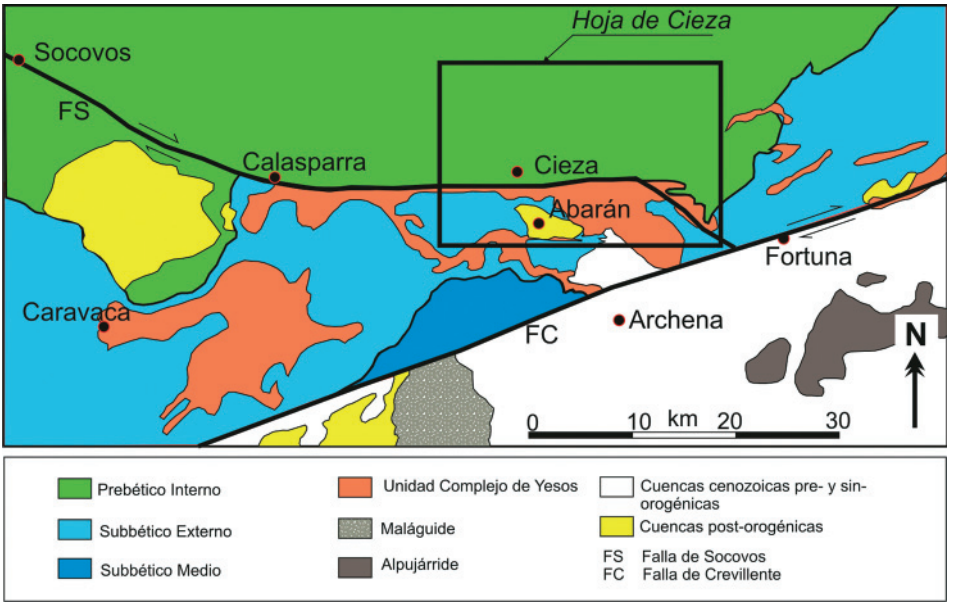

Figura 1. Esquema geológico regional con indicación de la situación de la Hoja de Cieza

Separando el Dominio Sedimentario Prebético del Subbético Externo se encuentra la Falla de Socovos (Figura 1), en relación con la que se dispone una unidad estructural y estratigráficamente muy compleja. De acuerdo con SANZ DE GALDEANO (1983), la Falla de Socovos es un accidente tectónico dextro, perteneciente al sistema de fracturas N30-60W, que debieron de generarse durante el Mioceno medio Superior. ALLERTON *et al.* (1993) precisaron que la edad de esta falla es Langhiense Serravalliense. El desplazamiento total asociado a esta estructura ha sido estimado por estos autores en varias decenas de kilómetros.

1.3. ANTECEDENTES

1.3.1. Siglos XVIII, XIX y primera mitad del XX

Los primeros trabajos sobre la geología de la Región de Murcia de los que tenemos constancia son el de BOWLES (1775), de carácter regional y el de VERNEUIL (1856) en el que se estudian materiales atribuidos al Trías. Al principio del siglo XX, destacan los trabajos de NICKLÉS de 1902 y 1904. En ellos estableció que las directrices de plegamiento observadas por BERTRAND y KILLIAN (1889) en Andalucía, se prolongaban por Murcia y Alicante. Señala este autor que los cabalgamientos observados en el sector central de la cordillera (provincias de Granada y Jaén) se pueden reconocer en la parte oriental de ella.

De forma casi simultánea, comienza la vasta labor de JIMÉNEZ DE CISNEROS. Este autor, entre 1904 y 1935 realizó abundantes reseñas estratigráficas y paleontológicas sobre el Mesozoico de las provincias de Alicante y Murcia (las citas de los trabajos más interesantes pueden verse en el apartado de bibliografía). Este autor descubrió gran parte de los yacimientos fosilíferos del Lías de esta región.

Aunque se han citado numerosos trabajos, unos de carácter local y otros regionales, ninguno de ellos proporciona un modelo paleogeográfico y tectónico para el sector oriental de la Cordillera, ni, por supuesto, para toda ella. FALLOT fue el primer autor que intentó dar explicaciones tectónicas y paleogeográficas a las observaciones realizadas en este sector de las Zonas Externas. Estos objetivos los cubrió con una serie de trabajos que inició en 1928, en el que analizaba la edad del plegamiento en la parte oriental de la Cordillera (FALLOT, 1928). Posteriormente, estudió el Dogger de la provincia de Murcia (FALLOT, 1930 y 1931a) y el Malm (FALLOT, 1931b). Más tarde, dio a conocer la geología regional de la región de Murcia y la provincia de Alicante (FALLOT, 1932a). En el trabajo que firman FALLOT y BATALLER (1933), analizaban el frente de cabalgamiento del Subbético entre Calasparra y Cieza. En 1943 presentó una síntesis del cretácico de la Cordillera Bética (FALLOT, 1943). En el año siguiente, publicó dos trabajos de índole tectónica: en uno (FALLOT, 1944a) estudió las fases orogénicas en el conjunto de la Cordillera; en el otro (FALLOT, 1944b) analizó la estructura de la Zona Subbética en la Región de Murcia. En 1945, se publicó su primera síntesis sobre el sector oriental de la Zona Subbética, titulada "Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor" (FALLOT, 1945); esta obra es de gran importancia pues supone una primera síntesis regional, sobre la que construir el resto de los estudios regionales de la Zona Subbética, no solo a la escala de la Región de Murcia, sino de toda la Cordillera. Más tarde, en 1948, propuso un modelo sobre la geología del conjunto de las "Cordilleras del Mediodía de España" (FALLOT, 1948), basado fundamentalmente en los datos expuestos en su trabajo de 1945.

En el trabajo de 1948, titulado Les Cordillères Bétiques, FALLOT se limitó a extrapolar a toda la cordillera las conclusiones a las que llegó en la obra de 1945. Este autor estableció que las primeras fases de deformación tuvieron lugar al final del Jurásico; estas etapas y, sobre todo,

las que tuvieron lugar en el Cretácico y Terciario, estaban relacionadas con diapirismo submarino del Trías, que llegaron a deformar los materiales sinsedimentariamente. Al igual que en su trabajo de 1945, señaló que los mantos subbéticos no tienen enraizamiento alguno, desechando así las ideas mantenidas por BLUMENTHAL (1927) y STAUB (1934).

1.3.2. Los trabajos regionales de los años 1950 y 1960

En los años 1950 el trabajo que merece ser destacado es el de MESEGUER-PARDO (1953), quien realizó la cartografía geológica de la Hoja de Cieza a escala 1:50.000. Por el contrario, en la década de los años 60 son abundantes los trabajos de las escuelas francesas y holandesas. De la primera cabe citar los estudios de AZÉMA (1966 y 1966a); en el primero esbozó un modelo geológico regional de las Zonas Externas de las provincias de Murcia y Alicante y en el segundo, estableció la existencia de una "zona intermedia" entre Prebético y Subbético. FERNEX y MAGNE (1969) expusieron de forma resumida la paleogeografía del sector oriental de la Cordillera Bética; según ellos durante el Jurásico tanto las Zonas Externas como las Internas estaban invadidas por el mar; los primeros fenómenos compresivos tuvieron lugar durante el Cretácico. En los trabajos de PAQUET (1963, 1966a, b, c, y 1967) se estudia tanto la parte frontal del Subbético (área de Calasparra y Cieza), como el contacto Zonas Externas-Internas (sierra Espuña). También hubo algunos autores españoles que trabajaron en esta parte de la cordillera; por ejemplo NAVARRO y TRIGUEROS (1963 a y b) hicieron una síntesis sobre la Cordillera y la geología de la provincia de Murcia. Señalaron que durante el Jurásico se formaron las áreas Prebética, Subbética y Bética; la deformación de las dos primeras tuvo lugar en el Eoceno, mientras que en la Zona Bética apenas fue perceptible este proceso.

Merece mención especial la tesis doctoral de PAQUET, publicada en 1969. En ella hizo un análisis de la geología del Oeste de la Región de Murcia. De gran interés en nuestro trabajo es el tratamiento que hace de la Sierra del Oro. Esta sierra y los bloques de menor entidad próximos a ella, tienen series jurásicas y cretácicas similares. Estos afloramientos fueron atribuidos al Subbético Externo y los caracterizó por su posición tectónica, en relación con el frente de cabalgamiento Subbético, definiendo la Unidad Tectónica de los Rameles.

1.3.3. De los años 1970 a la actualidad

En la década de los años 70 destacan los trabajos de AZÉMA *et al.* (1971, 1974, 1975) en los que se generaliza la estratigrafía y paleogeografía del Jurásico y Cretácico del sector oriental del Subbético. En 1977, AZÉMA publicó su tesis doctoral. En ella estudió la geología de las Zonas Externas en las provincias de Murcia y Alicante. Tras hacer un estudio estratigráfico y tectónico, este autor, distinguió la "Plataforma Nord-Citrabética" y el "Surco Citrabético" que se individualizaron a partir del Lías superior. La Plataforma Nord-Citrabética (o Prebético) evolucionó durante todo el Jurásico y el Cretácico como una plataforma carbonatada; por otro lado, en el Surco Citrabético (o Subbético) se depositaron facies pelágicas desde el Lías superior hasta el Maastrichtiense. Este autor no llegó a diferenciar subdominios dentro del Surco Citrabético debido, según él, a la gran homogeneidad de facies que mostraban las

series. Atribuyó este gran dominio al Subbético Externo de PAQUET (1969) e indicó que no se han reconocido afloramientos asignables al Subbético Medio o Interno (*sensu* PAQUET, 1969). La evolución tectónica de la región que estudió, comenzó durante el Kimmeridgiense superior y Tithónico, períodos en los que hubo movimientos localizados, que serían cada vez más frecuentes a partir del Cretácico.

En función de las características estratigráficas y tectónicas, AZÉMA (1977) diferenció varios subdominios dentro de la Plataforma Nord-Citrabética: Prebético Parautóctono, al que asignó los afloramientos de la Garapacha, y Prebético s.l., al Sur del anterior, a este subdominio pertenecerían las Sierras de Corque y Lúgar; dada la posición tectónica de ellas y las características estratigráficas que presentan, este autor considera que se trataría de sierras con series intermedias entre las del Prebético y las del Subbético. Los afloramientos atribuidos al Prebético estarían separados de los del Subbético por un accidente tectónico de salto en dirección dextrógiro, que tuvo como consecuencia la traslación de las unidades subbéticas desde áreas más orientales hasta sus posiciones actuales, mientras que sierras como las de Corque (que aparece en la vecina Hoja de Fortuna) y Lúgar fueron desplazadas hacia el Este. Los materiales de la serie de la Garapacha no sufrieron traslación alguna. Paquet, durante los años 70, trabajó especialmente en problemas relacionados con la tectónica alpina, tanto a nivel local (PAQUET, 1972) como del Mediterráneo occidental (PAQUET, 1974), considerando en este último caso numerosos datos procedentes de las Zonas Externas que estudió en su tesis doctoral.

De la escuela alemana destacan los trabajos de SEYFRIED (1970, 1978 y 1979). El trabajo de 1970 es su tesis de licenciatura, en ella estudió el Jurásico entre Ricote y Abarán, con especial énfasis en el análisis estratigráfico de la Sierra del Oro. El segundo de ellos (SEYFRIED, 1978) es su tesis doctoral, en la que hizo una investigación estratigráfica detallada del Jurásico de la Zona Subbética en las provincias de Murcia y Alicante. Los principales fenómenos tectónicos que controlaron la sedimentación jurásica y que quedaron reflejados en las abundantes diaclasas sinsedimentarias observadas en algunos afloramientos, fueron los levantamientos verticales, que dieron lugar a la formación de taludes; en relación con ellos se redepositaron abundantes materiales. En la estructuración del Subbético de la provincia de Murcia jugó un papel muy importante el diapirismo, por lo que el estilo tectónico de esta región se ajusta al tipo "plegamiento autónomo", de TRUNSHEIM (1976). Por último, este autor considera que el "Subbético Murciano" es autóctono en su totalidad. El trabajo de 1979 es una generalización de los resultados obtenidos en su tesis doctoral. Diferenció veintidós tipos de facies elementales, que representan a cinco contextos paleogeográficos: (a) facies típicas de plataforma carbonatada, (b) facies generadas durante la fase inicial de la ruptura de la plataforma, (c) sedimentos de umbral, (d) facies procedentes del talud y (e) sedimentos típicos de surco. A partir de ahí, la evolución paleogeográfica de la Zona Subbética la esquematizó en cinco episodios: (a) estadio de plataforma carbonatada (Lías inferior), (b) episodio de desintegración inicial (Carixiense-Domeriense inferior), (c) estadio de instalación de una cuenca efímera amplia (Domeriense medio-Toarciense inferior), (d) episodio de desintegración definitiva en

surcos y umbrales (Toarciense superior-Tithónico) y (e) etapa de aplanamiento del fondo marino (Cretácico inferior).

En cuanto a la escuela española, su labor se desarrolló en diferentes líneas de investigación. En 1974, dentro del Plan MAGNA, se publicó la Hoja 891-Cieza (JEREZ-MIR *et al.*, 1974), vigente hasta la actualidad y con una gran precisión cartográfica y geológica. También merecen destacarse por su valor regional los estudios de FRESNEDA *et al.* (1977) y RODRÍGUEZ-ESTRELLA (1977). En este último se establecen dos grupos de fracturas: (a) las fallas "paleogeográficas", de directriz NE-SO, que han condicionado la sedimentación y que son las más antiguas; y (b) las fallas de desgarre de directriz NO-SE, posteriores a las fallas paleogeográficas y que enfrentan unidades con series estratigráficas y estructura netamente diferentes.

SANTISTEBAN (1981), en su tesis doctoral, estudió los materiales de la Cuenca de Fortuna a la luz de la hipótesis de la crisis de salinidad del Messiniense. Una parte de los materiales del Mioceno superior de esta cuenca neógena pueden observarse en el área de El Rellano, donde este autor estudió con detalle los diferentes complejos arrecifales existentes y los medios sedimentarios asociados a ellos.

VAN DER STRAATEN (1990, 1993) estudió la Cuenca Neógena de Abarán. Estableció que se trata de una cuenca de tipo pull-apart relacionada con la actividad de la Falla de Socovos. En ella, durante el Serravalliense-Tortoniense inferior, se desarrollaron deltas de tipo Gilbert.

MARTÍNEZ DEL OLMO (1996) a partir del estudio de los registros de pozos de sondeos y de perfiles sísmicos analizó las secuencias de depósito y la estructuración diapírica del Mesozoico y Neógeno del Prebético y del Golfo de Valencia. Para los objetivos del presente trabajo, es de interés señalar que este autor utilizó datos del sondeo Ascoy-1 (realizado en la Sierra del mismo nombre y de coordenadas UTM X: 645800, Y: 4241000).

NIETO (1997) estudió los materiales del Jurásico y Cretácico de la Zona Subbética desde el meridiano de Lorca hasta el de Alicante. Los materiales de la Sierra del Oro y los bloques adyacentes los incluyó en una unidad tectónica, de carácter olistostrómico, que llamó Unidad de los Rameles-Oro, coincidente en parte con la Unidad de los Rameles definida por PAQUET (1969). Por otro lado, los materiales del Jurásico de la Sierra de la Pila, los incluyó en una unidad tectosedimentaria que denominó Unidad de Quibas-Pila y la Sierra de Lúgar, junto con la de Corque, constituyeron la Unidad de Corque-Lúgar. Ambas unidades tectonoestratigráficas fueron atribuidas al Subbético Externo.

En 1999, VILAS y QUEROL publicaron un trabajo donde analizaban el límite septentrional de la extensión prebética en el sector de Murcia a partir de datos de superficie y de subsuelo. Concretamente, de estos últimos utilizaron el sondeo para petróleo Ascoy-1 (situado en la Sierra del mismo nombre) y diferentes perfiles sísmicos realizados en la Hoja de Cieza. Posteriormente, VILAS *et al.* (2001) ampliaron su estudio sobre el sector oriental de la Zona Prebé-

tica, proponiendo un modelo tectosedimentario y una zonación fundamentada en los rasgos tectónicos y estratigráficos considerando materiales del Cretácico Inferior.

PÉREZ-VALERA y PÉREZ-LÓPEZ (2003), y PÉREZ-VALERA *et al.* (2003) presentaron un estudio sobre los materiales que tradicionalmente se han atribuido al Triásico. Estos autores, aunque se centran en los afloramientos del área de Calasparra, señalan que muchos datos proceden de los materiales de la zona de Cieza, concretamente del paraje conocido como Rambla del Moro. Hacen un estudio estratigráfico y estructural detallado, concluyendo que buena parte de lo que se ha considerado hasta el momento como yesos del Trías Keuper, es realmente una unidad de yesos brechoides, que pueden albergar cantos de diferentes tamaños (llegan a definir una megabrecha) que se generó durante el Langhiense inferior. Los materiales implicados en esta unidad de yesos brechoides son de edades diversas: Triásico, Jurásico, Cretácico y Eoceno. Estos resultados fueron recogidos en la tesis doctoral de PÉREZ-VALERA, defendida en 2005.

Como síntesis de los estudios geológico regionales elaborados en el Prebético de la Región de Murcia, VILAS *et al.* publicaron en 2005 una monografía donde se analiza la estratigrafía, paleogeografía, tectónica, geología histórica, hidrogeología y yacimientos minerales del área de Jumilla-Yecla. Aunque no consideran materiales de la Hoja de Cieza, sus conclusiones son fácilmente extrapolables a esta región, a tenor de la similitud estratigráfica y tectónica entre las diferentes unidades existentes en ella y las de la zona del altiplano murciano.

2. ESTRATIGRAFÍA

El estudio estratigráfico de la Hoja de Cieza se plantea a partir de la consideración de que en ella se han reconocido los siguientes dominios geológicos: Subbético Externo, Prebético Interno o Dominio Sedimentario Prebético, Unidad Complejo de Yesos y Cuencas Neógenas post-orogénicas, según las indicaciones realizadas en el apartado 1.2 de esta memoria. Dentro de cada uno de estos dominios geológicos se consideran diferentes unidades en función de sus rasgos estratigráficos y tectónicos (Figura 2).

2.1. SUBBÉTICO EXTERNO

El Subbético Externo de la Hoja de Cieza está representado por los materiales que afloran al Sur de la Cuenca de Abarán (Sierra del Oro y materiales circundantes), sustrato de la cuenca de Mula-Archena, Macizo de la Pila y Sierra de Lúgar (Figura 2). En ellos se han podido distinguir las siguientes unidades litoestratigráficas y cartográficas:

(1) areniscas y lutitas (Formación Arroyo Molinos de PÉREZ-VALERA, 2005),
(2) dolomías y calizas, localmente con yesos (Formación Cehegín, *sensu* PÉREZ-VALERA, 2005),
(3) yesos, lutitas y areniscas (Grupo Keuper, *op. cit.*),
(4) dolomías y calizas (Formación Gavilán, *sensu* NIETO, 1997),

(5) calizas con sílex (Formación Veleta, *op. cit.*),
(6) calizas nodulosas y calizas tableadas grises (Formación Ammonítico Rosso Superior, *op. cit.*),
(7) alternancia de calizas margosas y margas (Formación Carretero, *op. cit.*),
(8) margas grises con areniscas intercaladas (Formación Represa, NIETO, 1997),
(9) calizas margosas y margas rosadas (Formación Capas Rojas).

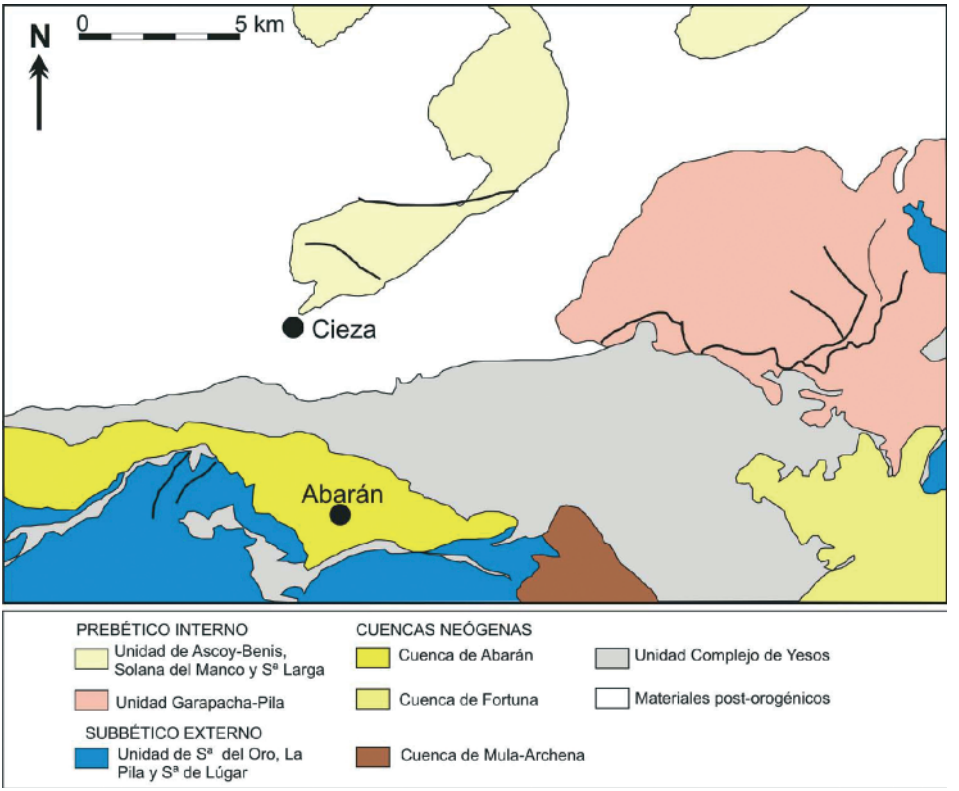

Figura 2. Esquema de unidades tectonoestratigráficas consideradas en la Hoja de Cieza

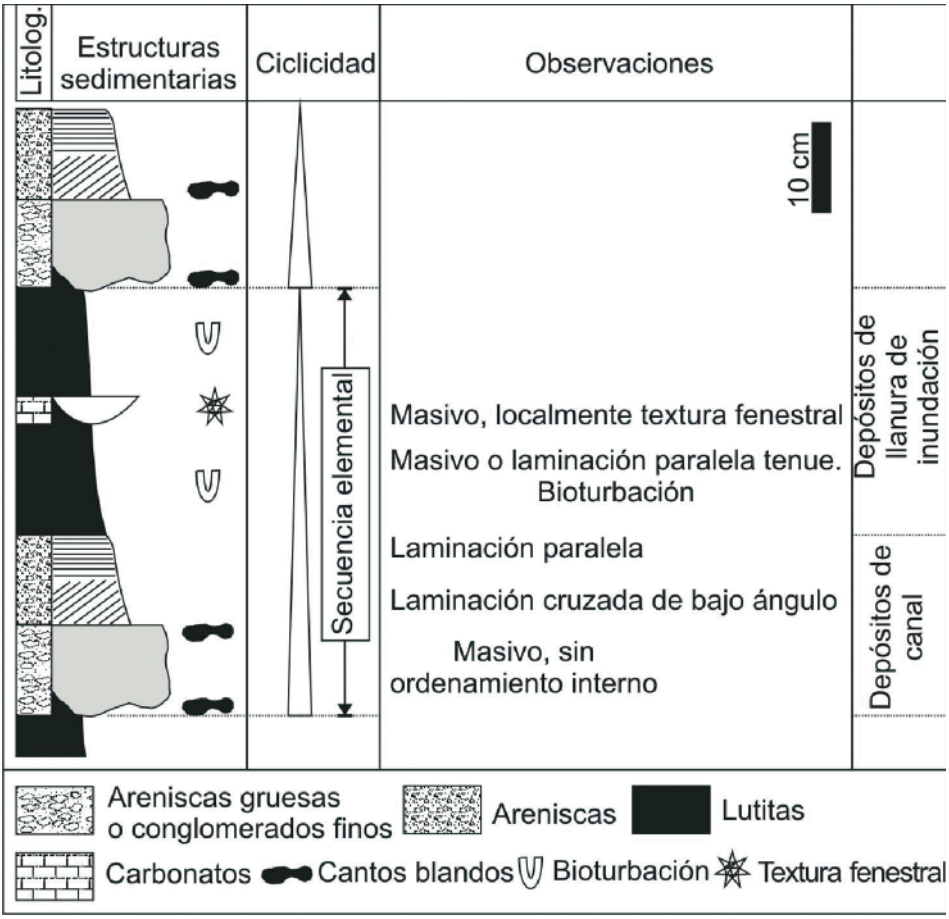

Figura 3. Secuencia elemental de la unidad litoestratigráfica 1

2.1.1. Areniscas y lutitas (Formación Arroyo Molinos) **(1).** Triásico medio. Ladiniense

Esta formación aflora en el paraje de "Los Coloraos", situado al Norte de la pedanía de El Rellano. Se trata de una alternancia de areniscas y lutitas, fundamentalmente rojas, aunque pueden mostrar colores verdes y ocres. La potencia total de la unidad no ha podido ser determinada, pues su muro no aflora, al estar cubierto por materiales más recientes, y hacia la parte alta de la formación se observa un pequeño cabalgamiento que superpone estos materiales a la unidad 26 (Unidad Complejo de Yesos). No obstante, a partir de los materiales que afloran se estima que la potencia total podría ser superior a los 40 m. En el paraje de "Los Coloraos" esta formación se dispone vertical a ligeramente invertida, con buzamiento en este último caso de 80º hacia el Sur.

Los niveles de areniscas tienen potencias que oscilan entre 20 y 50 cm. Se trata de arenas medias a gruesas, localmente muy gruesas, pudiendo ser consideradas en estos últimos casos como conglomerados finos. Normalmente tienen muros y techos planos, aunque algunos lechos de conglomerados presentan muros irregulares con morfologías de canal. En los lechos de areniscas se observa laminación cruzada de bajo ángulo y laminación paralela. En los techos de algunos de estos niveles es frecuente encontrar cantos blandos o sus moldes; estos cantos son de lutitas verdes y pueden tener de 3 a 4 cm de diámetro máximo.

Sobre los lechos de areniscas se disponen las lutitas, en niveles de 30 a 40 cm de potencia; suelen ser masivas, aunque en determinados niveles es posible observar una laminación paralela muy tenue. Intercalados en estos materiales hay niveles de carbonatos de morfología lenticular, de espesor máximo comprendido entre 3-5 cm y anchura de 1 a 2 m. Se trata de "mudstone" masivos, aunque localmente se observa textura fenestral.

Figura 4. Areniscas y lutitas de la Formación Arroyo Molinos **(1)**, ligeramente invertidas, sobre las que se sitúa discordante el Mioceno superior **(27)**

PÉREZ-VALERA (2005) hizo estudios polínicos en materiales similares a los descritos anteriormente en diferentes sectores de las Zonas Externas. Algunas de las secciones consideradas por este autor se encuentran en la Hoja de Calasparra. Así, obtuvo para materiales equivalentes una edad Ladiniense, que se adopta para los materiales tratados en este trabajo. Este autor considera que estos materiales son atribuibles al Buntsandstein de las facies germano-andaluzas de los autores clásicos (véase por ejemplo JEREZ-MIR *et al.*, 1974).

La sucesión de facies descrita con anterioridad se ajusta al modelo de secuencia elemental granodecreciente ("finning upwards sequence") de WALKER (1979, véase referencia en MARZO, 1989). Esta es una secuencia típica de corrientes meandriformes mixtas ("mixed-load meandering rivers") donde es posible diferenciar dos términos en función de la granulometría. El término inferior, constituido por arenas gruesas/conglomerados y areniscas con estructuras

tractivas, es el resultado de depósitos de canal; el término superior, lutitas bioturbadas con algunos niveles lenticulares finos de carbonatos, se depositaron en la llanura de inundación como consecuencia de procesos de desbordamiento del canal y expansión del flujo por la llanura, con la consiguiente pérdida de energía. Posteriormente, se depositaron sedimentos finos que fueron colonizados y bioturbados. Puntualmente, pudieron desarrollarse charcas ("ponds"), donde la evaporación del agua favoreció la precipitación de carbonatos. Dentro de estos carbonatos podrían quedar gotas de agua o de gases atrapadas; durante la diagénesis temprana, se produjo la pérdida de esos fluidos y la inmediata precipitación de calcita en el poro generado, desarrollándose así la textura fenestral.

2.1.2. Dolomías y calizas, localmente con yesos (Formación Cehegín) **(2)**. Triásico medio. Ladiniense

Esta formación aflora como bloques de diferentes tamaños inmersos en la Unidad Complejo de Yesos (26), así como en la parte meridional de la Sierra del Oro, guardando diversas relaciones tectónicas con los materiales del Jurásico y del Cretácico que afloran en esta sierra. Los mejores afloramientos de esta unidad litoestratigráfica se sitúan al Sur de dicho accidente topográfico, y dispuestos tectónicamente sobre materiales del Cretácico Inferior (Unidad 8). PÉREZ-VALERA (2005) hizo un estudio detallado de estos materiales. Este autor considera que la Formación Cehegín corresponde a las facies Muschelkalk del Trías Germano-Andaluz. Sobre esta formación se encuentran los materiales del Grupo Keuper (unidad litoestratigráfica 3). A partir de datos procedentes de ammonoideos, bivalvos, conodontos y foraminíferos, aquel autor le atribuyó una edad Ladiniense.

La potencia total de la Formación Cehegín en la Sierra del Oro es de 175 m. Se han podido distinguir dos miembros, el inferior de 62 m de espesor y el superior de 113 m.

El miembro inferior se caracteriza por la existencia de tres potentes niveles calizo-dolomíticos, masivos, que están separados por sendos lechos calcáreos; puntualmente, en algunos bancos se observan laminaciones cruzadas de gran escala. El primer tramo calcáreo dispuesto sobre el primer banco calizo-dolomítico se caracteriza por la presencia de unas calizas nodulosas con abundantes foraminíferos y ammonites. Hacia la parte alta de este tramo se observan unas calizas con laminaciones algales de tipo planar y en domo. Las calizas anteriores pueden mostrar slumps, que lateralmente transicionan a brechas intraformacionales. Entre los bancos de caliza masiva segundo y tercero afloran unas calizas finamente laminadas, con abundantes estructuras sedimentarias típicas de depósitos tempestíticos (estructuras HCS, pot cast, gutter cast). Por último, sobre el tercer banco de calizas masivas se encuentran unas calizas nodulosas, bioclásticas, con numerosos "hardgrounds" incipientes en los techos de los estratos; además, las bioturbaciones son muy abundantes.

El miembro superior se caracteriza por una sucesión monótona de calizas margosas bioclásticas, con abundantes restos de organismos pelágicos. Además existe un paquete, de unos 8 m de potencia, constituidos por yesos laminados sobre los que se disponen unas calizas masivas

y unas margas blancas con numerosos bivalvos y ammonites; estos últimos materiales también suelen estar intensamente bioturbados, con trazas abundantes de Planolites, perforaciones de tipo Trypanites y Thalassinoides. Intercalados en estos materiales se disponen niveles carniolares así como finos lechos de yeso laminado.

De acuerdo con las interpretaciones de PÉREZ-VALERA (2005), los carbonatos de la Formación Cehegín se depositaron en mares someros epicontinentales. En el miembro inferior, la ausencia generalizada de depósitos de alta energía (excepto en los tramos calizos masivos, atribuibles a barras carbonatadas), junto con el tránsito gradual de calizas laminadas, típicas de llanuras de mareas, a facies marinas de baja energía, permiten interpretar que el depósito de este miembro se efectuó en una rampa carbonatada de tipo homoclinal. La presencia de slumps indica que la pendiente de la rampa fue puntualmente algo mayor, por lo que los sedimentos superaban su límite de estabilidad y se deformaban sinsedimentariamente. En el miembro superior predominan las facies lutíticas con niveles carniolares y yesíferos, sobre todo en los tramos superiores. Además, son abundantes las intercalaciones de niveles bioclásticos bioturbados, que se podrían interpretar como tempestitas. Todos estos rasgos permiten considerar que la rampa carbonatada desarrollada en el miembro inferior evolucionó hacia medios sedimentarios cada vez más someros. La presencia en la parte superior de este miembro de carniolas y yesos, evidencia una tendencia regresiva.

2.1.3. Yesos, lutitas y areniscas **(3)** (Grupo Keuper). Triásico superior. Carniense

El mejor afloramiento de esta unidad cartográfica se encuentra en la zona de la Maraña, aguas abajo de la presa del Moro. Este mismo afloramiento ya fue estudiado por PÉREZ-VALERA (2005). La potencia total del Grupo en esta zona podría superar los 260 m, pues su techo está mecanizado. Este autor, a partir de la correlación litoestratigráfica le asignó una edad Carniense (Triásico Superior).

En los afloramientos considerados ha sido posible reconocer las unidades K1 (formación detrítico-evaporítica), K2 (formación de areniscas) y K3 (formación detrítico-carbonatada). De la unidad K1 es posible observar tanto su muro como su techo, por lo que la potencia medida ha sido de 200 m. Está compuesta por yesos, lutitas, areniscas y niveles delgados de carniolas de colores anaranjados. Sobre esta formación aparecen 10 m de areniscas rojas, dispuestas en secuencias granodecrecientes; en los bancos de areniscas es posible observar laminaciones cruzadas de alto ángulo. Estos rasgos permiten atribuir estas areniscas a la unidad K2. Por último, sobre la anterior, afloran unas arcillas rojas y verdes, que se atribuyen a la unidad K3; en ella se puede distinguir un miembro inferior, de naturaleza lutítico-yesífera, y otro superior, arenoso-carbonatado. La potencia del K3 debió de superar los 50 m, pues su techo se encuentra tectonizado.

PÉREZ-VALERA (2005), de acuerdo con PÉREZ-LÓPEZ, (1996), interpretó este Grupo como el resultado de procesos de sedimentación en contextos fluvio-evaporíticos. Concretamente, los materiales de la unidad K1 podrían ser atribuidos a sistemas fluvio-costeros con desarrollo de

grandes lagoons de salinidad variable e incluso, salmueras. Los materiales que constituyen la unidad K2 representan rellenos de canales con amplias extensiones laterales y pobre desarrollo de fondos erosivos; posiblemente fueran el resultado de cursos de agua poco profundos, en los que se formaban amplias barras de arena. Las facies lutíticas dispuestas entre niveles de areniscas fueron el resultado de etapas cortas de inundación. Por último, los sedimentos que constituyen la unidad K3, son el resultado del depósito en llanuras de fango (mud flats), donde se producía la precipitación por evaporación de los sulfatos; esta llanura, en su etapa final, pudo estar surcada por canales, donde se depositaron arenas, así como se desarrollaron charcas (ponds) en las que precipitaban carbonatos.

2.1.4. Dolomías y calizas **(4)** (Formación Gavilán). Jurásico inferior. Hettangiense-Domeriense

Los mejores afloramientos de esta formación se sitúan en la Sierra del Oro y en Loma Jalmero. La potencia total no se conoce, dado que su muro se encuentra siempre mecanizado; en la Sierra del Oro se ha medido un espesor de 200 m (sección estratigráfica 1). Se han diferenciado dos miembros: el inferior, dolomítico, y el superior de naturaleza calcárea.

El miembro dolomítico presenta en su parte inferior carniolas y brechas dolomíticas, que pasan gradualmente a dolomías masivas, en las que pueden observarse restos de laminaciones algales (algal mats). Sobre éstos hay dolomías estratificadas, en lechos con potencias que varían entre 30 y 50 cm, en los que también se observan laminitas criptalgales. El tránsito entre las dolomías y las calizas del miembro superior es progresivo. Texturalmente, las dolomías son doloesparitas, con cristales xenomorfos, en las que pueden observarse "fantasmas" de la microfacies original, "packstone" de peloides (NIETO, 1997).

El miembro calizo tiene en su parte baja calizas oolíticas (grainstone de ooides), dispuestas en estratos masivos de 40 a 50 cm de espesor cada uno de ellos. Sobre estos materiales se encuentran unas calizas de crinoides, con textura "grainstone", en lechos de 30 a 70 cm de espesor. No se han obtenido datos bioestratigráficos que modifiquen las dataciones del muro y techo de esta formación respecto a las que regionalmente se conocen, Hettangiense y Carixiense inferior, respectivamente (NIETO, 1997).

En conjunto, los materiales que constituyen esta unidad litológica se depositaron en un contexto de plataforma carbonatada somera. La presencia de facies de mallas de algas en el miembro inferior es indicativa de que esos materiales se depositaron en contextos supramareales a intermareales. La dolomitización debió de ser un proceso diagenético temprano (NIETO, 1997), tal vez relacionado con fluidos ascendentes. El cambio de la calcita por la dolomita, mineral con un menor volumen de celdilla unidad que el anterior, favoreció la formación de brechas dolomíticas. La precipitación posterior de calcita en diaclasas dispuestas entre clastos dolomíticos y la erosión posterior de éstos, dio lugar a la formación de las carniolas. El nivel de máximo ascenso de los fluidos dolomitizantes fue irregular. Los materiales del miembro superior se depositaron también en medios de plataforma carbonatada distal, más energética, posiblemente con desarrollo de barras oolíticas, primero, y crinoidíticas después (RUIZ-ORTIZ *et al.*, 2004).

2.1.5. Calizas con sílex **(5)** (Formación Veleta). Jurásico medio. Bajociense

Esta unidad aflora en determinados bloques que aparecen embebidos en la unidad cartográfica 26 (Unidad Complejo de Yesos); en alguno de estos bloques se ha observado que se dispone directamente sobre los materiales de la unidad cartográfica 4. Los materiales que componen la Formación Veleta son unas calizas grises con nódulos de sílex de color gris oscuro o pardo. NIETO (1997) diferencia dos tipos principales de microfacies, "wackestone" y "packstone" de "filamentos" y de peloides. En algún caso se ha observado una laminación paralela muy tenue e incluso laminación ondulada que recuerda a las de tipo HCS ("Hummocky Cross Stratification"), propias de niveles generados por tormentas (tempestitas). Ni en este trabajo ni en NIETO (1997) se encontraron ammonites que permitieran datar con precisión esta unidad. Este autor, por correlación litoestratigráfica le asignó una edad Bajociense.

De acuerdo con este último autor (*op. cit.*) la Formación Veleta se generó en un contexto de rampa carbonatada pelágica o hemipelágica, que estuvo afectada ocasionalmente por olas de tormentas. La aparición del sílex se relaciona con la disolución de la sílice de los caparazones de radiolarios en etapas diagenéticas tempranas, como se deduce del hecho que en algunos lechos la laminación se ajusta a los nódulos de sílex.

2.1.6. Calizas nodulosas y calizas tableadas grises **(6)** (Formación Ammonítico Rosso Superior). Jurásico superior. Oxfordiense-Tithónico

Esta formación puede observarse tanto en la Sierra del Oro como en Loma Jalmero. En el primero de estos afloramientos, se estima que la potencia es, como mínimo, de 160 m (columna 1).

Esta unidad cartográfica está constituida por calizas micríticas grises con alguna intercalación de calizas nodulosas blancas. Materiales similares fueron descritos por REY (1993) como constituyentes del miembro de calizas "Rojo Caravaca" de la Formación Ammonítico Rosso Superior en el afloramiento de Loma Solana, o bien como tercer miembro de esta misma formación en el afloramiento del Burete, ambos en la Hoja 911 (Cehegín).

En la base de la formación hay entre 5 y 7 m de calizas nodulosas margosas blancas y grises, en estratos de 10 a 30 cm de potencia. Sobre ellos encontramos calizas micríticas grises, bien estratificadas, en niveles de 10 a 20 cm de potencia. La bioturbación es muy intensa, por lo que, puntualmente, estos materiales presentan nodulización incipiente en el techo de algunos estratos. Los"burrows" están rellenos por micrita negra o bien por óxidos de Fe. En la parte alta de la formación, algunos niveles muestran nódulos de sílex de color negro o pardo.

De acuerdo con los datos de NIETO (1997), las microfacies son de tres tipos:

(a) "wackestone" de Globuligerina sp.,
(b) "mudstone" de Saccocoma y
(c) "packstone" de Saccocoma.

Otros aloquímicos frecuentes son los peloides, radiolarios, intraclastos micríticos, foraminíferos diversos, espículas de esponjas, belemnites y aptychus.

En las calizas margosas nodulosas blancas de la base, NIETO (1997) describió la presencia de ammonites que permiten reconocer el Oxfordiense superior. SEYFRIED (1978) encontró también ammonites del Oxfordiense medio. Sobre estos materiales, aquellos autores encontraron algunos ammonites, en mal estado de conservación, que fueron clasificados como Physodoceras contemporaneum FAV., propios del Kimmeridgiense, y Lithacoceras sp., que permitieron reconocer el tránsito entre el Kimmeridgiense y el Tithónico. En Loma Jalmero, NIETO (1997) citó la presencia de Calpionella alpina LORENZ en muestras tomadas en la parte alta de la formación, que indica que el techo de ésta debe de tener una edad Tithónico superior-Berriasiense inferior.

A tenor de los datos anteriores, se estima que los materiales de esta unidad cartográfica se depositaron en medios marinos pelágicos, en general poco energéticos, con predominio de la sedimentación por decantación gravitatoria de partículas carbonatadas, aunque puntualmente pudo haber algunas corrientes que removilizaran algo el sedimento del fondo, dando lugar a las microfacies de tipo "packstone". En los primeros momentos, la actividad orgánica debió de ser alta, como lo pone de manifiesto la existencia de facies incipientemente nodulosas en los primeros metros de la formación. Estas condiciones desaparecerían y se implantarían otras, caracterizadas por una baja oxigenación, favoreciéndose el desarrollo de las facies micríticas grises. NIETO (1997) calculó tasas de sedimentación de 7mm/ka para esta formación, resultando anómalamente altas en comparación con otros contextos pelágicos, coetáneos (*op. cit.*). Esto debería ser interpretado como el resultado de la sedimentación en medios muy subsidentes, posiblemente áreas de transición entre umbrales y surcos pelágicos.

2.1.7. Alternancia de calizas margosas y margas **(7)** (Formación Carretero). Cretácico inferior. Berriasiense-Barremiense

Los mejores afloramientos de esta formación se sitúan en el extremo oriental de la Sierra del Oro, en el paraje conocido como Rambla de Benito, situada al Sur de Abarán, donde aflora en ventana tectónica bajo los materiales de la unidad cartográfica 26. La potencia estimada a partir de datos regionales, es de 100 m.

Esta unidad cartográfica, Formación Carretero *sensu* NIETO (1997), está compuesta por margas y margocalizas de colores grises oscuros o negros, con bioturbación abundante; son especialmente llamativos las trazas de Zoophycoos. En la parte alta presenta niveles aislados de areniscas, que tienen entre 8 y 10 cm de espesor, así como nódulos micríticos, masivos, de tamaño decimétrico, con su eje mayor paralelo a la estratificación. Las margocalizas tienen microfacies "mudstone" con radiolarios y bioclastos. En la matriz hay granos de cuarzo, angulosos, que representan entre el 10 y el 20 % de la muestra. Los nódulos micríticos tienen una textura "wackestone" de peloides, algunos ostrácodos y bioclastos, en la matriz también se encuentran granos angulosos de cuarzo, en cantidades inferiores al 10 % (NIETO,

1997). Las areniscas están constituidas por cuarzo (aproximadamente representa el 30 % de la muestra), feldespatos (10 %), micas (5 %) y bioclastos abundantes inmersos, junto con los granos anteriores, en una matriz micrítica. En algunas muestras se pueden observar granos redondeados de glauconita, en cantidades inferiores al 1 % (*op. cit.*). A diferentes alturas estratigráficas de estos materiales en la Rambla de Benito pueden observarse diferentes cicatrices de "slumps", así como brechas intraformacionales relacionadas con deslizamientos sinsedimentarios (Figura 5).

Por correlación, se le asigna a esta unidad una edad Berriasiense-Barremiense. No obstante, NIETO (1997) encontró abundantes ammonites del Valanginiense.

Los materiales que constituyen esta unidad cartográfica se depositaron en una cuenca pelágica, con escasa energía de las corrientes, aunque de manera puntual el fondo de la misma fue inestable, dando lugar a la movilización de los sedimentos parcialmente litificados y, como una fase más avanzada de deformación sinsedimentaria, se generaron las brechas intraformacionales, que denotan una mayor inestabilidad. La paleobatimetría a la que se depositaron estos materiales ha sido estimada entre 300 y 400 m por HOEDEMAEKER y LEEREVELD (1995) a partir del estudio de los Zoophycoos, de algunos foraminíferos bentónicos y ostrácodos. La ritmicidad caliza margosa-marga ha sido explicada por diferentes autores (MOLINA, 1987; REY, 1993; NIETO, 1997; GEA, 2004) como el resultado de cambios rítmicos en las condiciones de sedimentación (ciclos de productividad/dilución), resultado de cambios climáticos inducidos por modificaciones en los parámetros orbitales (ciclos de Milankovitch).

La aparición de algunos niveles de areniscas en la parte alta de la unidad revela una incipiente influencia de sistemas sedimentarios turbidíticos que recogían materiales de procedencia continental, marcando un tránsito gradual, desde el punto de vista litológico, con la unidad suprayacente.

Figura 5. Aspecto de la Formación Carretero **(7)** en la que se observan cicatrices de "slumps" y niveles deformados sinsedimentariamente

2.1.8. Margas grises con areniscas intercaladas **(8)** (Formación Represa). Cretácico inferior. Albiense Superior

Esta formación presenta amplios afloramientos en toda la unidad, pero de poca calidad en general. La potencia total no ha podido medirse, pero se estima que su valor debe ser mayor o igual a 80 m (columna 2).

Está constituida por margas y margocalizas de color negro, muy bioturbadas, que presentan intercalaciones de areniscas. Las margas y margocalizas son "mudstone" con bioclastos muy escasos; la matriz micrítica está impregnada por óxidos de Fe; dispersos en ella hay granos angulosos de cuarzo, en cantidades que varían entre 5 y 10 %. Los niveles de areniscas se pueden presentar aislados o bien agrupados en tramos de 3 m de potencia. En cualquier caso, siempre se trata de niveles masivos, muy meteorizados, con espesores que oscilan entre 10 y 60 cm por estrato. La única estructura sedimentaria observada ha sido la laminación paralela.

Desde un punto de vista petrográfico, las areniscas están compuestas por cuarzo (en cantidades que varían entre el 40 y el 50 %), biotita (≤ 1 %) y feldespatos (ortosa y albita) en cantidades que oscilan entre 1 y 2 % (Nieto, 1997). Los granos de cuarzo y de feldespatos son homométricos, y muy angulosos; los de biotita presentan morfologías laminares. Además, pueden encontrarse granos redondeados de glauconita, en cantidades inferiores al 1 %. La matriz de estas rocas es una micrita en la que hay bioclastos de foraminíferos planctónicos.
La macro- y micro-fauna es escasa. Se han encontrado algunos ammonites como Puzosia sp. y Mortoniceras sp., que datan del Albiense superior (NIETO, 1997).

El depósito de esta unidad se produjo en un ambiente pelágico, poco energético y, posiblemente, con un bajo grado de oxigenación, a tenor del color oscuro que muestran las margas y margocalizas. La acumulación de las partículas carbonatadas tendría lugar por decantación gravitatoria. Esporádicamente, llegarían a esta cuenca pelágica flujos terrígenos turbidíticos, con algunas partículas carbonatadas. Teniendo presente que en estos niveles sólo se ha encontrado laminación paralela, se interpretarían como las facies más distales de sistemas turbidíticos.

En los afloramientos de Formación Represa situados al Sur de Abarán y Blanca debe destacarse la existencia de niveles lenticulares de materiales atribuidos a la unidad cartográfica 26. Se trata de facies de yesos brechoides (véase 2.3.) con una estratificación mal definida. Se interpreta que su situación en el seno de esta formación se debe a procesos halocinéticos acaecidos en el fondo de la cuenca subbética simultáneamente a la sedimentación de las margas oscuras de la Formación Represa (GEA, 2004).

2.1.9. Calizas margosas y margas rosadas **(9)** (Formación Capas Rojas). Cretácico superior-Eoceno. Santoniense-Luteciense

Al igual que en el resto de los materiales cretácicos, las condiciones de afloramiento no permiten levantar columnas estratigráficas de detalle. La potencia que se le asigna a esta formación, teniendo en cuenta datos de carácter regional, debe ser mayor a 60 m.

A partir de nuestras observaciones y de los datos aportados por PAQUET (1969), se distinguen dos miembros. El inferior está compuesto por margas y calizas margosas de colores blancos, localmente con nódulos de sílex de color negro, con intercalaciones de niveles de conglomerados intraformacionales, de 10 a 50 cm de potencia. Sobre este miembro se encuentran unas margas y margocalizas de color rojo o rosado, con niveles de arenisca intercalados, que tienen espesores de 1 o 2 cm; estos lechos se hacen más abundantes en la parte media del miembro.

El muro de la formación se ha observado en un afloramiento situado a 2,5 km al Sur de Abarán (N 38º10’44”, O1º23’15”). A partir de la microfauna de foraminíferos planctónicos encontrada en ese punto, NIETO (1997) le asignó una edad Santoniense inferior (zona de Dicarinella concavata, AGUADO, 1994). El techo del miembro inferior fue datado por este

autor como Maastrichtiense terminal (zona de Abathomphalus mayaorensis). Sobre estos materiales hay varios niveles arenosos con abundantes nódulos de pirita limonitizados, que, de acuerdo con PAQUET (1969) deben tener una edad Daniense. Por tanto, en este afloramiento se registra el límite K/T, marcado por el cambio litológico entre los dos miembros de esta unidad cartográfica. El techo de esta formación no ha llegado a observarse en esta Hoja. De acuerdo con las indicaciones de JEREZ-MIR *et al.* (1974), materiales con facies y microfacies similares a las descritas con anterioridad (margas y calizas margosas rosadas y blancas) han podido ser datados como Eoceno medio (Luteciense).

2.2. PREBÉTICO INTERNO

Como se recoge en la figura 2, dentro del Prebético Interno se diferencian dos unidades tectonoestratigráficas, la Unidad Garapacha-Pila (en adelante Unidad GP) y la Unidad de Ascoy-Benís-Solana del Manco-Sª Larga (en adelante Unidad ABSL). Los criterios considerados para realizar tal diferenciación son la distinta posición geográfica y tectónica con respecto al frente Subbético y, sobre todo, las grandes diferencias litoestratigráficas en cuanto a los materiales datados como Albiense, Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno.

2.2.1. Unidad Garapacha-Pila (Unidad GP)

2.2.1.1. *Margas, areniscas y calcarenitas* **(10)** *(Formación Sácaras). Cretácico inferior. Albiense superior*

La potencia máxima que se ha podido medir en estos materiales es de 170 m (columna 3). Están constituidos por margas y margocalizas con algunos niveles de areniscas intercalados y por abundantes niveles calcareníticos. Se pueden diferenciar las siguientes litologías: margas y margocalizas, areniscas y, sobre todo, calcarenitas, que constituyen un tramo de 40 a 65 m de espesor.

Las margas y margocalizas son de colores amarillos y verdes oscuros, con una bioturbación intensa. Se han encontrado abundantes fragmentos de conchas inclasificables y algún radiolario. Como terrígenos hay micas y granos de cuarzo, en proporciones que varían entre el 15 y 30 %. La textura de estos materiales, de acuerdo con NIETO (1997), es de "mudstone" con algunos miliólidos y "pellets" fecales.

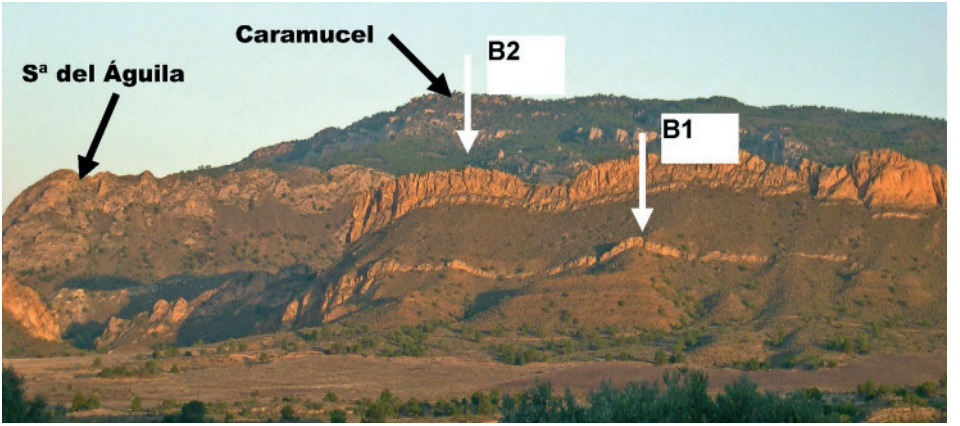

Figura 6. Panorámica de la Formación Sácaras **(10)** en el paraje Lomas de Planes. Destacan las barras calcareníticas verticales (B1 y B2)

Las areniscas aparecen en lechos de 15 a 20 cm de potencia, con laminaciones cruzadas de bajo ángulo, laminaciones onduladas de tipo HCS y laminación de tipo herring-bone, así como laminación paralela. El tamaño de los granos varía entre 0,4 y 0,1 mm, generalmente tienen una esfericidad y un redondeamiento bajo. La mineralogía de estos materiales es: cuarzo (30-50 %), plagioclasas (<1 %), moscovita (3-5 %), minerales opacos (<3 %) y carbonatos (20-40 %). La matriz es arcillosa.

Las calcarenitas son los materiales dominantes. En la base del miembro se encuentran como niveles intercalados entre las margas y margocalizas, con una potencia media de 40 cm. Estas rocas se hacen más abundantes en la parte superior, donde constituyen un tramo con un espesor que varía entre 40 y 65 m, y en el que se distinguen varios cuerpos calcareníticos con potencias que varían entre 5 y 30 m, separados por niveles margosos o margocalizos. Los estratos calcareníticos pueden presentar muros erosivos y acuñamientos laterales. En ellos se observan laminaciones paralelas, cruzadas de bajo ángulo y laminaciones cruzadas de gran escala. NIETO (1997) diferenció tres tipos de microfacies en las calcarenitas:

(a) "Grainstone" de oolitos, peloides (bahamitas y "pellets" fecales), intraclastos micríticos, orbitolinas, miliólidos, algas dasycladáceas, crinoides, y bioclastos.

(b) "Packstone" y "grainstone" de orbitolinas; además se pueden ver foraminíferos planctónicos, miliólidos, ooides normales, bahamitas, placas y radiolas de equinodermos, gasterópodos, intraclastos micríticos y bioclastos inclasificables.

(c) "Grainstone" de bioclastos de foraminíferos (bentónicos y planctónicos), de radiolas de equinodermos, de gasterópodos y de algas dasycladáceas. También se han encontrado oolitos,"pellets" fecales e intraclastos micríticos.

En todas las microfacies, el cemento que traba estos aloquímicos es calcita esparítica xenomorfa. También hay granos angulosos de cuarzo, con un tamaño que varía entre 0,2 y 0,3 mm, en cantidades comprendidas entre 1 y 3 %.

Las margas y margocalizas que separan los cuerpos calcareníticos aparecen en niveles de 1 a 5 m de espesor. La textura es "wackestone" de *Miliolidae*, con "pellets" fecales, oolitos normales, algas dasycladáceas, bioclastos de lamelibranquios e intraclastos micríticos.

En las calcarenitas, NIETO (1997) encontró la siguiente asociación de foraminíferos bentónicos: *Hensonina lenticulares, Cuenolina* gr. *pavonia, Orbitolina* sp.*, Lenticulina* sp *y Gavelinella* sp, que le permitió reconocer el Albiense superior. En las margas y margocalizas este mismo autor describió los siguientes foraminíferos planctónicos: *Hedbergella* sp. cf., *H. planispira Biticinella breggiensis, Favusella washitensis*, que caracterizan el Albiense superior también. Además, encontró algunos ammonites (Mortoniceras sp. y Puzosia sp.) de esta misma edad.

De acuerdo con CASTRO *et al.* (2008), esta formación se depositó en una rampa mixta carbonatado-siliciclástica, con aguas no muy profundas (contextos de rampa media). Las margas y margocalizas con intercalaciones de areniscas y calcarenitas se depositaron en contextos intermareales profundos a submareales someros, que pudieron estar afectados por mareas, dando lugar a las estructuras herring-bone, o bien por olas de tormentas, que favorecerían el desarrollo de laminaciones de tipo HCS. En las proximidades del borde de la plataforma, en condiciones de alta energía, se formaron grandes barras calcareníticas ("sand waves"), que delimitaban zonas más protegidas donde se depositaban materiales margosos y margocalizos.

2.2.1.2. *Calizas margosas y conglomerados intraformacionales* **(11)** *(Formación Quípar-Jorquera). Cretácico superior. Cenomaniense-Coniaciense*

Está compuesta por calizas margosas y margas de color gris y blanco, en lechos de 10 a 20 cm de potencia, con una microfacies "mudstone" y "wackestone" de foraminíferos planctónicos. Sobre estos materiales (columna 3) encontramos unas calizas con sílex y cuerpos de conglomerados con morfología lenticular, inmersos en calizas margosas de color blanco, con textura "wackestone" de foraminíferos planctónicos. El tamaño medio del eje mayor de estos cuerpos es de 2 m y su potencia media de 70 cm. El tamaño de los cantos es muy variable, oscilando desde milimétricos a decimétricos; se ha observado una relación directa entre el tamaño de los lechos conglomeráticos y el de los cantos que los componen: a mayor tamaño de los primeros, mayor diámetro de clastos. En los cantos se observan evidencias de comportamiento plástico; no hay matriz entre ellos, aunque en algunos lechos se ve que los cantos más finos (milimétricos) juegan el papel de ésta. NIETO (1997) diferenció dos tipos de microfacies en los clastos:

(a) "Mudstone" o "wackestone" de foraminíferos planctónicos, calcisferas, "pellets", espículas de esponjas, radiolarios y bioclastos. La matriz de estos materiales es una micrita bioturbada.

(b) "Packstone" o "grainstone" de "pellets", calcisferas, foraminíferos bentónicos y espículas de esponjas. Cementando a los aloquímicos hay calcita esparítica xenormorfa. También se encuentran granos angulosos de cuarzo.

La similitud entre las microfacies de los cantos y las de las calizas margosas infrayacentes hace pensar que los conglomerados se formaron a partir de aquellas, lo que permite definirlos como conglomerados monogénicos.

En las calizas margosas existentes debajo de los conglomerados, NIETO (1997) encontró: *Bonetocardiella conoidea, Stomiosphaera sphaerica, Pithonella ovalis, Rotalipora appenninica, Rotalipora reicheli* y *Rotalipora greenhornensis*. Esta asociación de calcisferas y foraminíferos planctónicos caracteriza el Cenomaniense.

Por último, en las calizas existentes entre los niveles de conglomerados y en la escasa matriz de éstos, NIETO (1997) identificó: *Whiteinella inornata, W. Archaeocretacea, Dicarinella canaliculata, Hedbergella planispira, Helvetoglobotruncana helvética*, que permiten reconocer el Turoniense-Coniaciense. Por tanto, la edad del muro de esta formación debe ser Cenomaniense y la del techo Turoniense-Coniaciense.

2.2.1.3. *Calizas margosas y margas rosadas* **(12)** *(Formación Capas Rojas). Cretácico superior. Santoniense-Maastrichtiense*

La potencia media de esta unidad cartográfica es de 20 m (columna 3). Está constituida por calizas margosas de color blanco y rosado, estratificadas en lechos de 10 a 20 cm de espesor. En la parte alta de la formación aparecen niveles con laminación paralela y nódulos de sílex de color negro. Según NIETO (1997), las microfacies de estos materiales son: "mudstone" y "wackestone" de foraminíferos planctónicos, "packstone" y "grainstone" de bioclastos diversos (fragmentos de foraminíferos planctónicos, crinoides, radiolas de equinodermos) y de peloides. Esta segunda microfacies aparece en los niveles con laminación paralela de la parte alta de la formación.

En los niveles de la base, NIETO (1997) encontró *Dicarinella asimétrica, Marginotruncana marginata* y *Marginotruncana schneegansi* propias del Santoniense.

Sobre estos materiales, se ha encontrado *Globotruncana falsostuarti, Globotruncana linneiana, Globotruncanita elevata, Globotruncanita stuartiformis, Globotruncana cf. Aeguyptiaca, Globotruncanella havanensis, Archaeoglobigerina cretacecea, Globotruncanita stuarti, Pseudoguembelina striata, Globotruncanita subspinosa, Globotruncana arca, Globotruncana ventricosa, Globotruncanita conica, Pseudoguembelina elegans, Globotruncanita calcarata, Archaeoglobigerina blowii, Globotruncana bulloides y Contusotruncana fornicata* que permiten reconocer la biozona de *Globotruncanita calcarata*, (CARON, 1985; AGUADO, 1994) que caracteriza la parte alta del Campaniense superior.

Por último, la muestra Pila-21 (Longitud 657788-Latitud 4235343 UTM) ha proporcionado: *Contusotruncana contusa, Ganserina gansseri, Globotruncanita stuarti, Globotrucana ventricosa, Globotruncana arca, Heteroelix striata, Globotrucana bulloides, Globotruncanita stuartiformis, Globotruncanita falsostuarti, Globotruncanita conica, Pseudotextularia elegaans, Rugoglobigerina rugosa, Hedbergella monmouthensis, Rugoglobigerina hexacamerata, Globotruncana aeguptiaca, Racemiguembelina fructicosa, Abathomphalus mayorensis, Rugoglobigerina reicheli, Globotruncanella havanensis* y *Globotruncana linneiana* que caracterizan la parte baja de la biozona de *Abathomphalus mayaorensis* (CARON, 1985; AGUADO, 1994) típica del Maastrichtiense superior, edad que se asigna al techo de esta formación.

2.2.1.4. *Arenas, lutitas y conglomerados* **(13)**. *Paleoceno-Eoceno inferior. Daniense-Ypresiense*

Los mejores afloramientos de esta formación se sitúan en el área de la Garapacha, donde se ha levantado la sección 4. En ella se han medido 126 m de potencia, aunque hacia el Suroeste parece incrementarse el valor de este parámetro.

Las areniscas se disponen en ciclo estrato- y grano- decrecientes, con potencias de 2 a 26 m/ciclo. Generalmente, los estratos de areniscas son de morfología tabular, con potencias por lecho que oscilan entre 10 y 50 cm. Suelen mostrar laminación paralela, aunque en niveles esporádicos se han observado secuencias elementales de aproximadamente 50 cm de espesor, compuestas por laminación paralela y laminación cruzada de bajo ángulo. Desde un punto de vista petrográfico, las areniscas son de grano fino a medio; están constituidas por un 95 % de cuarzo y en torno al 1 % de micas, fundamentalmente biotita. Los granos de cuarzo suelen ser angulosos. La matriz está compuesta por limo. Cuando se presentan areniscas de grano grueso, la trama está constituida por cuarzo, en cantidades variables entre el 80 y el 90 % y fragmentos de rocas (aproximadamente el 10 %). Estos últimos pueden ser de cuarcita y de calizas bioclásticas, constituidas por Nummulites, Assilinas, Alveolinas, y otros bioclastos, así como fragmentos de rocas calizas con foraminíferos planctónicos.

Los conglomerados se disponen en lechos con potencias que varían entre 50 cm y 1,5 m. Los lechos suelen tener morfología canaliforme, con muros irregulares y techos planos. Los cantos tienen diámetros mayores que oscilan entre 1 y 4 cm. Pueden ser tanto de cuarcita como de caliza; en este segundo caso, se trata de calizas con microfacies de "packstone" de foraminíferos bentónicos. La matriz que soporta los cantos es arenosa, similar a las areniscas descritas con anterioridad. No llega a observarse granoselección. Los conglomerados están inmersos en lechos margosos y/o lutíticos.

En las lutitas aparecen finos niveles de areniscas de menos de 5 cm de espesor, y con características similares a las descritas con anterioridad. Son muy abundantes los granos de cuarzo angulosos a subredondeados, así como los fragmentos de foraminíferos planctónicos.

En los materiales del muro de esta unidad cartográfica se han podido reconocer los siguientes foraminíferos planctónicos: *Parvularugoglobigerina eugubina, Parvularugoglobigerina longiapertura, Globoconusa cf. Fringa, Parvularugoglobigerina sabina, Chiloguembelina morsei, Globoconusa minotula, Parasubbotina aff, Pseudobulloides, Eoglobigerina eobulloides, Zeauvigerina waiparaensis, Praemurica taurina y Globoconusa daubjergensis*. Esta asociación caracteriza la zona de *Parvularugoglobigerina eugubina* (BERGGREN *et al.*, 1995), primera biozona de foraminíferos planctónicos del Daniense.

El techo de la formación se observa con dificultad en la sección de la Garapacha, no obstante, ha podido reconocerse la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos: *Morozovella preangulata, Parasubbotina pseudobulloides, Praemurica unicinata, Globanomalina imitata, Praemurica inconstans, Subbotina triangularis*. Esta asociación caracteriza la biozona de *Praemurica unicinata* y *Morozovella angulata* (BERGGREN *et al.*, 1995), que es la última del Daniense.

En la Rambla de Cerverosa se ha tomado la muestra Pila-2 (UTM, Long.: 0656728 y Lat.: 4234464) justo por debajo de las calizas de la unidad cartográfica 14, que se describirá a continuación; en esta muestra se ha reconocido: *Morozovella aragonensis, Morozovella caucásica, Acarinina primitiva, Acarinina pentacamerata, Acarinina soldadoensis, Subbotina inaequispira, Subbotina linaperta, Acarinina bullbrooki, Globigerina lozanoi, Pseudohastigerina micra, Acarinina pseudotopilensis, Globigerina senni, Pseudohastigerina griffinae, Subbotina frondosa, Truncorotaloides praetopilensis* (¿?) y *Subbotina boweri*. Esta asociación caracteriza la biozona de *Planorotalites palmerae Hatkenina unttalli* (BERGGREN *et al.*, 1995), que es la última zona del Ypresiense. Por tanto, se considera que la edad de esta formación es Daniense Ypresiense.

La génesis de estos materiales se produjo en contextos de plataforma terrígena distal, con influencia hemipelágica. Esta plataforma estaba surcada por canales turbidíticos, posiblemente conectados con corrientes fluviales, capaces de transportar hasta ellos cantos de cuarcita de clara procedencia continental, así como fragmentos de calizas generadas en medios carbonatados más someros, con una alta producción de carbonatos, pero también afectados por la influencia terrígena continental. Estos aportes terrígenos se harían según períodos de energía decreciente, conforme más modernos son los materiales, lo que daría lugar a los ciclos estrato- y grano- decrecientes. Además, estos tipos de ciclos podrían interpretarse como el reflejo de períodos de reducción del espacio de acomodación en la plataforma, posiblemente como consecuencia de una bajada relativa del nivel del mar. Para el Daniense Thanetiense la curva de cambios relativos del nivel del mar (HARDENBOL *et al.*, 1998) muestra importantes oscilaciones de ese nivel. Por otro lado, VERA (2000), en concordancia con otros autores, señala que en las Zonas Externas Béticas, el Paleoceno es una etapa de fracturación, con basculamiento de bloques y, por tanto, cambios bruscos e importantes en el espacio de acomodación.

2.2.1.5. *Calizas de nummulites* **(14)**. *Eoceno medio. Luteciense*

La potencia media de esta unidad es de 52 m, medidos en la sección de la Garapacha (columna 5). Se pueden diferenciar dos tramos, el inferior tiene un espesor de 40 m y el superior de 12 m. El primero de ellos está constituido por unas calizas masivas y/o bien estratificadas, blancas, en lechos de 20 a 30 cm de espesor; los niveles son de morfología tabular. Las microfacies observadas en estos materiales son "grainstone" de foraminíferos bentónicos y "packstone" de bioclastos, aunque la primera de estas microfacies es mucho más abundante que la segunda.

El tramo superior, en la sección de la Garapacha, está constituido por unas calizas brechificadas, en niveles de morfología tabular y con espesores medios por lecho de 20 cm. En este segundo tramo se observan numerosos rellenos de color rojo intenso (grainstone de bioclastos), de geometría irregular y que se disponen desde el techo del tramo hacia el muro. Se han diferenciado tres microfacies en el tramo superior, "packstone" de foraminíferos bentónicos, "packstone" de peloides y "packstone-grainstone" de bioclastos y peloides. La característica común a todas ellas es la presencia de *Microcodium*.

En la sección de Caramucel (columna 6), el tramo superior muestra ciclos elementales de somerización, de 1,5 a 2 m de espesor. Están constituidos por un nivel calizo, donde se pueden observar Nummulites de gran tamaño (centimétricos), sobre el que se desarrolla una calcreta de coloraciones amarillas y espesores que varían entre 30 cm y 1 m. En la superficie de contacto entre el nivel calizo y la calcreta se desarrolla abundante *Microcodium*.

El techo de la formación muestra caracteres muy diferentes del área de la Garapacha-Sierra del Águila a la zona del Caramucel. En la primera se trata de una morfología irregular, con perforaciones sub-perpendiculares a la estratificación. A partir de ella se desarrolla el sistema de cavidades irregulares rellenas por el sedimento de color rojo intenso, que llegan a penetrar hasta 8 m por debajo del techo de la unidad cartográfica. Tanto en el techo de la formación como en estas cavidades hay desarrollo de *Microcodium*, estudiado con detalle por MOLINA y NIETO (2008). En la zona de Caramucel el techo de la unidad es una superficie plana, con desarrollo de un "hardground" incipiente, que presentan pátinas muy finas de óxidos de Fe.

La presencia en diferentes niveles de la formación de fragmentos de foraminíferos planctónicos posiblemente atribuibles a *Globigerapsis kugleri*, hace pensar que la edad de los materiales que constituyen esta unidad cartográfica es Luteciense. Estos datos concuerdan con los expuestos por ORTIZ Y MOLINA (2003), que a partir del estudio de foraminíferos planctónicos en muestras tomadas en secciones próximas situadas en la Hoja de Fortuna (892), estiman que estas calizas representan la zona y subzona de *Globigerapsis kugleri*, que es la última biozona de este piso.

Las calizas que componen esta unidad se depositaron en una plataforma carbonatada con aguas limpias y con una alta productividad de carbonatos. A juzgar por la gran diversidad de

foraminíferos bentónicos y de microfósiles observados en diferentes muestras, la oxigenación de las aguas, la luminosidad, así como la disposición de nutrientes debió de ser elevada. Mientras que estas condiciones son comunes para el tramo inferior, independientemente de la zona considerada, no es así para el tramo superior. En el área de la Garapacha-Sierra del Águila, prácticamente se mantuvieron estas condiciones, aunque las aguas posiblemente estuvieran más agitadas, a tenor de la presencia de microfacies de "packstone"/"grainstone" de bioclastos. Por el contrario, en el área del Caramucel las condiciones, aunque de plataforma carbonatada somera, serían de menor lámina de agua (zona supramareal), quedando temporalmente emergida, desarrollándose las calcretas así como el *Microcodium*. Estos ciclos somerizantes serían el reflejo de oscilaciones relativas del nivel del mar. Para explicar las diferencias en las facies del tramo superior en las dos zonas consideradas, pueden invocarse basculamientos de la plataforma carbonatada, que harían que la zona de la Garapacha Sierra del Águila quedara sometida a más batimetría que la del Caramucel.

Las condiciones anteriores se invertirían al final del Luteciense. Así, en el área de la Garapacha quedaría claramente emergida, y se desarrollaría un paleokarst, que sería colonizado por vegetales que favorecerían el desarrollo de *Microcodium*, mientras que en el Caramucel, aunque quedara periódicamente emergida, no hubo ni tiempo ni intensidad de erosión suficiente como para desarrollar superficies paleokársticas, pero sí se favoreció la edafización periódica y la cementación incipiente del techo de la formación.

Microcodium es un rasgo común de paleosuelos y paleokarsts, y aparte de la polémica sobre su origen primario, a partir de bacterias, hongos, raíces o micorrizas, todos los autores modernos coinciden en asignarle un origen edáfico ligado a substratos ricos en carbonato cálcico: suelos hidromorfos de llanura de inundación, suelos palustres, calcretas y en discontinuidades sobre rocas carbonatadas (MOLINA y NIETO, 2008). De un modo más específico muchos investigadores lo consideran como el resultado de la calcitización de parte de los tejidos de vegetales de las raíces de ciertas plantas típicas de la vegetación de tipo garriga, siendo por tanto un buen marcador paleogeográfico y paleoclimático (KOSIR, 2004, por ejemplo). En definitiva la aparición in situ de agregados de *Microcodium* en facies marinas someras como las aquí estudiadas siempre indica exposición subaérea y modificación pedogénica del sedimento y rocas carbonatadas en clima de tipo semiárido estacional.

2.2.1.6. *Arenas y conglomerados rojos* **(15)**. *Oligoceno superior. Chattiense*

La potencia de esta unidad varía entre 1,5 m en áreas próximas a la Garapacha (UTM Longitud: 0657036; UTM Latitud: 4235392) y unos 30 m en el área del Barranco del Sordo (UTM Longitud: 0649627; UTM Latitud: 4237289). Independientemente del espesor, se trata de unas arenas y conglomerados de tonos rojos.

En el área de la Garapacha (columna 5), se disponen sobre el paleokarst existente a techo de la unidad infrayacente. En este caso, primero se puede observar un nivel de conglomerados constituido por cantos de cuarcita altamente redondeados y esféricos, con diámetros de or-

den centimétrico. Sobre ellos aparecen unas arenas de coloraciones rojas intensas que han aportado cantidades de Al_2O_3 comprendidas entre 21,87 % y 25,34 %. En este afloramiento y en toda la unidad cartográfica, inmersos en las arenas es posible encontrar cantos de cuarcita dispersos, de morfología y tamaño similar a los descritos con anterioridad. En otros afloramientos, directamente sobre el techo plano de los carbonatos de la unidad infrayacente, se disponen unas arenas y/o areniscas que presentan fragmentos de rocas calizas, donde ha sido posible reconocer bioclastos de nummulites, crinoides, foraminíferos planctónicos inclasificables, peloides, bioclastos de lamelibranquios y fragmentos de algas coralináceas, que son típicos de las calizas infrayacentes. Además, en las cámaras de los foraminíferos bentónicos es frecuente encontrar glauconita.

Ninguna muestra ha proporcionado datos que permitan asignarle una edad precisa. GALLEGO *et al.* (1981), utilizando criterios cartográficos y litoestratigráficos, atribuyeron una edad Oligoceno a materiales equivalentes. Por otro lado, JEREZ-MIR *et al.* (1974) asignaron a estos materiales una edad Oligoceno Aquitaniense. VERA (2000) discute diferentes trabajos realizados en el Prebético de Alicante y en otras áreas del Dominio Prebético en los que aparecen materiales atribuibles al Oligoceno. Este autor, siguiendo a GEEL (1985), concluye que la edad de materiales equivalentes a los descritos aquí es Chattiense, dado que parece detectarse una ausencia generalizada del Oligoceno inferior (Rupeliense) en toda la región. Por otro lado, VERA (2000) señala que en el Prebético Interno se detecta una ausencia generalizada de registro atribuible al Aquitaniense, sobre todo de la zona de Alicante. Por tanto, teniendo en cuenta las consideraciones anteriores, se atribuye a estos materiales una edad Oligoceno superior (Chattiense).

A pesar de que las condiciones de afloramiento de estos materiales no son buenas y, por tanto, no se pueden obtener datos evidentes que permitan precisar su génesis, estos depósitos probablemente estarían relacionados con sistemas fluviales, en general no muy energéticos, debido al escaso contenido de materiales conglomeráticos, frente a la gran cantidad de arenas y areniscas. Esto también parece indicar que se trataría del curso bajo de sistemas fluviales, próximos a la desembocadura, puntualmente con influencia marina (sección del Caramucel). La procedencia de los cantos de cuarcita es continental, mientras que los fragmentos de rocas carbonatadas procederían del desmantelamiento de los carbonatos infrayacentes.

La implantación de estos sistemas fluviales sobre las facies carbonatadas infrayacentes es indicativa de un brusco descenso relativo del nivel del mar y, por tanto, una retrogradación de los sistemas sedimentarios marinos. Esto es congruente con el brusco descenso del nivel del mar que aparece en la curva de cambios eustáticos de HARDENBOL *et al.* (1998); coincidiendo con el límite Rupeliense Chattiense se detecta una gran caída del nivel del mar a escala de la ciclicidad de tercer orden. A lo largo de este último piso se dibujan diferentes oscilaciones de esta curva, pero se mantienen en una tendencia descendente generalizada.

2.2.1.7. *Calizas y calcarenitas* **(16)**. *Mioceno inferior. Aquitaniense*

La potencia media de esta unidad cartográfica es de 100 m. Las mejores secciones estratigráficas se disponen en las cercanías de la Garapacha (Coordenadas UTM del muro de la sección: Longitud = 0657036; Latitud = 4235392) y en el Caramucel (Longitud = 0652196; Latitud = 4234921), secciones 5 y 6, respectivamente.

Se trata de unas calcarenitas muy finas, localmente calcilimolitas, que presentan unas microfacies de "wackestone" y "packstone" de bioclastos o de foraminíferos planctónicos (*Globigerinoides, Globoquadrina*). Estos materiales aparecen en lechos tabulares de 10 a 30 cm de potencia, con laminación paralela, aunque puntualmente pueden mostrar laminación cruzada de pequeña escala. En el muro de estos materiales pueden observarse niveles de conglomerados, con soporte de matriz. Entonces, los cantos suelen ser de cuarcita y la matriz tener unas microfacies similares a las descritas con anterioridad.

En la sección de Caramucel (columna 6) pueden observarse dos paquetes de calizas masivas blancas, o bien sendos lechos de potencias que oscilan entre 1 y 1,5 m. Estas calizas tienen unas microfacies de "packstone/grainstone" de foraminíferos bentónicos (*Nummulites, Amphistegina, Miogypsina*) y rodolitos algales, algas coralináceas, radiolas de equinodermos, placas de crinoides y bioclastos inclasificables. Sobre el segundo paquete calizo, existen unas calcilimolitas que parecen disponerse en secuencias estratocrecientes de 6 m de potencia. Estos ciclos terminan en niveles margosos de 30 cm de espesor medio.

La asociación de foraminíferos planctónicos y bentónicos tan solo permite establecer que la edad de estos materiales es Mioceno inferior. Según VERA (2000), el Aquitaniense en el Prebético Interno de Alicante se caracteriza por la ausencia de registro estratigráfico en gran parte del mismo, aunque puntualmente hay presencia de depósitos de plataforma carbonatada en medios marinos someros (calizas con *Lepidocyclina, Miogypsina, Miogypsinoides*). Por tanto, se puede considerar que la edad de esta unidad cartográfica, atendiendo a la similitud de facies y microfacies descritas con los datos presentados por GEEL (1995) y VERA (2000), es Aquitaniense.

Los materiales que constituyen la unidad cartográfica 16 se depositaron en una plataforma carbonatada, posiblemente en su parte distal, con influjos hemipelágicos que favorecieron el desarrollo de las microfacies de foraminíferos planctónicos. En esta plataforma se desarrollarían construcciones pararrecifales a partir del crecimiento de abundantes algas coralináceas, así como por la acumulación de rodolitos algales. Esto junto con el desarrollo generalizado de las facies calcareníticas, permite admitir que la energía del sistema sedimentario fue de orden medio, posiblemente controlado por el oleaje de tormenta. La presencia de secuencias estratocrecientes, junto con la aparición de niveles margosos intercalados, pueden interpretarse como el resultado de un incremento del espacio de acomodación debido a unas condiciones de alto nivel del mar, lo que coincide con el alto nivel del mar registrado en la curva eustática de HARDENBOL *et al.* (1998) para esta edad.

2.2.1.8. *Calcarenitas y margas* **(17)**. *Mioceno medio. Langhiense*

La potencia media de esta unidad cartográfica es de 300 m. La mejor sección estratigráfica puede observarse en el área del Caramucel (sección 6). Se trata de una alternancia de calcarenitas bioclásticas, localmente con altos contenidos en cuarzo, y margas, ambos de coloraciones blancas.

Las calcarenitas bioclásticas aparecen en niveles tabulares con espesores muy variables, desde 15 cm hasta 1,70 m. Suelen ser bancos masivos, aunque en algunos de ellos es posible observar una laminación paralela muy tenue. En otros bancos se detecta una secuencia elemental constituida por un tramo masivo en el muro y, sobre él, otro de laminación paralela; también hay lechos con secuencias constituidas por laminación paralela y sobre ella laminación ondulada. En el techo de algunos niveles es posible observar algunos "burrows" rellenos por las margas blancas suprayacentes. Igualmente pueden observarse cantos blandos y huellas de tracción en los muros de algunos estratos.

Las microfacies observadas en los materiales calcareníticos han sido tres: "grainstone" de bioclastos de foraminíferos bentónicos de tipo *Amphistegina*, "grainstone" de foraminíferos planctónicos (*Globigerínidos, Globoquadrina*) y "grainstone" de crinoides con bioclastos de foraminíferos, radiolas de equinodermos y peloides.

Las margas blancas aparecen en lechos de potencias que oscilan entre 5 cm y 1,7 m. Es frecuente que tengan el muro muy bioturbado. También es normal que abunde el cuarzo.

En las margas del muro de la formación se han encontrado: *Globigerinoides trilobulus, Praeorbulina glomerosa, Orbulina suturalis, Globigerina woodi, Globoquadrina dehiscens, Praorbulina transitoria, Paragloborotalia siakensis, Globigerinella obesa, Globigenina venezuelana, Orbulina bilobata, Orbulina universa, Globorotalia peripheroronda, Dentoglobigerina baroemoenensis, Globorotalia scitula* y *Dentoglobigerina altispira.*

En los niveles de margas que afloran en la parte media de la unidad cartográfica, la asociación de foraminíferos planctónicos reconocida ha sido: *Globigerinoides trilobulus, Orbulina suturalis, Orbulina universa, Orbulina bilobata, Globigerina woodi, Globoquadrina dehiscens, Paragloborotalia siakensis, Globigerinella obesa, Globigenina venezuelana* y *Globorotalia peripheroronda.*

Por último, en el techo se ha detectado la siguiente asociación: *Globigerinoides trilobulus, Praeorbulina glomerosa, Orbulina suturalis, Globigerina woodi,Globoquadrina dehiscens, Praorbulina transitoria, Globigerinoides trilobulus, Paragloborotalia siakensis, Globigerinella obesa, Globigenina venezuelana, Orbulina universa* y *Globigerina bulloides*.

Las tres asociaciones anteriores son muy parecidas y caracterizan la biozona de Orbulina suturalis/Globorotalia peripheroronda (BERGGREN *et al.*, 1995), típicas del Langhiense superior, parte terminal, edad que se atribuye a esta formación.

La sedimentación de estos materiales se produjo en contextos de plataforma distal con importantes aportes de terrígenos y una clara influencia hemipelágica. La existencia de secuencias elementales en los lechos calcareníticos, constituidos por un tramo masivo y otro con laminación paralela y laminación ondulada hacen pensar que estos lechos fueron el resultado de corrientes de turbidez que removilizaron el sedimento del fondo y mezclaron materiales hemipelágicos con los aportes terrígenos que llegaban del continente y el sedimento autóctono representado por los foraminíferos bentónicos.

Llama la atención la gran potencia de sedimentos (300 m) que se acumularon en un intervalo temporal relativamente corto, la biozona de Orbulina suturalis. Según los datos de BERGGREN *et al.* (1995), esta biozona tiene una duración de 0,3 m.a. A partir de estos datos, se puede calcular la tasa media de sedimentación de 1 m/ka, valores que se aproximan a los que EINSELE (1992) calcula para las cuencas de antepaís ("foreland basins"). Esto sería congruente con la propuesta de VERA (2000) que, de acuerdo con otros autores, señalan que la tectónica durante el intervalo Burdigaliense superior Langhiense fue muy activa, generándose pequeñas cuencas muy subsidentes donde se acumularían grandes volúmenes de sedimentos.

2.2.1.9. *Calizas algales* **(18)**. *Mioceno medio. Serravalliense*

Se trata de una unidad cartográfica de 20 m de espesor máximo, constituida por unas calizas bien estratificadas, en bancos de 10 a 30 cm de espesor. Localmente presentan un aspecto arriñonado y morfología pseudonodular (columna 6).

Se han distinguido dos tipos de microfacies. La primera de ellas es un "packstone/grainstone" de bioclastos y rodolitos algales; además pueden observarse algas coralináceas, foraminíferos bentónicos (*Heterostegina, Elphidium*), corales, radiolas de equinodermos, lamelibranquios y peloides. La matriz micrítica es muy escasa, soportando los aloquímicos el cemento esparítico. La segunda microfacies es un "packstone/grainstone" de foraminíferos bentónicos (*Amphistegina, Miogypsina, Dendritina, Heterostegina*), rodolitos algales, corales, lamelibranquios, crinoides y peloides. Como en el caso anterior, los aloquímicos están trabados por un cemento de calcita esparítica de cristales xenomorfos.

La asociación de foraminíferos bentónicos descrita es característica del Mioceno medio. JEREZ-MIR *et al.* (1974), utilizando criterios litoestratigráficos, atribuyó una edad Serravalliense a estas calizas. Por otro lado, GEEL (1995) consideró que en el Prebético que aflora en el área de Ibi-Jijona el Serravalliense puede estar representado por unas calizas similares a las descritas en este apartado. Por tanto, teniendo presente todos estos datos, se atribuye a esta unidad cartográfica una edad Serravalliense. Esto será confirmado cuando se discuta la edad

del muro de las margas suprayacentes (unidad cartográfica 30, apartado 2.4.4), datado como la parte basal del Tortoniense inferior.

Estas calizas se depositaron en una plataforma carbonatada somera, con una intensa actividad algal y con aguas claras, buena luminosidad y bastante agitadas, lo que favorecería por un lado el desarrollo de rodolitos y bioclastos así como una buena oxigenación, y la proliferación de una amplia biodiversidad. Esta plataforma se encuadraría en el sistema de plataformas carbonatadas desarrolladas adosadas a los relieves elevados tectónicamente (VERA, 2000).

2.2.2. Unidad Ascoy-Benís, Solana y Sierra Larga (Unidad ABSL)

2.2.2.1. *Arenas y areniscas* **(19)** *(Formación Utrillas). Cretácico inferior. Albiense superior*

Esta unidad tan solo aparece en la parte Noreste de sierra Larga, donde alcanza espesores próximos a 70 m. Se trata de arenas y areniscas constituidas fundamentalmente por cuarzo con algo de micas y feldespatos, ambos en proporciones inferiores al 10 %. En todo el Prebético Interno a esta formación se le ha asignado una edad Albiense superior (VILAS *et al.*, 2004). Estos materiales se han interpretado como sedimentos fluviales con posibles influencias marinas, que les confiere un carácter litoral.

2.2.2.2. *Calcarenitas y dolomías arenosas* **(20)** *(Formación Jumilla). Cretácico inferior. Albiense superior*

Se trata de una unidad cartográfica que muestra una potencia mínima comprendida entre 25 y 30 m. Aparece en bancos masivos de 30 a 70 cm de espesor cada uno. Se han observado unas microfacies de "packstone" y "grainstone", parcialmente dolomitizadas, de orbitolinas, equinodermos, bioclastos de lamelibranquios, peloides y otros bioclastos de difícil clasificación. Aunque no se han encontrado criterios que permitan determinar su edad con precisión, por correlación con otros afloramientos próximos, estudiados por VILAS *et al.* (2004), se le ha asignado una edad Albiense superior.

Los materiales que constituyen esta unidad se depositaron en una plataforma carbonatada somera, de aguas cálidas y bien comunicadas con mar abierto. Los sedimentos del fondo serían agitados por la acción de las olas.

2.2.2.3. *Dolomías y calizas dolomíticas* **(21)**. *Cretácico superior. Cenomaniense*

Se trata de dolomías masivas y calizas dolomíticas, aunque localmente pueden observarse algunos lechos calizos. La potencia total de esta unidad cartográfica ha sido estimada en más de 200 m.

Las dolomías masivas aparecen hacia la base de la unidad y muestran unas microfacies de carbonatos cristalinos con fantasmas de bioclastos de foraminíferos (¿orbitolinas?). De forma

gradual, las facies anteriores pasan a dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas, en lechos de 50 cm de potencia media. Puntualmente se han observado microfacies de "packstone" de bioclastos inclasificables, aunque algunos pueden atribuirse a gasterópodos. En la parte alta de la unidad afloran algunos lechos calizos, que muestran una textura "wackestone" de pithonellas, textuláridos, equinodermos, lamelibranquios y bioclastos no identificables.

En determinadas áreas de las Sierras de Ascoy y Benís, sobre los materiales anteriores afloran de forma discontinua unas margas y dolomías margosas, dispuestas en estratos de 10 cm de espesor medio. Estos materiales presentan una potencia máxima que nunca supera los 10 m. En el techo de estas margas se ha tomado la muestra AS-2, donde se ha reconocido *Rotalipora brotzeni, Rotalipora* sp.*, Rotalipora apenninnica*, en general, en malas condiciones de conservación. La asociación anterior caracteriza la biozona de *Rotaipora brotzeni* (CARÓN, 1985), del Cenomaniense inferior. Además, se han observado abundantes foraminíferos planctónicos del Aptiense inferior, con claros signos de resedimentación.

Esta unidad cartográfica ha sido reconocida por MARTÍNEZ DEL OLMO (1996) en el sondeo Ascoy-1, donde ha sido correlacionada con las formaciones Alatoz, Villa de Ves y Cuchillo. En este sondeo, las tres unidades litoestratigráficas muestran una potencia total de 300 m y se les ha asignado una edad Cenomaniense Turoniense. Por otro lado, VILAS *et al.* (2005) estudia las tres formaciones separadamente; a las dos primeras, les atribuyen una edad Cenomaniense inferior-medio y a la tercera, una edad Cenomaniense medio p.p.-superior p.p. Por tanto, a tenor de todos los datos presentados hasta el momento, la edad de esta unidad cartográfica debe ser Cenomaniense inferior, correspondiendo la edad de su techo con la biozona de Rotaipora brotzeni.

Sobre su origen hay pocos datos. VILAS *et al.* (2005) señalan que las tres formaciones dolomíticas se generaron en un contexto de plataforma carbonatada muy somera, claramente influenciada por las condiciones climáticas locales, que deberían ser cálidas y secas.

2.2.2.4. *Calizas y calcarenitas localmente arenosas (Formación Alberquilla)* **(22)**. *Paleoceno*

Esta unidad cartográfica muestra una potencia media de 100 m (columna 7). Está constituida por calizas blancas en la base y calcarenitas/areniscas calcáreas hacia el techo. Las calizas blancas están estratificadas en bancos de espesor centimétrico a decimétrico, mientras que las calcarenitas/areniscas calcáreas presentan estratificaciones cruzadas, algunas de gran escala ("sand waves"). Las microfacies en los primeros niveles son de "wackestone" y "packstone" con abundantes bioclastos, mientras que las calcarenitas tienen una textura de "packstone" a "grainstone" de bioclastos. Se le asigna una edad Paleoceno, coincidiendo con la asignada por CHACÓN (2002).

De acuerdo con VILAS *et al.* (2005) los materiales que constituyen esta formación se depositaron en un ambiente marino carbonatado que abarcaba desde la plataforma externa proximal, con desarrollo de facies abiertas, ricas en organismos planctónicos, al complejo arrecifal, con

depósitos bioclásticos y bioconstruidos que delimitaban áreas algo más protegidas hacia la costa.

La presencia de estratificaciones cruzadas de gran escala ("sand-waves") denotan un contexto de plataforma externa muy energética, donde se desarrollaban grandes barras que delimitaban áreas más restringidas y, por tanto, menos energéticas, donde se depositaron las calizas blancas. Los "sand-waves" se depositaron en contextos submareales donde las corrientes de flujo y reflujo dieron lugar a las estratificaciones cruzadas observadas en los niveles calcareníticos.

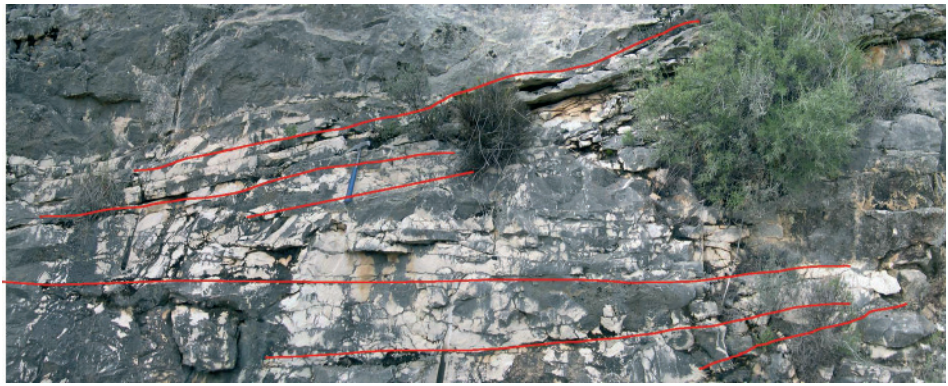

Figura 7. Cuerpos de calcarenitas en la Formación Alberquilla **(22)**, con laminaciones cruzadas de gran escala ("sand-waves")

2.2.2.5. *Calcarenitas y areniscas* **(23)**. *Eoceno*

Esta unidad cartográfica tiene una potencia media de 60 m (columna 7). Está constituida por unas calizas, calcarenitas y areniscas bien estratificadas en lechos que muestran potencias comprendidas entre 30 y 40 cm. En los niveles de calcarenitas se observan laminaciones cruzadas de bajo ángulo dispuestas en ciclos estratocrecientes de orden métrico. Las microfacies de estos materiales son de "packstone" de peloides con algunos bioclastos de foraminíferos bentónicos biseriados, crinoides y radiolas de equinodermos.

Las areniscas aparecen en estratos de potencia similar a la de los materiales anteriores. La matriz es carbonatada. En ellas son frecuentes las estratificaciones cruzadas de gran escala dispuestas en cuerpos sedimentarios de tipo "sand-waves", con alturas de 1 m y longitudes de onda próximas a los 4 m. La estratificación cruzada, una vez restituida a la horizontal la estratificación, presenta una dirección de N38ºE y un buzamiento de 10ºSE, lo que permite calcular sentidos de paleocorrientes aproximados a N128ºE. En estas areniscas el contenido en carbonato aumenta hacia techo, reduciéndose simultáneamente el contenido en terríge-

nos, hasta dar paso a unas calizas blancas, dispuestas en estratos de 10 a 20 cm de espesor, de morfologías tabulares y de aspecto masivo.

Las calizas se disponen en sendos tramos de 5 m cada uno, separados por 8 m de calizas margosas, de geometría tabular también. El tramo calizo inferior se caracteriza por tener unas microfacies de "packstone" de foraminíferos bentónicos (Europertia sp., Discocyclina sp. y Valvulinidae), además de peloides, gasterópodos y bioclastos inclasificables. Las calizas margosas muestran una textura de "wackestone" de Operculina sp., así como Heterostegina sp., Nummulites sp., peloides y bioclastos. Por último, el tramo calizo superior es un "packstone"-"grainstone" de foraminíferos bentónicos (Nummulites sp., Assilina sp., Operculina sp.) algas rojas, peloides y bioclastos.

En la Sierra de Ascoy, el techo del segundo tramo calizo coincide con un hardground caracterizado por la presencia de perforaciones de tipo Trypanites, por cantos redondeados de cuarcita, con diámetros mayores comprendidos entre 1 y 2 cm, así como por la existencia de numerosos bioclastos de lamelibranquios. Lateralmente, este hardground presenta bioturbaciones de tipo Thalassinoides, de gran tamaño, rellenos por una calcarenita, y por abundantes nódulos de sílex En los dos casos anteriores, sobre el "hardground" se encuentran unas calizas con abundantes rodolitos algales, que ha sido atribuidas a la unida cartográfica 25, de edad Serravalliense como se justificará en el apartado correspondiente; por tanto, en estos dos casos, faltarían materiales de edad Oligoceno. En otros afloramientos dispuestos en posiciones más septentrionales en esta misma sierra, se observa que sobre el hardground anterior hay un nivel de 10 a 20 cm de espesor compuesto por un conglomerado con cantos de cuarcita y matriz arenosa de color rojo, que puede ser atribuible a la unidad cartográfica 24, de edad Oligoceno superior, como se justificará más adelante.

Aunque los datos bioestratigráficos encontrados no son concluyentes, a partir de la asociación de foraminíferos bentónicos, de su posición estratigráfica y de la litocorrelación con unidades estratigráficas de la unidad de la Garapacha-Pila, se le asigna una edad Eoceno medio (Luteciense). Admitiendo esto, el "hardground" del techo de la Unidad representaría una discontinuidad estratigráfica con un hiato asociado que comprendería desde el Eoceno superior al Langhiense en unos casos, mientras que en otros el hiato abarcaría al menos el Eoceno superior y el Oligoceno inferior.

Los materiales que componen esta unidad litoestratigráfica se depositaron en una plataforma somera, de alta energía al principio y con influencia terrígena importante, dando lugar a la sedimentación de las calcarenitas y areniscas con laminaciones cruzadas de diferentes órdenes de magnitud y que culminaría con el desarrollo de los "sand waves". Progresivamente la factoría de carbonatos adquiriría más importancia, hasta llegar a desarrollar sedimentos carbonatados. Estos se depositarían en áreas submareales a intermareales profundas, con pequeñas depresiones donde se acumularían materiales calizo margosos.

Figura 8. "Hardground" con numerosos clastos de cuarcita, fragmentos de conchas de ostreidos y pequeños nódulos de silex. Separa calcarenitas de la unidad 23, de calizas tableadas con abundantes rodolitos de la unidad 25

2.2.2.6. *Arenas y conglomerados rojos* **(24)**. *Oligoceno superior. Chattiense*

Las principales características de esta unidad cartográfica fueron descritas en el apartado 2.2.1.6, donde se describió la unidad cartográfica 15. En el apartado presente se van a describir algunos rasgos característicos de esta formación en la Unidad ABSL, concretamente en el afloramiento de Solana del Manco, con coordenadas UTM 651352 y 4243185. En este afloramiento, intercalados entre los niveles de arenas y conglomerados hay tramos carbonatados de 2 a 3 m de espesor constituidos por unas calizas micríticas rosadas, de aspecto brechificado, donde son muy abundantes la perforaciones verticales atribuidas a rizolitos. Texturalmente se trata de "mudstone" con algunos granos de cuarzo anguloso, en cantidades inferiores a 1 %. En ella se observan abundantes grietas irregulares, que delimitan esferas de carbonato micrítico y que están rellenas por calcita esparítica xenomorfa. En el techo de estos tramos carbonatados se encuentran niveles de 20 cm de espesor de calcretas, con abundante *Microcodium* con morfología en roseta. Todos estos datos hacen pensar que estos carbonatos son de origen edáfico, representando pequeños charcos desarrollados en el seno de llanuras de inundación fluvial.

Figura 9. Niveles calcáreos de aspecto brechificado intercalados en la unidad 24

Tal y como se indicó al estudiar la unidad cartográfica 15 en el apartado 2.2.1.6, se atribuye a estos materiales una edad Oligoceno superior (Chatiense).

2.2.2.7. *Calizas algales* **(25)**. *Mioceno medio. Serravalliense*

Esta unidad cartográfica ya fue descrita en el apartado 2.2.1.9, donde se analizó la unidad cartográfica 18. En la unidad tectónica que ahora atañe, las calizas algales presentan como característica más interesante la presencia de nódulos de sílex en determinadas áreas de la Sierra de Ascoy (sección 8), así como la presencia en su techo de un hardground que las separa de las margas suprayacentes. El sílex borra rasgos texturales previos, lo que permite interpretarlo como de origen diagenético tardío y tal vez relacionado con el hardground citado.

2.3. BRECHAS POLIGÉNICAS DE MATRIZ ARCILLO-YESÍFERA (UNIDAD COMPLEJO DE YESOS **(26)**. OFITAS (W). MIOCENO MEDIO. LANGHIENSE

Está unidad cartográfica aflora en el límite entre los afloramientos de Subbético Externo y de Prebético Interno, así como en la base de la Sierra del Oro y en el seno de materiales de la Formación Represa. No se ha podido calcular su espesor pues en ningún caso se ha observado el muro y el techo; no obstante, por datos regionales se considera que su potencia debe ser mayor a 100 m.

PÉREZ-VALERA *et al.* (2003) y PÉREZ-VALERA (2005) hicieron un estudio muy detallado sobre estos materiales. Estos autores distinguieron dos tipos de facies que denominaron yesos brechoides y megabrecha. Las primeras están constituidas por yesos con formas que varían entre alargadas y nodulares que se encuentran inmersos en una matriz arcillo-yesífera de

color rojo. Además pueden encontrarse también cantos angulosos de carbonatos, areniscas, lutitas y ofitas (w). Como rasgo más destacable puede citarse la existencia de una laminación tectónica muy bien desarrollada, con estructuras sigmoidales en los clastos, además de mostrar frecuentes pliegues de flancos verticales (Figura 10). Estos autores interpretan que estas facies se generaron como consecuencia de procesos halocinéticos. Se han detectado al menos dos períodos donde esta actividad fue especialmente intensa. El primero de ellos en el Albiense superior, simultáneamente a la sedimentación de la Formación Represa; el segundo fue bastante posterior y estuvo posiblemente relacionado con la actividad de la Falla de Socovos, como se explicará en el capítulo 4.

La facies de megabrecha está compuesta por yesos recristalizados, clastos de areniscas, carbonatos y ofitas inmersos en una matriz arcillo-yesífera también de coloraciones rojas. El tamaño de los clastos puede variar entre milimétrico hasta bloques de escala decamétrica. Puntualmente pueden observarse algunos slumps, laminaciones y estratificaciones muy mal expuestas prácticamente horizontales. Los bloques han sido atribuidos a rocas de la Formación Cehegín, al Grupo Keuper (zona de La Maraña), a la Formación Gavilán (Cerro de la Atalaya), a la Formación Veleta; otros muestran secuencias jurásicas subbéticas completas (Loma Jalmero): hay bloques atribuibles a la Formación Represa y a la Formación Capas Rojas, y otros de calizas de nummulites similares a las facies descritas para la unidad cartográfica 14. PÉREZ-VALERA *et al.* (2003) interpretaron estas facies como resedimentadas (olistostromas).

En el seno de estos materiales PÉREZ-VALERA *et al.* (2003) citan la presencia de limos con fauna perteneciente al Langhiense inferior. Esta edad sería la de los materiales más recientes que se estaban depositando en la cuenca en el momento en que se estaban generando los materiales que componen esta unidad cartográfica. Sobre ella y siempre discordantemente, se encuentran materiales de edad Mioceno superior. Por tanto, se considera que la edad de esta unidad cartográfica debería estar comprendida entre el Langhiense inferior y el Mioceno superior.

Figura 10. Estructura en flor en la Unidad Complejo de Yesos **(26)** (Rambla del Moro)

En el afloramiento de la Rambla del Moro (Figura 10) pueden verse las relaciones entre las dos facies anteriores. Allí se observa una zona central con una clara estructura en flor positiva, con pliegues de flancos verticales por la que se supone que extruyeron los materiales del Triásico, arrastrando a su paso los diferentes tipos de rocas que encontraron en su ascenso. Se forma-

ron así algunas de las facies halocinéticas. Una vez en la superficie del fondo marino, donde se estaban depositando los materiales de edad Langhiense inferior, estos materiales extruidos comenzaron a moverse como flujos densos, de tipo "debris flow".

Estos procesos se verían magnificados por que la extrusión diapírica se hizo a favor de la Falla de Socovos, por lo que en todo el proceso se implicaron grandes bloques de materiales más antiguos, posiblemente desmembrados por acción de esta falla.

2.4. MATERIALES NEÓGENOS POST-OROGÉNICOS

2.4.1. Conglomerados poligénicos y areniscas **(27)**. Mioceno superior. Tortoniense

Esta unidad cartográfica tiene potencias que varían entre 40 m en la Sierra de Ascoy y de 5 a 20 m en la Cuenca de Abarán. Se trata de lechos de conglomerados con potencias medias próximas a 1 m, constituidos por cantos heterométricos, de naturaleza poligénica y redondeados. Están cementados por una matriz calcarenítica con una microfacies de "packstone" de bioclastos de globigerinoides, con fragmentos de lamelibranquios y otros bioclastos inclasificables. El cuarzo en esta matriz es escaso (2-5 %), tiene morfología angulosa y un tamaño medio.

Los conglomerados están estrechamente relacionados con calcarenitas y areniscas calcáreas, formando normalmente niveles donde aparecen asociadas ambas litologías. En estos últimos materiales es frecuente observar laminaciones cruzadas y paralelas, así como morfologías canaliformes poco o mal desarrolladas.

Por datos regionales, JEREZ-MIR *et al.* (1974) asignaron a estos materiales una edad Tortoniense. VAN DER STRAATEN (1990), a partir de datos propios, considera que la sedimentación en la cuenca de Abarán se produjo durante el Serravalliense superior Tortoniense inferior, edad que se adopta en este trabajo. Este último autor interpretó estos materiales como depósitos resultantes de flujos submarinos relacionados con corrientes de turbidez de alta densidad o con "debris-flows" (*op. cit.*).

Figura 11. Aspecto de detalle de la Unidad Conglomerados poligénicos y areniscas **(27)**

El sustrato de estos materiales lo constituyen rocas pertenecientes al Subbético Externo, al Prebético Interno (Unidad ABSL) o a la Unidad Complejo de Yesos. Esto hace pensar que los conglomerados constituyen el sedimento inicial de las cuencas post-orogénicas, procedentes del desmantelamiento de los relieves circundantes recién creados. Las areniscas calcáreas y calcarenitas son los materiales finos con igual procedencia que los conglomerados.

2.4.2. Calizas algales **(28)**. Mioceno superior. Tortoniense

Esta unidad cartográfica tiene potencias que oscilan entre 5 y 20 m; cuando muestran potencias pequeñas, presentan un aspecto masivo, mientras que si las potencias son mayores a 10 m están bien estratificadas. Su textura es de "packstone-grainstone" de foraminíferos bentónicos (*Amphistegina* sp.), foraminíferos planctónicos (*Globorrotalia* sp.), bioclastos diversos y abundantes algas rojas.

JEREZ-MIR *et al.* (1974), a partir de datos regionales, le asignaron una edad parte inferior del Tortoniense. Teniendo en cuenta que estas calizas pueden cambiar lateralmente a las calcarenitas de la unidad cartográfica anterior, se le atribuye también una edad Tortoniense inferior.

Estas calizas se depositaron en contextos de plataformas marinas muy someras de aguas limpias y con abundante proliferación orgánica. Estarían conectadas con sistemas de rampas carbonatadas bioclásticas.

2.4.3. Margas, conglomerados, areniscas y calizas de corales **(29)**. Mioceno superior. Tortoniense-Messiniense

Se trataría de materiales equivalentes a los de la unidad cartográfica 27, de la que están separados por las calizas algales del Tortoniense inferior (unidad cartográfica 28), con las que presentan cambios laterales de facies. Los afloramientos son de baja calidad, por lo que no ha sido posible hacer muchas observaciones. Por correlación se le asigna una edad tránsito entre el Tortoniense y el Messiniense. Se interpretan como el resultado de la sedimentación en contextos deltaicos.

En el área de El Rellano y Sierra de la Espada sobre los conglomerados y areniscas, interpretados por SANTISTEBAN (1981) como sistemas deltaicos, se desarrollan complejos arrecifales (Complejo Arrecifal de El Rellano y Complejo Arrecifal de Comala, respectivamente, *op. cit.*) constituidos por varios arrecifes en cuya base aparecen colonias en láminas verticales de Tarbellastrea. La mayor parte de los arrecifes están formados por detritos de coral, colonias en posición de vida emplazadas al azar (Diploria, Porites), algas rojas y moluscos. En su techo, los arrecifes están erosionados y cubiertos por areniscas, que son atribuidas a esta misma unidad cartográfica.

Figura 12. Panorámica del edificio arrecifal de El Rellano unidad 29

2.4.4. Margas arenosas **(30)**. Mioceno superior. Tortoniense-Messiniense

La calidad de los afloramientos de estos materiales es muy deficiente. Se trata de unas margas arenosas con intercalaciones de arenas y/o areniscas que aparecen discordantes sobre cualquiera de los materiales descritos con anterioridad. Su muro ha sido datado en la Sierra de la

Pila, en la Sierra de Ascoy y en la Solana del Manco. La asociación de foraminíferos descritos está constituida por: Orbulina universa, Orbulina suturalis, Globigerinoides trilobulus, Neogloboquadrina aconstaensis, formas intermedias entre *Neogloboquadrina aconstaensis* y *Neogloboquadrina humerosa, Globigerinella obesa, Dentoglobigerina altispira, Globigerinoides trilobus, Globigerina bulloides, Globigerina nepenthes, Globigerina decoraperta, Globorotalia juanai, Globigerina venezuelana, Globorotalia scitula, Globoquadrina dehiscens, Globorotalia menardii* y *Globorotalia peripheroacuta.*

Esta asociación caracteriza la biozona de Neogloboquadrina aconstaensis (BERGGREN *et al.*, 1995), que es del Tortoniense inferior.

Se interpreta que estos materiales son el reflejo de los últimos estadios de sedimentación marina en las cuencas intramontañosas limitadas por los relieves prebéticos y subbéticos generados en el proceso de estructuración acaecido durante el Langhiense. A estas cuencas llegarían flujos turbidíticos procedentes del desmantelamiento de los relieves adyacentes, como lo atestigua la presencia de numerosos foraminíferos resedimentados del Cretácico inferior observados en las muestras estudiadas y la existencia de nanofósiles del Cretácico inferior y Eoceno presente en estas mismas muestras.

2.5. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la Hoja están representados en su mayoría por depósitos de carácter fluvial y sistemas de abanicos aluviales desarrollados al pie de los grandes relieves como las Sierras de Ricote, Ascoy y La Pila. Los sedimentos marcadamente fluviales son los dejados por el río Segura, en su tramo alto, y los abanicos aluviales responden a sistemas tectónico-erosivos, relacionados con los frentes montañosos de falla, cuyos depósitos descienden hacia las cuencas terciarias, para cubrir materiales de diversas edades. También hay piedemontes y coluviones asociados a estos frentes. El espectro cuaternario se completa con algunos deslizamientos en la vertiente Sur de la Sierra de La Pila y pequeños fondos endorreicos en el cuadrante Noroeste.

2.5.1. Bloques, gravas y cantos con matriz arenoso-arcillosa y encostramientos carbonatados **(31)**. Glacis de techo de piedemonte. Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio

Los glacis de techo de piedemonte constituyen uno de los depósitos más antiguos (Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio) de la Hoja. Se localizan en el cuadrante Noroeste de la Hoja, procedentes de los relieves septentrionales situados en la contigua Hoja de Jumilla (869). Son formaciones de tipo mixto en las que se combinan la acción aluvial con la gravitatoria. Se manifiestan en grandes mantos de conglomerados de gran potencia que descienden topográficamente hacia el Sur a lo largo de varios kilómetros. La posterior erosión de arroyos ha producido la incisión de estos depósitos, dando lugar a bordes lobulados con escarpes muy netos.

Estos conglomerados incluyen también facies de grandes bloques y gravas de diferentes tamaños, empastados en una matriz arenoso-arcillosa, con intercalaciones de tramos arenosos y encostramientos calcáreos. La granulometría disminuye hacia las partes más distales de los depósitos, es decir hacia las zonas más alejadas de los relieves. Pueden presentar una cierta estructuración interna en bancos de 1-2 m. Se observa, además, un cierto enrojecimiento del material debido al alto contenido de carbonatos y a la antigüedad de los mismos. La potencia, también es variable desde las zonas proximales a las distales, pudiéndose ver, en el límite septentrional de la Hoja, potencias de más de 20 m que aumentan considerablemente fuera de la misma, en las zonas más próximas al relieve.

2.5.2. Conglomerados con matriz arenoso-arcillosa y costras carbonatadas **(32, 34** y **39)**. Abanicos aluviales. Pleistoceno inferior-Holoceno

Estos depósitos tienen un amplio desarrollo, sobre todo en los frentes de las principales sierras y generalmente están relacionados con la presencia de grandes fallas o fracturas. Suelen formar bandas, a modo de orlas, que rodean los relieves. El mejor ejemplo se puede observar en la Sierra de la Pila, en sus vertientes Sur y Oeste, donde la abundancia de abanicos es tal que, en conjunto, dan lugar a un gran piedemonte. Las características de estos depósitos varían según el sector y el frente de la sierra donde se originan, siendo su dispositivo morfológico el de encajamiento-superposición.

Por lo general, los abanicos se encuentran adosados a relieves calcáreos, a veces detríticos, y están constituidos por una sucesión de aportes que presentan secuencias granodecrecientes, con base claramente erosiva, y potencias variables, casi siempre entre 1 y 2 m. Sobre ellos suelen formarse algunos canales, de carácter inestable, donde se acumulan los elementos más gruesos. Debido a la gran cantidad de carbonatos y a un clima semiárido, es frecuente ver carbonataciones, e incluso desarrollo de costras, sobre todo en los niveles más antiguos. Las áreas fuente de todos estos depósitos producen aportes en volúmenes variables dependiendo de la velocidad e intensidad de los movimientos tectónicos verticales.

En cuanto a la granulometría y la potencia de estos depósitos, se puede decir que están constituidos por conglomerados y arenas entre 5 y 10 m, en las zonas intermedias, pues en las zonas apicales, la superposición de episodios, puede llegar a dar más de 40 m de espesor. La granulometría es muy gruesa en las zonas apicales, con facies formadas por intercalaciones de arenas con niveles de conglomerados, desde centimétricos a métricos, y granulometrías más finas hacia las zonas distales. El conjunto de todos los abanicos se desarrolla entre el Pleistoceno inferior y el Pleistoceno superior-Holoceno.

2.5.3. Cantos, gravas y bloques con arenas, arcillas y cementaciones carbonatadas **(33, 35** y **36)**. Glacis de cobertera. Pleistoceno medio-Pleistoceno superior

Por debajo del glacis de techo de piedemonte, se originan tres generaciones de glacis de cobertera que encajan sucesivamente entre sí. La primera de ellas pertenece al Pleistoceno

medio y se localiza en el cuadrante Noroeste y en las vertientes de algunas sierras, relacionándose lateralmente con los abanicos aluviales tal y como sucede en la vertiente meridional de la Sierra de la Pila, en la vertiente Sureste de la Sierra de Ascoy y en algunos sectores de la Sierra del Oro. Por lo general estos glacis están incididos por la red de drenaje actual, dando lugar a escarpes netos. A continuación vienen dos generaciones más, ambas pertenecientes al Pleistoceno superior. La pendiente que adquieren estos glacis es más suave que la de los anteriores y su potencia es menor. Por lo general están muy poco incididos por la red de drenaje actual y en su superficie sólo se ven huellas de arroyada difusa. Se ubican en las áreas topográficamente más bajas donde constituyen las partes distales del conjunto de piedemontes.

La textura y la potencia de estos depósitos pueden variar bastante desde los glacis más antiguos a los más recientes. Los más antiguos se asemejan más a los depósitos de techo de piedemonte, pero tienen menor potencia, mientras que los más recientes están constituidos por niveles de cantos subangulosos de calizas que alternan con niveles de menor granulometría, limo-arenosa, con potencias que no supera los dos metros. En la cartografía los tres episodios diferentes tienen edades comprendidas entre el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior.

2.5.4. Gravas, cantos, arenas y arcillas con gravas **(37)**. Terrazas y cauces abandonados. Pleistoceno superior

Las terrazas tienen poco desarrollo en el conjunto de la Hoja. Su morfología es alargada, formando bandas paralelas a los valles, con una superficie muy plana a techo, y con un escarpe neto hacia el valle. Estos depósitos se han desarrollado en el valle del río Segura y en las ramblas del Moro y de Agua Amarga. Como se observa en la cartografía, se ha reconocido un único nivel que aparece a diferentes alturas según el cauce en el que se desarrolla, pero en ningún caso suelen superar los 10 m, siendo frecuente que se sitúen entre +2-8 m.

En este apartado se han considerado también los cauces o meandros abandonados del valle del río Segura porque, al igual que las terrazas, corresponden a antiguos niveles del río que han quedado colgados en relación al lecho actual. Son dos los ejemplos cartografiados, uno en el límite Oeste de la Hoja, entre los parajes de La Torre y Casa de los Corrales y, el otro, en el borde meridional, al Este del embalse de Ojós. Ambos poseen una forma casi anular y se encuentran colgados en relación al nivel actual del río, lo que hace suponer el abandono de estos cauces, por estrangulamiento de un meandro, en época no reciente.

Las terrazas, como ya se ha mencionado con anterioridad, aparecen en los valles del río Segura y de la Rambla del Moro. Están formadas por niveles de conglomerados con arenas y limos de color claro, en los que se pueden observar barras de gravas con estratificación cruzada planar. Las potencias observadas oscilan entre 2 y 4 m. En todas ellas, por lo general, la presencia de material fino es muy abundante. Se observan niveles con carbonataciones y encostramientos. Por su posición, en relación a los depósitos de fondo de valle y de la llanura de inundación, se les ha asignado una edad Pleistoceno superior.

2.5.5. Limos y arcillas con cantos y bloques **(38)**. Coluviones. Pleistoceno superior-Holoceno

Los coluviones, son debidos casi exclusivamente a acción de la gravedad. Se forman en zonas de fuerte pendiente o donde existe una ruptura de la misma, por lo que suelen aparecer en los valles, tanto al pie de las laderas como en las cabeceras de arroyos y barrancos. En esta zona, la mayoría de los coluviones aparecen al pie de las laderas u orlando los diferentes relieves mesozoicos. Salvo excepciones, son de pequeño y mediano tamaño, tienen formas irregulares, aunque mayoritariamente alargadas y estrechas, su disposición es a modo de bandas paralelas a los cursos de agua. Algunos de los mejores ejemplos se localizan al Noroeste y Sureste de las Sierras de Ascoy y de Benís, al Norte de la Sierra de la Espada y en los alrededores de la Sierra del Aguila.

Estos depósitos están constituidos por materiales muy heterogéneos cuya litología varía en función de las rocas de las que se alimentan. Están formados por cantos y bloques, generalmente de calizas, dolomías y areniscas, sin ningún tipo de selección ni ordenación, con tamaños que oscilan entre pocos centímetros y 0,5 m, aunque localmente pueden observarse tamaños mayores. Los cantos son muy angulosos y están embutidos en una abundante matriz de color rojizo oscuro o pardo rojizo. Los coluviones más antiguos pueden presentar fuertes cementaciones. En cuanto a su cronología, en el mapa Geomorfológico se han diferenciado dos grupos, unos de edad Pleistoceno superior y otros, más recientes y muy poco consolidados, de edad Holoceno.

2.5.6. Bloques, arcillas y arenas **(40)**. Deslizamientos. Pleistoceno superior-Holoceno

Los deslizamientos son menos frecuentes que los coluviones y, al igual que ellos, las altas pendientes y los movimientos tectónicos recientes favorecen su formación. En esta Hoja, existen dos tipos de deslizamientos, unos de muy pequeño tamaño, de carácter traslacional y de los que apenas quedan restos de la masa deslizada debido a la erosión y otros, de gran tamaño, cuyo mecanismo de formación tiene una importante componente rotacional y en los que se puede observar fácilmente la lengua deslizada. Los primeros, es decir los más simples, se localizan en la esquina Suroeste de la Hoja, en los parajes de la Hacienda del Cura y de la Loma del Chinche. Los más complejos se han desarrollado al Sur y Sureste del gran escarpe meridional de la Sierra de la Pila, en los parajes de Coto de la Parposa, Peña Rajada, Solana del Peñasco Colorado y Casa del Barranco. Allí se observan un conjunto de deslizamientos múltiples con lenguas alargadas y curvadas, algunas de ellas, ya incididas por la incisión fluvial. En estos deslizamientos, no sólo ha intervenido la acusada pendiente de las laderas sino que parecen haber tenido una gran influencia de la tectónica.

Los deslizamientos se forman por la caída de una masa de rocosa que se fragmenta caóticamente en su desplazamiento. El resultado es un conjunto de materiales sin estructura interna de grandes y pequeños bloques empastados por arcillas, unas originales y otras producidas por la fricción ocasionada en el movimiento. Al igual que en los coluviones, la naturaleza de los bloques tiene que ver con la roca de la cual se han desprendido, siendo, en este caso,

mayoritariamente calcáreos. Concretamente, los deslizamientos situados en el frente Sur de la Sierra de la Pila, comprometen grandes masas de material en su movimiento, por lo que es muy difícil calcular la potencia de la lengua deslizada, pero se puede suponer de decenas de metros. Se les asigna una edad Pleistoceno superior- Holoceno, aunque algunos pueden ser actuales o subactuales.

2.5.7. Limos, arcillas y arenas con niveles de cantos y gravas **(41)**. Depósitos de Fondo de valle y rambla, aluvial-coluvial y Llanura de inundación. Holoceno

Los fondos de valle son formas asociadas a los lechos de los ríos y arroyos. En planta tienen formas alargadas de trazado sinuoso o rectilíneo, en cuyo caso suelen marcar las principales directrices de la tectónica regional. Algunos presentan carácter de ramblas como sucede en el cuadrante Noroeste de la Hoja, tal es el caso de la Rambla de Agua Amarga. No obstante, casi la mayoría de ellos tienen una dinámica de carácter torrencial y son potencialmente activos en épocas de fuertes lluvias.

Los aluviales-coluviales se desarrollan en el sector centro-meridional de la hoja. Estas formas, con sus correspondientes depósitos, se originan en el fondo de valles o vaguadas, en áreas donde no se ha producido encajamiento y donde los aportes de ladera se solapan y entremezclan con los aportes fluviales.

El aluvial de mayor envergadura de la Hoja es la llanura de inundación del valle del río Segura que en algunos tramos alcanza una anchura aproximada de 1 km y con un trazado sinuoso-meandriforme.

En cuanto a la litología y textura de estos depósitos hay que decir que están formados por bloques, cantos y gravas, de naturaleza mayoritariamente calcárea, empastados en una matriz arenosa. A veces se puede observar en ellos un cierto grado de organización con estructuras sedimentarias tales como barras laterales y centrales, cicatrices de erosión, etc. La potencia no es siempre posible de establecer, aunque en algunos casos puede llegar a los 4 m. Se les ha asignado una edad holocena.

Por su parte, los fondos de rambla son depósitos con un carácter más caótico que los anteriores, destacando la presencia de grandes bloques y buenos ejemplos de estructuras de imbricación. Si el tramo considerado está próximo a la cabecera, la proporción de elementos finos es muy pequeña, aumentando a medida que se alcanzan los tramos más bajos. Al igual que en los fondos de valle, la naturaleza de los cantos es mayoritariamente carbonatada, pero también pueden aparecen cantos de areniscas y microconglomerados. La potencia observada en varios puntos oscila entre 2 y 4 m. Su edad es Holoceno.

2.5.8. Limos y arcillas con materia orgánica **(42)**. Fondos endorreicos. Holoceno

Las áreas endorreicas tienen muy poco desarrollo en la Hoja y se localizan en el cuadrante Noroeste de la misma, asociadas a los cauces de algunos fondos de valle. Su génesis está relacionada con la escasa pendiente y con un mal funcionamiento de la escorrentía que logra que el agua se estanque en determinadas zonas cuando la meteorología es favorable. Sus formas son pequeñas, redondeadas o alargadas y pueden reconocerse en los parajes de El Acebuche, El Olmico Alto y El Pinar de Agua Amarga, siempre asociadas a depósitos aluviales de fondos de valle.

Estos depósitos están constituidos por arcillas y limos de color oscuro o grisáceo, con delgados niveles de cantos y gravas. Su potencia es pequeña pues se desarrollan sobre depósitos de fondo de valle. El estancamiento de sus aguas y la falta de oxígeno son los responsables de que desarrollen, a techo, suelos grises o negros. Se consideran holocenos

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La superficie representada en la Hoja de Cieza, se sitúa en el sector Sureste de la Península Ibérica, concretamente en la zona Norte de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia y muy próxima al límite con la provincia de Albacete (Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha).

Geológicamente la zona se encuentra enclavada en las Cordilleras Béticas, en el límite entre el Prebético y el Subbético. Desde el punto de vista tectónico, todo este sector ha sido afectado por procesos de gran envergadura ocurridos durante el Mesozoico y el Terciario y, algo más suaves, durante el Cuaternario. El accidente más importante de la región lo constituye la Falla de Cádiz-Alicante, al Sur de la Hoja (SANZ DE GALDEANO, 1983), también conocida como Falla de Crevillente (HERMES, 1985) que, con una dirección N 60-70º, es subparalela a las principales estructuras de las Cordilleras Béticas. Ahora bien, dentro de la superficie de la Hoja existe otro accidente importante, la Falla de Socovos, o de Calasparra-Cieza, que la atraviesa por la mitad, poniendo en contacto el Prebético y el Subbético.

Por lo que se refiere a los materiales existentes, se puede observar que son muy variados y en su mayoría de origen sedimentario (calizas de diferentes tipos, dolomías, margas, areniscas, limos y conglomerados), con edades comprendidas entre el Triásico y el Cuaternario. No obstante existe algún afloramiento de ofitas, perteneciente al Terciario post-mantos.

La topografía es bastante accidentada con áreas muy abruptas y otras suaves y llanas. Las mayores alturas se localizan en las dos grandes sierras: la Sierra de la Pila y la Sierra del Oro. En la primera destacan La Pila con 1.266 m, Pico Los Cenajos con 1.226 m y El Risco Alto con 1.025 m, además de Peña Parda con 829 m y el Pino de la Muela con 828 m. En la segunda,

es decir en la Sierra del Oro, sobresalen el Puntal de las Carrascas con 936 m y el Puntal de Pelona con 928. En el resto de las sierras, como en las de Ascoy, del Solán, Sierra Larga, etc, las cotas más altas suelen situarse entre los 300 y los 700 metros. Las menores alturas se localizan en el valle del río Segura, donde descienden hasta los 150 m, aproximadamente, en el límite meridional de la Hoja.

La red de drenaje tiene carácter mediterráneo y se ordena en torno al río Segura. Este río, con un trazado entre sinuoso y meandriforme, hace su aparición en la Hoja por el extremo Oeste, en las proximidades del paraje de Soto de la Zarzuela y, siguiendo la dirección O-E, alcanza la localidad de Cieza donde cambia su rumbo bruscamente para dirigirse hacia el Sureste y, pasando la localidad de Blanca, llegar al extremo meridional de la Hoja, donde se encuentra embalsado. Su principal afluente, por la margen izquierda es la Rambla del Moro que, desde el Noreste se dirige al río Segura para desembocar entre las localidades de Cieza y Abarán. Otros tributarios son la Rambla de Agua Amarga y los barrancos del Mayorazgo, Grimaldo y de la Ramblilla, mientras que por la derecha destacan los barrancos de Meco y del Rey.

Hay que destacar además la presencia de algunos embalses de notable importancia. Son los embalses del Judío, de la Rambla del Moro y de Ojós, este último en el límite meridional, y el de la Rambla del Cárcabo, al Oeste, y compartido con la contigua Hoja de Calasparra (890).

Desde el punto de vista geomorfológico se pueden diferenciar en la Hoja cuatro tipos de relieves: Las Sierras, las Cuencas, los Valles y los Piedemontes. Las Sierras constituyen las zonas más elevadas, destacando cada una de ellas de forma aislada. Como ya se ha mencionado con anterioridad, las dos sierras mayores son las Sierras de la Pila y del Oro, seguidas de las Sierras de Benís y Ascoy. De menor envergadura, pero no por ello poco importantes, son las sierras Larga, de Fonseca, del Solán, del Aguila, de Lugar y de la Espada. Mayoritariamente están constituidas por materiales mesozoicos (jurásicos y cretácicos), así como por terciarios (paleógenos), de naturaleza calcárea, a veces detrítica, muy afectados por los procesos de incisión. Estas sierras presentan frentes montañosos, a cuyo pie se desarrollan grandes Piedemontes formados por sistemas de abanicos aluviales, conos de deyección y coluviones que sirven de enlace entre las sierras y los valles.

Figura 13. Al fondo, los relieves abruptos de la Sierra del Oro. Al pie de las laderas y con relieve más suave, se sitúan los piedemontes

Entre estos últimos destacan los valles del río Segura y de la Rambla del Moro. Finalmente, se observan los suaves relieves que generan Las Cuencas, siendo la más importante la Cuenca de Calasparra-Cieza-Jumilla, de gran tamaño que excede los límites de esta Hoja y ocupa la casi totalidad del cuadrante Noroeste de la misma.

Por lo que al clima se refiere, conviene señalar que ha jugado un papel importante en el pasado, contribuyendo enormemente al modelado del relieve, pero en la actualidad también tiene gran importancia afectando directamente a la intensidad de los procesos externos.

Las características meteorológicas de la zona definen al clima de la región como de tipo Mediterráneo Continental Templado. La temperatura media anual está comprendida entre 10-18º C, con inviernos suaves y veranos templados, siendo frecuente un intervalo de 2-10º C para el mes más frío y de 20-26º C para el más cálido. En cuanto a la pluviometría media anual, los valores se sitúan entre 300 y 800 mm, con una ETP de 700-1000 mm anuales. También hay que destacar el elevado déficit medio anual de agua y la irregular distribución de las precipitaciones en primavera, otoño e invierno, presentando un mínimo muy claro en verano, ya que el porcentaje de las precipitaciones, en esta estación, se sitúa en torno al 12-13% del total anual. Ahora bien, teniendo en cuenta el régimen de humedad, algunos manuales definen el clima de esta zona como Mediterráneo Seco (Mapa de Cultivos y Aprovechamientos, 1982 a y b).

El principal núcleo de población lo constituye la localidad de Cieza, capital de la Vega Alta, siguiéndole en importancia las localidades de Blanca y Abarán, todas ellas situadas a orillas del Segura. Existen otras poblaciones de menor tamaño como Ascoy, Hoya del Campo, Estación de Blanca, La Garapacha, El Rellano y La Hurona.

Figura 14. Cieza, capital de la Vega Alta del Segura, caracterizada por el gran desarrollo de su huerta

Esta región tiene una gran importancia arqueológica pues posee numerosos restos de la cultura Al Andalus, así como pinturas rupestres en algunas cuevas del desfiladero de los Almadenes. También en la cueva de la Serreta hay vestigios romanos y pinturas del Neolítico. Todos estos aspectos, además de las posibilidades de rutas verdes, hacen de esta zona una región idónea para el turismo rural o de interior, incluso cultural.

La vegetación característica es de bosque mixto, con abundancia de pino carrasco en las laderas de los ríos. En relación a los cultivos, hay que señalar que se trata de una región en la que tradicionalmente el riego se viene realizando por medio de acequias y donde destaca la producción de frutas agrias y dulces, aceite, trigo, cebada, avena, hortalizas, legumbres y anís.

Las principales vías de comunicación son la Autopista de Murcia (A-30), que transcurre muy próxima a la localidad de Cieza, la Nacional N-344 que atraviesa la localidad Estación de Blanca, con dirección N-S y la Comarcal C-330 que desde Cieza se dirige hacia el Sureste. El resto son pequeñas carreteras locales que ponen en comunicación unas localidades con otras y numerosos caminos de tierra, algunos de los cuales permiten el acceso a zonas abruptas y aisladas. También atraviesa la Hoja la línea del ferrocarril Madrid-Murcia.

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este capítulo se desarrollan dos apartados, uno dedicado a los aspectos morfoestructurales en el que se describe la actual configuración del relieve y la influencia que sobre ella han ejercido tanto la naturaleza del sustrato geológico como la tectónica, y otro en el que se pone de manifiesto la importancia de los procesos exógenos en el modelado de dicho relieve.

3.2.1. Estudio morfoestructural

El relieve de cualquier región siempre se encuentra muy influenciado por la litología y la tectónica, siendo esta última de gran importancia en la Hoja de Cieza. En este sector, así como en otras áreas de las Cordilleras Béticas, existe una intensa actividad reciente producida, entre otras causas, por la convergencia de las placas Africana y Euroasiática que hace que, desde el Mioceno superior a la actualidad, se instale un régimen tectónico de tipo compresivo con una dirección general de acortamiento N170-150º E (MONTENAT *et al.*, 1987).

Para SANZ DE GALDEANO (1983), el Accidente de Cádiz-Alicante, al Sur de la Hoja, ha sido el condicionante estructural más importante de toda esta región. Su dirección es subparalela a las principales direcciones estructurales de las Béticas y su movimiento esencial es dextrorso. BAENA Y JEREZ MIR (1982) señalan que este desplazamiento sería de gran envergadura en tiempos pretortonienses, continuando hasta comienzos del Plioceno, donde se produciría una rotación del campo de esfuerzos, para dar lugar a un desplazamiento sinistrorso de la falla, que originaría la sedimentación de abanicos aluviales durante el Plioceno y el Cuaternario (BAENA *et al.*, 1994).

En la Hoja de Cieza la estructura más importante es la que atraviesa la mitad de la Hoja por su parte central y que, con una dirección general E-O, separa el Prebético del Subbético. Este accidente, según diversos autores como RODRÍGUEZ-ESTRELLA (1977), SANZ DE GALDEANO (1983) y PÉREZ-VALERA (2005), coincide con el Accidente de Socovos, o de Calasparra-Cieza. Para SANZ DE GALDEANO (1983) se trata de un accidente tectónico dextrorso, perteneciente al sistema de fracturas N30-60W y que se pone en funcionamiento en el Mioceno medio-Mioceno superior. ALLERTON *et al.* (1993), señalan que su edad sería Langhiense-Serravalliense, originando desplazamientos horizontales estimados en varias decenas de kilómetros. El resultado es un accidente que posee una estructura muy compleja porque a lo largo de su trazado existen numerosos bloques delimitados por contactos mecánicos que son aprovechados, además, por los materiales más plásticos para inyectarse a través de ellos, dando lugar a una importante actividad diapírica. En algunos sectores no es demasiado evidente, sin embargo su reflejo en la fisiografía es claro, apareciendo formas muy diferentes a ambos lados de dicho accidente. Por una parte está la mitad Norte de la Hoja, ofreciendo un relieve algo más suave, pero con importantes elevaciones como las Sierras de Benís, Ascoy y la Sierra de la Pila y, por otra, está la mitad Sur, con una topografía más accidentada, donde sierras y valles se alternan de forma apretada y caótica. Destaca la Sierra del Oro, compartimentada en bloques de muy diferentes tamaños y, en el borde occidental, las Sierras de Lugar y del Aguila y de la Espada.

En cuanto a las formas menores que aparecen en la Hoja, es fácil observar numerosos ejemplos debido a que toda el área, fundamentalmente las sierras, ha sido objeto de una morfogénesis erosiva de gran intensidad (incisión vertical acusada, arroyada difusa, actividad en las laderas, etc.), dejando al descubierto una parte de las estructuras. Las formas presentes corresponden básicamente a **líneas de capa, escarpes estructurales en series monoclinales, crestas, "chevrons" y cerros cónicos**. Estas formas se originan por la existencia de niveles duros y competentes entre otros de menor competencia que ofrecen menor resistencia a la erosión. Las crestas pueden observarse en relieves altos, en las líneas divisorias, como ocurre en algunas alturas de la Sierra del Oro y en ciertas elevaciones situadas entre las localidades de Cieza, Blanca y al Sur de la Sierra del Aguila. Los **resaltes de capa** son frecuentes entre Cieza y Abarán, en el Collado de la Corona, en la Sierra de la Pila y en la esquina Sureste de la Hoja, entre otros. Los "chevrons" hacen su presencia en el frente Noroeste de la Sierra de la Pila y, finalmente, los cerros cónicos que se encuentran diseminados por las áreas de relieve suave, siendo casi todos ellos de pequeño tamaño.

También se han representado en el mapa aquellas **fallas**, supuestas o no, cuando ofrecen un reflejo claro en el relieve, así como las **alineaciones de carácter morfológico** que pueden indicar un cierto control estructural, tal es el caso de los frentes de la Sierra de la Pila, en los que se observa un cambio de relieve y de estructura, reforzada por la presencia de un conjunto de abanicos aluviales alineados. Igualmente se han señalado **los valles** cuyo encajamiento parece estar relacionado con la presencia de **fracturas** y con el movimiento reciente de las mismas. Ejemplos de ello aparecen en algunos cursos de la esquina Sureste de la Hoja.

Figura 15. Relieves estructurales de la Sierra del Oro y el Pico del Aguila, al Suroeste de la Hoja. En primer término, llanura aluvial del río Segura

Respecto a la edad del modelado, hay que suponerle una cronología más o menos amplia que abarcaría desde las fases álgidas de la estructuración del orógeno Bético hasta la actualidad.

Figura 16. Cabezo de la Corona, cerro cónico situado entre las localidades de Abarán y Blanca. En primer término llanura aluvial del río Segura

La morfología de la red de drenaje también refleja la tectónica local indicándo, por sí sola, la dirección de los principales accidentes tectónicos, activos durante el Plioceno y el Cuaternario, aunque también puede reflejar accidentes más antiguos. Como señala GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996), en las Hojas de Caravaca (910) y Zarcilla de Ramos (931), próximas a la de Cieza, existen algunos hechos que también pueden indicarnos la influencia de la tectónica, como son los encajamientos anómalos o los cambios bruscos en los cursos de los ríos, tal y como sucede con el río Segura a su paso por la localidad de Cieza. También es sintomática la acusada linealidad de algunos cauces.

3.2.2. Estudio del modelado

En este apartado se describen todas las formas cartografiadas en el mapa geomorfológico, ya sean sedimentarias o erosivas. Estas formas son el resultado de la acción de una serie de procesos exógenos sobre un sustrato determinado y en ellas se ha considerado: el tamaño, la morfología, la distribución espacial y su relación con otras formas.

3.2.2.1. *Formas de ladera*

En la Hoja de Cieza, las formas de ladera están representadas por **coluviones, deslizamientos** y **cambios bruscos de pendiente**. Los **coluviones** son debidos casi exclusivamente a acción de la gravedad. Se forman en zonas de fuerte pendiente o donde existe una ruptura de la misma, por lo que son muy frecuentes en los valles, al pie de las laderas, o en las cabeceras de arroyos y barrancos. En esta zona, la mayoría de ellos aparecen al pie de las laderas u orlando los diferentes relieves mesozoicos. Por lo general, salvo excepciones, son de pequeño y mediano tamaño, tienen formas irregulares aunque mayoritariamente alargadas y estrechas y su disposición es a modo de bandas paralelas a los cursos de agua. Algunos de los mejores ejemplos se localizan al Noroeste y Sureste de las Sierras de Ascoy y de Benís, al Norte de la Sierra de la Espada y en los alrededores de la Sierra del Aguila.

Los **deslizamientos** son menos frecuentes que los coluviones pero, al igual que en éstos, las altas pendientes y los movimientos tectónicos recientes favorecen su desarrollo. En esta Hoja existen dos tipos de deslizamientos, unos de muy pequeño tamaño, de carácter traslacional, y de los que apenas quedan restos de la masa deslizada, como consecuencia de la erosión, y otros, de gran tamaño, cuyo mecanismo de formación tiene una importante componente rotacional y en los que se puede observar fácilmente la masa deslizada. Los primeros, es decir los más simples, se localizan en la esquina Suroeste de la Hoja, en los parajes de la Hacienda del Cura y de la Loma del Chinche. Los más complejos se han desarrollado al Sur y Sureste del gran escarpe meridional de la Sierra de la Pila, concretamente en los parajes de Coto de la Parposa, Peña Rajada, Solana del Peñasco Colorado y Casa del Barranco. Allí se observa un conjunto de deslizamientos múltiples con lenguas alargadas, curvadas y algunas de ellas disectadas por la incisión fluvial. En estos deslizamientos, no sólo ha intervenido la pendiente acusada, sino que parecen haber tenido un origen marcadamente tectónico.

Figura 17. Deslizamientos en la ladera Sur de la Sierra de la Pila, en la que se observan grandes irregularidades y escalones, producto de la acumulación hacia la base de las masas deslizadas

Los **cambios bruscos** de pendiente se reconocen con facilidad en el frente Sur de la Sierra de la Pila, donde hay una caída vertiginosa de la pendiente, hacia el Sur, y también en las Sierras de Benís y de Ascoy, en las que parecen existir unas superficies algo aplanadas, a techo. Podría pensarse que corresponden a antiguas superficies de erosión degradadas, pero la falta de referencias próximas y la cota de las mismas no permiten, de momento, asignarlas a tales morfologías. Por ello se ha optado por señalar, al menos, esta diferencia de pendiente entre las cimas aplanadas y sus laderas.

3.2.2.2. *Formas fluviales y de escorrentía superficial*

Las formas fluviales son las que tienen mayor representación en la Hoja de Cieza, siendo los **fondos de valle y rambla, los aluviales-coluviales, la llanura de inundación del río Segura y las terrazas**, así como **los conos de deyección** y **los abanicos aluviales**, las formas que llevan sedimentos asociados. Por otra parte, las formas erosivas también tienen un gran desarrollo y se han reconocido: **arroyada en regueros, incisión, cárcavas, aristas, cambios bruscos de pendiente y erosión lateral de los cauces**.

Los **fondos de valle** son formas asociadas a los lechos de ríos y arroyos. En planta tienen formas alargadas, con trazado sinuoso o rectilíneo, y suelen marcar las principales directrices de la tectónica regional. Algunos presentan carácter de ramblas, como sucede con muchos de los cauces que procedentes del Norte desaguan en el río Segura. Un ejemplo de ellos es la

Rambla de Agua Amarga. No obstante, casi todos tienen una dinámica de carácter torrencial y son potencialmente activos en épocas de fuertes lluvias.

Los **aluviales-coluviales** son escasos y se desarrollan en el sector centro-meridional de la Hoja, en los parajes de Casa del Gitano, Casa del Rojo y Venta de Santos Triste. Estas formas, con sus correspondientes depósitos, se originan en el fondo de valles o vaguadas, en áreas donde no se ha producido encajamiento y donde los aportes de ladera se solapan y entremezclan con los aportes fluviales, resultando difícil su separación, por lo que se han cartografiado conjuntamente. El perfil transversal de estas formas suele ser cóncavo y tienen una cierta amplitud.

Los **cauces o meandros abandonados** se encuentran en el valle del río Segura. Son dos los ejemplos existentes, uno en el límite Oeste de la Hoja, entre los parajes de La Torre y Casa de los Corrales y, el otro, en el borde meridional, al Este del embalse de Ojós. Ambos se encuentran colgados en relación al nivel actual del río y tienen una forma anular, lo que hace suponer el abandono por estrangulamiento de un meandro, en épocas pasadas.

La **llanura de inundación del Río Segura**, constituye el aluvial con más envergadura de toda la Hoja, alcanzando en algunos tramos una anchura aproximada de 1 km. Su trazado es sinuoso-meandriforme y la superficie, a techo, es extremadamente plana. En ella se instala el cauce del Segura, pero con poco grado de encajamiento. Sobre sus limos de inundación se desarrolla gran parte de las huertas de esta comarca de la Vega Alta.

Otra forma de sedimentación fluvial la constituyen las **terrazas** pero con un desarrollo poco importante en el conjunto de la Hoja. Su morfología es alargada, dando bandas paralelas a los valles con una superficie muy plana que limitada por un escarpe neto hacia la zona de encajamiento. Existen terrazas en el valle del río Segura y en las ramblas del Moro y de Agua Amarga pero, como se observa en la cartografía, hay un solo nivel que según el cauce al que pertenezca, puede variar su altura respecto al talweg actual, no superando casi nunca los 10 m, aunque lo más frecuente es que se sitúe entre +2-8 m.

Los **conos de deyección y los abanicos aluviales** son las formas más representativas de la Hoja, además de las más abundantes. Los primeros se caracterizan por ser de menor tamaño y por tener una mayor pendiente, pero todos ellos se originan a la salida de barrancos y arroyos, cuando éstos alcanzan un cauce de rango superior o llegan a una zona de más llana, produciendo consecuentemente un depósito en forma de abanico con los perfiles longitudinal y transversal convexos.

En la Hoja de Cieza es notable el desarrollo que adquieren estas formas, sobre todo en los frentes de las sierras, generalmente relacionados con grandes fallas o fracturas. El resultado es un conjunto de abanicos coalescentes que forman grandes bandas alrededor de los relieves. El mejor ejemplo se encuentra en la Sierra de la Pila, en cuyos frentes Sur y Oeste la abundancia de abanicos es tal que llegan aconstituir una gran orla alrededor de este relieve.

Los **abanicos** ofrecen, además, características diferentes según el sector y el frente de sierra donde se han formado, con un dispositivo morfológico variable de encajamiento-superposición. En algunos frentes, en vez de abanicos se forman glacis, pero éstos se considerará, más adelante, en el apartado correspondiente a las formas poligénicas.

En primer lugar destacan los abanicos asociados a la Sierra de la Pila, donde se han diferenciado hasta cuatro generaciones, y en cuyo frente meridional se encuentran los depósitos más antiguos (Pleistoceno inferior). Es posible que este frente comenzara su actividad tectónica reciente con anterioridad al frente occidental. La segunda generación (Pleistoceno medio) se encuentra encajada en la primera y también es más abundante en el frente Sur. La tercera (Pleistoceno superior), es mayoritaria en la vertiente Oeste, así como la cuarta, también del Pleistoceno superior, ya no aparece en el sector meridional. A partir de esta distribución, podría deducirse la clara relación entre la sedimentación de los diferentes abanicos y los movimientos tectónicos de levantamiento de la Sierra de la Pila.

En las Sierras de Benís y Ascoy la situación es muy diferente, en primer lugar porque el desarrollo de los abanicos es bastante menor y en segundo porque estas formas sólo se aparecen en la vertiente Sureste con edades comprendidas entre el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior. En la vertiente opuesta, la Noroeste, al igual que en la Sierra de la Pila tiene lugar la formación de glacis.

Figura 18. Ladera Sur del sector occidental de la Sierra de la Pila. En la base se observa la salida y desarrollo de los abanicos aluviales. En primer término depósitos de glacis del Pleistoceno superior

En la Sierra del Oro los abanicos aluviales se desarrollan en las vertientes Noroeste y Sureste y prácticamente todos ellos pertenecen al Pleistoceno superior, lo que indicaría que su actividad tectónica reciente estaría concentrada en este periodo.

Figura 19. Superficie y depósito de los abanicos de la segunda generación, de edad Pleistoceno medio

En el resto de las sierras, de menor tamaño, también se ha producido la sedimentación de abanicos, pero su desarrollo es más disperso y a veces aparecen mezclados con otro tipo de formaciones, como glacis o coluviones. Ejemplos de ello son las Sierras del Aguila, de la Espada y de Lugar.

Finalmente cabe mencionar a los **conos de deyección**, de edad holocena, que son aquellos que se encuentran en los cauces principales y que se forman por los aportes de cauces menores. Tal es el caso de los conos situados en el valle del río Segura, en los parajes de Canadillo y Entrerramblas, así como en la Rambla del Moro, en el paraje de Bermeja.

En cuanto a las formas erosivas hay que resaltar su abundancia y variedad, estando representadas por la **arroyada difusa o en regueros**, frecuente en la superficie de los abanicos aluviales, tal y como muestra la cartografía, también por la **incisión lineal** y **las aristas**, presentes en las sierras calcáreas y cuya densidad es variable según la textura de la roca y la presencia de un mayor o menor número de fallas o fracturas.

Figura 20. Paisaje erosivo al Sur de la Hoja, entre la Sierra del Solán y el Collado de la Corona. Se observan cárcavas en los materiales terciarios, por debajo de las superficies originadas por abanicos y glacis

Por otra parte, existen **cárcavas** muy desarrolladas, con sus correspondientes **cabeceras de cárcavas**, en los sectores donde los materiales son más blandos (margas y yesos del Keuper y margas con areniscas del Mioceno), como en los alrededores de la Rambla del Carrizalejo, en la esquina Sureste de la Hoja, en la vertiente oriental de la Sierra del Oro o el cuadrante Noroeste de la Hoja, donde los pequeños arroyos y barrancos erosionan los terrenos terciarios, situados por debajo de los piedemontes cuaternarios, dando un paisaje erosivo muy espectacular.

También se han cartografiado los **escarpes de terraza**, al igual que todos aquellos que han sido originados por la erosión fluvial, aunque afecten a otros depósitos, así como aquellos puntos en los que la erosión lateral de los cauces produce socavamientos en las laderas próximas.

3.2.2.3. *Formas lacustres y endorreicas*

Las **áreas endorreicas** son de precario desarrollo en la Hoja y aparecen en el cuadrante Noroeste, asociadas a algunos fondos de valle. Su génesis está relacionada con la escasa pendiente y por tanto con un funcionamiento deficiente de la escorrentía, logrando que el agua se estanque en determinadas zonas, cuando la meteorología es adecuada. Sus formas son pequeñas, redondeadas o alargadas, y pueden reconocerse en los parajes de El Acebuche, El Olmico Alto y El Pinar de Agua Amarga, siempre asociadas a los depósitos aluviales.

3.2.2.4. *Formas poligénicas*

Las formas poligénicas son todas aquellas que requieren de más de un proceso para su formación. En este apartado se han considerado los **glacis de techo de piedemonte, los glacis de cobertera, los escarpes asociados a dichos depósitos y algunos cerros cónicos**.

Los **glacis de techo de piedemonte** constituyen uno de los depósitos más antiguos (Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio) de la Hoja. Aparecen en el cuadrante Noroeste procedentes de los relieves más septentrionales de la contigua Hoja de Jumilla (869). Se trata de grandes mantos de conglomerados, de gran potencia, que descienden topográficamente, hacia el Sur, dando una gran superficie plana, a techo. La incisión posterior de arroyos, ramblas y barrancos, ha provocado su desmantelamiento parcial dejando al descubierto los depósitos y limitándolos mediante escarpes muy netos de contorno lobulado. Por debajo de estos piedemontes, los materiales terciarios, de naturaleza poco competente, han sido también fuertemente erosionados, dando lugar a un paisaje acarcavado.

Los **glacis de cobertera** son también importantes en extensión, casi tanto como los abanicos aluviales y se localizan en casi toda la superficie que abarca la Hoja. Tienen un origen muy similar al de los abanicos aluviales, de hecho, en la mayor parte de los casos, se relacionan lateralmente con ellos. La diferencia entre unos y otros es que los abanicos están formados por sistemas fluviales más organizados, con un canal principal, mientras que los glacis no suele tener un curso que destaque, sino un sistema de canales de mayor o menor importancia que se entrelazan. La morfología también es diferente, mostrando un perfil longitudinal convexo-cóncavo o plano-cóncavo.

Figura 21. Vista general de los glacis de techo de piedemonte al Noroeste de la Hoja. Los depósitos destacan, a techo, por su color rojizo

Por debajo del glacis de techo se piedemonte se originan tres generaciones de glacis de cobertera, encajados sucesivamente entre sí. La primera de ellas pertenece al Pleistoceno medio y se localiza en el cuadrante Noroeste de la Hoja, además de en las vertientes de algunas sierras, relacionándose, como ya se ha mencionado más arriba, con los abanicos aluviales. Esto sucede en la vertiente meridional de la Sierra de la Pila, en la vertiente Sureste de la Sierra de Ascoy y en algunos sectores de la Sierra del Oro. Por lo general estos glacis están también erosionados por la red de drenaje actual, dando escarpes netos. A continuación se originan dos episodios más de glacis, ambos pertenecientes al Pleistoceno superior. Estos depósitos tienen una pendiente más suave que los anteriores, son de menor potencia y están muy poco incididos por la red, aunque en su superficie se pueden ver huellas de una arroyada difusa. Se ubican en las áreas topográficamente más planas, constituyendo las partes más distales del conjunto de piedemontes.

En cuanto a las formas erosivas sólo se han reconocido algunos **escarpes**, como los que bordean los glacis de techo de piedemonte, y algunos **cerros cónicos**.

3.2.2.5. *Formas antrópicas*

Las únicas formas cartografiadas en esta Hoja son las que se refieren a **canteras y explotaciones**. Son bastante frecuentes, sobre todo en el cuadrante Suroeste, donde se instalan sobre calizas o sobre yesos.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se denominan Formaciones Superficiales todas aquellas formas que llevan un depósito asociado, consolidado o no, y que están relacionadas con la evolución geomorfológica del relieve que se observa en la actualidad. Deben ser cartografiables a la escala de trabajo y se definen por una serie de características como: geometría, textura, litología, potencia, tamaño y cronología, esta última siempre que sea posible. Como algunos de estos aspectos ya han sido tratados en el apartado anterior, aquí se dedicará especial atención a los no considerados anteriormente, como: litología textura, potencia y edad.

Las formaciones superficiales de ladera están representadas por **coluviones y deslizamientos**.

Los **coluviones** están originados por la acción combinada del agua y de la gravedad y, por lo tanto, constituidos por materiales muy heterogéneos cuya litología varía en función de las rocas de las que se alimentan. Están formados por cantos y bloques, generalmente de calizas, dolomías y areniscas del sustrato mesozoico-terciario, sin ningún tipo de selección ni ordenación, con tamaños que oscilan entre pocos centímetros y 0,5 m, aunque a veces pueden observarse tamaños mayores. Los cantos son muy angulosos y están embutidos en una abundante matriz de color rojizo oscuro. Los coluviones más antiguos pueden presentar fuertes cementaciones. En cuanto a su cronología, se han diferenciado dos grupos, unos más antiguos, de edad Pleistoceno superior y otros, más recientes, muy poco consolidados, de edad holocena.

Los **deslizamientos**, por su parte, se forman por la caída de masas rocosas que se fragmentan, resultando un conjunto de materiales sin estructura interna, con grandes y pequeños bloques empastados en arcillas, unas originales y otras producidas por la fricción ocasionada en el movimiento. Al igual que en los coluviones, la naturaleza de los bloques tiene que ver con la roca de la cual proceden, siendo, en este caso, mayoritariamente calcáreos. Concretamente, los deslizamientos situados en el frente Sur de la Sierra de la Pila, comprometen grandes masas de material, en su movimiento, por lo que es muy difícil calcular la potencia de la lengua deslizada, pero se puede suponer de decenas de metros. Se atribuyen al Holoceno, y algunos de ellos pueden ser actuales o subactuales.

Las formaciones superficiales de carácter fluvial son las más importantes dentro de la Hoja, destacando los **fondos de valle y rambla, los abanicos aluviales y las terrazas**.

Los **fondos de valle** están formados por bloques, cantos y gravas, de naturaleza mayoritariamente calcárea, empastados en una matriz arenosa. A veces, se observa en los depósitos un cierto grado de organización, con estructuras sedimentarias correspondientes a barras laterales y centrales, cicatrices de erosión, etc. La potencia no es siempre posible de establecer, aunque en algunos casos puede llegar a los 4 m. Se les ha asignado una edad holocena.

Los **fondos de rambla**, aunque casi todos los cauces de la Hoja tienen un funcionamiento torrencial, tienen depósitos con un carácter más caótico que los anteriores, destacando la presencia de grandes bloques y buenos ejemplos de estructuras de imbricación. Si el tramo considerado está próximo a la cabecera, la proporción de elementos finos es muy pequeña, proporción que aumenta a medida que se alcanzan los tramos más bajos. Al igual que en los fondos de valle, la naturaleza de los cantos es mayoritariamente carbonatada, pero también pueden aparecer cantos de areniscas y microconglomerados. La potencia observada en varios puntos oscila entre 2 y 4 m. Su edad es Holoceno.

Los **aluviales-coluviales** ofrecen características diferentes a los depósitos anteriores, pues se trata de depósitos originados en el fondo de valles o vaguadas, donde apenas ha habido encajamiento y donde los aportes de ladera se solapan y entremezclan con los fluviales, siendo difícil su separación. Se trata de rellenos de poca potencia, inferiores a 3 m, constituidos por limos, arenas y arcillas con niveles de cantos, gravas y, a veces, bloques. Los elementos gruesos no siempre están bien redondeados debido a que los aportes laterales suelen tener un corto transporte. La edad de estas formaciones también se considera Holoceno.

Por lo que a los **abanicos aluviales** se refiere, generalmente se encuentran adosados a los relieves calcáreos y están constituidos por una sucesión de aportes que representan secuencias granodecrecientes, con base claramente erosiva, y potencias variables, casi siempre entre 1 y 2 m. Sobre ellos suelen formarse algunos canales, de carácter inestable, donde se acumulan los elementos más gruesos. Debido a la gran cantidad de carbonatos y a un clima semiárido, es frecuente ver carbonataciones e incluso desarrollo de costras en los niveles más antiguos.

Figura 22. Depósito de abanico aluvial del Pleistoceno medio, al pie de la Sierra de la Pila

Las áreas fuente de todos estos depósitos aportan materiales en cantidades que dependen de la velocidad e intensidad de sus movimientos tectónicos verticales. En cuanto a su granulometría y potencia, se puede decir que están constituidos por conglomerados y arenas entre 5 y 10 m, a veces incluso mayores, con tamaños muy gruesos en las zonas apicales y con facies formadas por intercalaciones de arenas con niveles de conglomerados, desde centimétricos a métricos y con granulometrías más finas hacia las zonas distales. El conjunto de los abanicos se desarrolla entre el Pleistoceno inferior y Pleistoceno superior.

Los **conos de deyección** se diferencian de los anteriores por su menor tamaño, aunque tienen una misma génesis. Las secuencias de sus depósitos también son granodecrecientes, pero el tamaño grano es inferior, con máximos de 30 cm aproximadamente. La potencia media está comprendida entre 2 y 5 m, aunque se observan variaciones dentro de un mismo depósito, desde la zona apical a la distal. La litología de los cantos es mayoritariamente calcárea y la matriz es arenoso-limosa. Se desarrollan entre el Pleistoceno superior y el Holoceno.

Las **terrazas**, como ya se ha mencionado anteriormente, aparecen en los valles del río Segura y de la Rambla del Moro. Están formadas por niveles de conglomerados con arenas y limos de color claro, en los que se pueden observar barras de gravas con estratificación cruzada planar. Las potencias observadas oscilan entre 2 y 4 m. En todas ellas, por lo general, la presencia de material fino es muy abundante. Se observan niveles con carbonataciones y encostramientos. Por su posición, en relación a los depósitos de fondo de valle y a la llanura de inundación, se les ha asignado una edad Pleistoceno superior.

Las **formaciones superficiales lacustres o endorreicas** están representadas por arcillas y limos de color oscuro o grisáceo, con niveles delgados de cantos y gravas. Su potencia es bastante pequeña pues se desarrollan sobre depósitos de fondo de valle. El estancamiento de las aguas y la falta de oxígeno son los responsables de los colores del depósito. A techo suelen desarrollar suelos grises o negros. Se consideran holocenos

Las formaciones superficiales de carácter poligénico se limitan a los **glacis de techo de piedemonte y a los glacis de cobertera**. Los primeros están formados por conglomerados y facies de grandes bloques con intercalaciones de tramos arenosos y encostramientos calcáreos. Estas granulometrías se hacen más finas hacia las partes más distales de estos depósitos, es decir cuanto más alejados de los relieves están. Existe además un cierto enrojecimiento. La potencia, también es variable, desde las zonas proximales a las distales, pero, en el límite septentrional de la Hoja se pueden ver potencias de hasta más de 20 m. Se les ha asignado una edad Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio.

Figura 23. Facies distales de los glacis de techo de piedemonte, al Noroeste de la Hoja, junto a la Rambla del Agua Amarga. Se observa claramente el contacto erosivo sobre los materiales del Terciario

Los **glacis de cobertera**, por su parte, presentan bastantes variaciones tanto en la textura como la potencia, desde los glacis más antiguos a los más recientes. Los más antiguos se asemejan a los glacis de techo de piedemonte, anteriormente descritos, pero tienen menor potencia, mientras que los más recientes están constituidos por niveles de cantos subangulosos de calizas que alternan con niveles de carácter más fino, limo-arenosos, con potencias que no supera los dos metros. En la cartografía se han diferenciados hasta tres generaciones diferentes con edades comprendidas entre el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior.

Figura 24. Cabecera de un glacis de cobertera procedente de la Sierra del Solán, en la carretera MU 553, muy cerca de su confluencia con la N-301ª. A la izquierda de la fotografía se ven fragmentos de tamaño decimétrico

Figura 25. Capa de conglomerados del glacis sobre el que se instala la localidad de Cieza, cuyos materiales proceden de la Sierra de Ascoy

3.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

La construcción de un relieve es debida a la actuación de los procesos externos sobre un sustrato geológico y estructural determinado y bajo unas condiciones climáticas también determinadas. Los movimientos tectónicos y la sismicidad, activos en épocas recientes, han contribuido notablemente a modelar el paisaje que se observa en la actualidad en este sector del Sureste español.

La superficie representada en una Hoja, a escala 1.50.000, es relativamente pequeña para establecer grandes hitos, por ello parece lógico considerar la evolución de su relieve dentro de un contexto general más amplio, de carácter regional. Para ello se debe retroceder en el tiempo con el fin de reconstruir la evolución geodinámica de este sector de la Béticas, fundamentalmente durante el Plioceno y el Cuaternario, y ver cómo la historia de un área, en épocas pasadas, ha condicionado la evolución posterior. Concretamente la evolución de esta zona, y de toda la región murciana, está condicionada principalmente por la interacción entre las placas Euroasiática y Africana, ya que las Cordilleras Béticas se sitúan en el límite ente ambas. A lo largo de este proceso de interacción, se han ido originando grandes accidentes o fallas que han dado lugar a movimientos de gran envergadura, tanto en la vertical como en la horizontal, durante el Mesozoico y el Terciario, y algo más suaves durante el Cuaternario.

Alguno de estos accidentes está presente en la Hoja de Cieza, como el que constituye el límite entre el Subbético y el Prebélico y que, según diversos autores como RODRÍGUEZ-ESTRELLA (1977), SANZ DE GALDEANO (1983) Y PÉREZ-VALERA (2005), coincide con el Accidente de Socovos, o de Calasparra-Cieza. Para SANZ DE GALDEANO (1983) se trata de un accidente tectónico dextrorso, perteneciente al sistema de fracturas N30-60O y que se pone en funcionamiento en el Mioceno medio-Mioceno superior. ALLERTON *et al.* (1993), señalan que su edad sería Langhiense-Serravalliense, originando desplazamientos horizontales estimados en varias decenas de kilómetros.

Esta falla constituye uno de los accidentes más importantes de la región junto con el Accidente Cádiz-Alicante (SANZ DE GALDEANO, 1983), fuera del ámbito de la Hoja pero muy próxima, por el Sur, y también conocido como Falla de Crevillente (HERMES, 1985), subparalela a las principales direcciones de las Cordilleras Béticas. La Falla de Socovos posee una estructura muy compleja debido un trazado irregular, compuesto por numerosos contactos mecánicos que delimitan bloques, contactos que contribuyen sacar al exterior materiales muy plásticos, de carácter diapírico. La morfología a un lado y otro de esta falla es bastante diferente.

También como consecuencia de la actividad de todos estos accidentes, la zona se caracteriza por la presencia de numerosas depresiones intramontanas, de dirección N45E, una de las cuales es la Cuenca de Calasparra-Cieza-Jumilla.

Una vez establecida estas condiciones previas, podría considerarse que el punto de partida de la morfogénesis de esta zona, sería la retirada del mar de las cuencas, según una dirección

NO-SE durante el Tortoniense-Messiniense. Posteriormente, el régimen sedimentario pasó a ser netamente continental, salvo excepciones, hasta la actualidad.

En la Hoja de Cieza, después de la retirada del mar, los depósitos que aparecen pertenecen ya al Pleistoceno superior, por lo que se deduce que en el periodo de tiempo comprendido entre el Messiniense y el Pleistoceno inferior, debió predominar una morfogénesis de carácter erosivo.

Durante el Pleistoceno Inferior y Medio, la actividad de las fallas da lugar a movimientos en la vertical, produciendo la sedimentación de diferentes episodios de glacis y de abanicos aluviales, asociados a los relieves mesozoicos y terciarios de las Sierras de La Pila, del Oro, de Benís, de Ascoy, etc. También durante el Pleistoceno Medio, algunos autores como SANZ DE GALDEANO y VERA (1992) citan, en este entorno, una fase de reestructuración en la que se produciría una diferenciación de áreas con importante subsidencia o levantamiento. También SILVA (1994) identifica en este periodo una importante reestructuración tectónica en los márgenes de la Depresión del Guadalentín, como consecuencia de movimientos verticales, a lo largo de las fallas que la limitan.

Durante el Pleistoceno superior continúa la sedimentación de abanicos y glacis, pero en las zonas más distales, dando depósitos de mucha menor potencia y de morfología más plana.

Durante todo el Pleistoceno y paralelamente a la formación de estos depósitos, tiene lugar la jerarquización de la red fluvial, cuyo receptor principal es el río Segura que, en sus comienzos, no llegaba a desembocar en el Mediterráneo, sino en la Depresión del Guadalentín formando un gran abanico aluvial (SILVA *et al.*, 1996). En su evolución, el río Segura deja una serie de terrazas fluviales, al igual que sus afluentes por el Norte, las Ramblas del Moro y de Agua Amarga. Dado que se trata del tramo alto del río Segura, no hay desarrollo de niveles, aunque para los tramos inferiores SILVA *et al.*, (1996) señalan que las sucesivas etapas de encajamiento y agradación, es decir las sucesivas fases de formación de terrazas, se correlacionan con los cambios climáticos y con la actividad geotectónica más que con los cambios del nivel del mar.

Ya en el Holoceno, a la par que tiene lugar el encajamiento de los principales ríos, se produce erosión en los grandes relieves y son los cauces menores y el movimiento de sus niveles de base, los que desarrollan esta labor mediante procesos de incisión lineal, retroceso de cabeceras, acarcavamientos, etc.

También en el Holoceno, e incluso en la actualidad, los movimientos de ladera dejan huella en el relieve, siendo los grandes deslizamientos del frente Sur de la Sierra de La Pila, los coluviones y las caídas de bloques los que producen ligeras modificaciones en las vertientes y contribuyendo, de esta forma, al modelado del local.

3.5. PROCESOS ACTIVOS

La actividad reciente acaecida en el sector de Cieza se ha reflejado en la cartografía de "Procesos Activos" en la que se muestra la naturaleza e intensidad de los diferentes procesos, tanto endógenos como exógenos. Sin embargo hay que señalar que la morfogénesis actual está controlada mayoritariamente por la tendencia semiárida del clima regional y por los procesos geotectónicos, tan íntimamente relacionados con la sismicidad. En relación a este tema hay que tener en cuenta dos textos importantes. Uno de ellos es el "Atlas inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad de Murcia" (ITGE-CARM, 1995) y el "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia" (BAENA *et al.*, 1994).

3.5.1. Neotectónica y actividad de fallas

En este sector, así como en otras áreas de las Cordilleras Béticas, existe una intensa actividad reciente producida, principalmente, por la convergencia de las placas Africana y Euroasiática que hace que desde el Mioceno Superior a la actualidad, se instale un régimen tectónico de tipo compresivo con una dirección general de acortamiento N170-150º E (MONTENAT *et al.*, 1987).

En la Hoja de Cieza, los movimientos neotectónicos han controlado de forma importante la evolución del relieve en épocas recientes. Uno de los rasgos más característicos es la presencia de frentes de falla montañosos que se manifiestan en un contacto rectilíneo entre glacis, abanicos aluviales y piedemontes con los relieves de los cuales proceden. Así, en la Hoja de Cieza destacan los frentes Sur y Oeste de la Sierra de la Pila y el frente septentrional de la Sierra del Oro. En la Sierra de la Pila la actividad es continua durante todo el Cuaternario, pues hay abanicos de diferentes edades, algunos de ellos disectados por la red de drenaje y colgados, en relación a la misma, mientras que en la Sierra del Oro la actividad es máxima en el Pleistoceno Medio, disminuyendo hacia el final del Cuaternario.

Pero, sin duda, el accidente más importante es el Accidente de Socovos o de Calasparra-Cieza (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1977; SANZ DE GALDEANO, 1983 y PÉREZ-VALERA, 2005) que discurre por la mitad de la Hoja, con una dirección O-E, con actividad durante el Cuaternario, ofreciendo zonas de notable deformación tectónica. Esta falla varía de vertical a inversa y tiene una cierta vergencia hacia el Norte, sobre todo en su parte más oriental, determinando, en el sector septentrional de su trazado, la formación y desarrollo de algunas cuencas en las que predominan los sedimentos continentales. Tal es el caso de las cuencas de Calasparra o Cieza.

Existen también otras agrupaciones de fallas que tienen reflejo en la morfología y de las cuales se da cuenta a continuación:

N30-60E. Es la dirección predominante en todas las Cordilleras Béticas y la misma del Accidente de Cádiz-Alicante, que discurre al Sur de la Hoja. La dispersión de direcciones que ofrece se debe a que los grandes accidentes no se limitan a una única

fractura, como han apuntado algunos autores (VAN DE FLIERT *et al.*, 1980; SANZ DE GALDEANO, 1983; DE SMET, 1984 y HERMES, 1985), sino a un conjunto de ellas. Este grupo se manifiesta principalmente en alineaciones de la red de drenaje y en las fracturas de algunos frentes montañosos, como los de las Sierras de Benís y Ascoy, así como en la dirección que adquieren ciertos relieves como las Sierras del Aguila, de la Espada y de Lugar.

N80-90E. Se corresponde con la dirección de la falla de Socovos y con la de muchos de los frentes montañosos en los que se desarrollan abanicos aluviales. También es visible en ciertos cursos fluviales, como en el tramo más occidental del río Segura y en todos aquellos que discurren hacia el Este.

N130-150E. Este grupo de direcciones está bien representado por el tramo del río Segura, situado entre las localidades de Cieza y Blanca, y por numerosos cursos de carácter secundario de la mitad oriental de la Hoja. Con la misma dirección aparecen algunos sectores del frente meridional de la Sierra de La Pila que desarrollan también abanicos aluviales.

3.5.2. Sismicidad

La sismicidad de la Región de Murcia se enmarca en el área sísmica del Sureste peninsular y que se extiende, por el Sur, hasta la zona del Magreb, en el Norte de Africa. La actividad sísmica de esta zona está relacionada con los procesos cinemáticas originados por el choque N-S o SE-NO, según datos recientes, y movimiento diferencial de las placas tectónicas Euroasiática y Africana. Se produce, entonces, una banda de dirección NE-SO, dentro de esta zona del Sureste peninsular, que se extiende desde Almería hasta Alicante (MEZCUA y MARTÍNEZ-SOLARES, 1983 y BUFFORN *et al.*, 1990) y a lo largo de la cual se ha desarrollado una importante actividad sísmica durante el Neógeno Superior y el Cuaternario (MONTENAT *et al.*, 1987).

En relación con el resto de España, la Región de Murcia se encuentra en una zona de sismicidad media-alta, considerando la Península Ibérica como de una sismicidad moderada (MARTÍNEZ-SOLARES y HERRAIZ, 1986), La tasa anual de terremotos con I>=V es doble en Murcia que en el resto de la Península.

Concretamente en la Hoja de Cieza, como se indica en el esquema sísmico, la sismicidad es bastante alta, con intensidad máxima de VI-VII, siendo frecuentes los terremotos de intensidad IV, aun que en su mayoría son poco profundos, con focos situados a menos de 20 km. La mayor concentración de sismos se localiza a lo largo del río Segura, sentidos en las localidades de Blanca, Abarán y Cieza. Un dato concreto es el terremoto sucedido al Norte de la localidad de Cieza, en agosto de 1967, con una magnitud de 3,9 y una intensidad de VI.

Por lo que se refiere a la relación entre sismicidad y tectónica, es muy difícil asignar fallas a los diferentes terremotos, aunque hay casos muy evidentes. En la Hoja de Cieza, el principal

accidente lo constituye la falla de Socovos, y aunque diversos autores, entre ellos BAENA *et al.* (1994), lo reconocen como un gran accidente con numerosos rasgos tectónicos, sin embargo se considera de una escasa sismicidad.

3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera

Además de los tectónicos, existen otros procesos que también son funcionales en épocas recientes, incluso en la actualidad. Entre ellos están los procesos de ladera producidos mayoritariamente a lo largo de los frentes montañosos y al pie de algunos relieves estructurales. Destacan las caídas de bloques y los deslizamientos del frente Sur de la Sierra de la Pila. Por lo que a estos últimos se refiere, se trata de movimientos complejos en los que se hay una componente rotacional importante. En ellos se observan lenguas alargadas y curvadas, además de varias cicatrices de despegue escalonadas. Se desarrollan en los parajes de la Parposa, Peña Rajada, Solana del Peñasco Colorado y Casa del Barranco. Además de la pendiente acusada, parecen haber tenido un origen marcadamente tectónico. En el "Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia", Esta zona se considera como de peligrosidad media y la define como "Zona con pendientes medias-altas", con deslizamientos y desprendimientos activos y con posibilidad de ocurrencia de nuevos movimientos.

También existen pequeños deslizamientos en la propia Sierra de La Pila y en el cuadrante Suroeste de la Hoja, en los parajes de la Hacienda del Cura y la Loma del Chinche. En estos últimos, además de ser muy escasos, no suponen ninguna modificación importante en la morfología ni peligro alguno para la población.

3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación

Los procesos de inundación y sedimentación no destacan especialmente en el curso medio-alto del río Segura, puesto que las mayores inundaciones se dan en el curso bajo del mismo y de las que hay abundante información, ya desde la Edad Media. Sin embargo, en la Hoja de Cieza no son muy frecuentes, aunque hay que considerar un cierto grado de vulnerabilidad para el fondo de valle del río Segura, de la Rambla de Agua Amarga, en el cuadrante Noroeste de la Hoja, y de algunos cursos de agua que, en épocas de grandes lluvias, funcionan bajo un régimen de carácter torrencial. Por tanto, la peligrosidad por inundaciones del sector está ligada a este carácter estacional y torrencial de la red de drenaje.

Uno de los factores que pueden agravar los efectos de las inundaciones es la ocupación humana, tanto en el valle del río Segura como en sus afluentes, donde se ubican numerosos núcleos de población como Cieza, Abarán y Blanca. Pero en la Vega Alta del río Segura, las áreas inundables sólo están ocupadas por edificaciones aisladas y campos de cultivo, sin que los cascos urbanos sean afectados significativamente ya que la experiencia secular ha llevado a construir los centros urbanos en las zonas elevadas, fuera de las áreas con inundaciones periódicas, cuya anchura no sobrepasa 1-2 km.

En la actualidad, según los datos del Plan Hidrológico de la Cuenca del Segura, el caudal del río Segura, en su tramo alto, se encuentra suficientemente regulado con los embalses existentes en cabecera, por lo que no cabe esperar importantes episodios importantes, en lo que a inundaciones se refiere en un futuro próximo.

3.5.5. Procesos de erosión

Dentro de los procesos erosivos, son los de carácter fluvial los que alcanzan mayor importancia. Se pueden observar en algunos puntos cárcavas, cabeceras de cárcavas y procesos de incisión lineal. La incisión es particularmente acusada en la esquina Sureste de la Hoja y en algunos sectores del cuadrante Noroeste, donde los materiales margo-arenosos del Terciario y un clima semiárido facilitan esta actividad erosiva, generando en algunos sectores un singular paisaje acarcavado.

Figura 26. Paisaje erosivo con cárcavas, al Norte de la localidad de Cieza.

La incisión lineal, por su parte, es más frecuente en los relieves calcáreos que rodean a la cuenca, aunque también se producen en la misma. También existe otro tipo de erosión, aunque es muy superficial, al menos en la Hoja de Cieza. Se trata de la arroyada en regueros, asociada mayoritariamente a las superficies de los depósitos de piedemonte, de abanicos aluviales y de glacis que están sedimentariamente inactivas. Buenos ejemplos son los que se desarrollan en los abanicos y glacis que orlan la Sierra de la Pila, siendo los más afectados los del Pleistoceno Medio.

Finalmente, a la vista de los procesos que tienen una actividad reciente, así como la intensidad de los mismos, y considerando, además, el clima reinante en la región, no se esperan cambios importantes en el relieve, al menos en un futuro inmediato, aunque pueden producirse algunos episodios gravitacionales, sísmicos o aluviales que modifiquen localmente la morfología, y que impliquen un cierto grado de riesgo y peligosidad en áreas con núcleos urbanos.

4. TECTÓNICA

En el estudio tectónico de esta Hoja se van a considerar las mismas unidades que se definieron para el estudio estratigráfico, Subbético Externo, Unidad de Garapacha-Pila (Unidad GP), Unidad de Ascoy-Benís-Solana-Sierra Larga (Unidad ABSL) y Unidad Complejo de Yesos.

4.1. SUBBÉTICO EXTERNO

Esta unidad tectónica se encuentra desmembrada en numerosos bloques de diferente tamaño formando parte de la Unidad Complejo de Yesos. Generalmente estos bloques están delimitados por contactos mecánicos de difícil catalogación, pero que puntualmente han mostrado planos de fallas con estrías dispuestas según la dirección; se trataría, por tanto, de accidentes con una componente de desgarre importante, posiblemente sólo de salto en dirección.

De todos los bloques de Subbético Externo, destaca por su magnitud la Sierra del Oro. En la actualidad se trata de un bloque constituido sólo por materiales jurásicos, con una estructura monoclinal hacia el Norte. Por cabalgamiento se dispone sobre materiales del Cretácico Inferior (Formación Represa) y sobre la Unidad Complejo de Yesos (unidad cartográfica 26). Está cortada por sendos sistemas de fallas normales, de orientación media N20ºE y N135ºE que, según una dirección coincidente con el máximo alargamiento de la sierra, le dan a ésta una estructura en horst, con los bloques más elevados hacia la parte central de la sierra.

En trabajos anteriores (PAQUET, 1969; JEREZ-MIR *et al.*, 1974) se estableció una controversia sobre la estructura de esta sierra. Ambos autores estaban de acuerdo en que se trataba del flanco inverso de una gran estructura anticlinal tumbada. No obstante, el primero de los autores señalaba que el flanco septentrional, normal, había sido retrocabalgado y después erosionado, dejando como testigos los diferentes bloques de Formación Gavilán que afloran en la Rambla de Benito. Por otro lado, los segundos autores indicaban que el flanco septentrional simplemente fue eliminado por erosión, rechazando por tanto la hipótesis del retrocabalgamiento. Para este trabajo, los datos recabados pueden dar pie a dos hipótesis posibles sobre la estructura de la Sierra del Oro. La primera de ella sería coincidente con la de JEREZ-MIR *et al.* (1974). La segunda, posiblemente la más probable, abogaría porque esta sierra sería un bloque perteneciente a la gran unidad tectónica Unidad Complejo de Yesos, generada durante la etapa de estructuración de la Cordillera. A tenor del movimiento relacionado con el emplazamiento de dicha gran unidad, el bloque de la Sierra del Oro quedaría dispuesto con su serie jurásica invertida y totalmente despegada tanto del sustrato triásico como de los materiales cretácicos suprayacentes. Con posterioridad al emplazamiento, este bloque se vería afectado

por fallas normales, que le darían la estructura en horst. Acompañando al emplazamiento de la Sierra del Oro estarían también los bloques de Formación Gavilán que pueden observarse en la Rambla de Benito, así como aquellos otros dispuestos actualmente al Norte de esta sierra (Loma Jalmero, Cerro de la Atalaya y bloques existentes en el paraje de la Herrada).

Los otros dos afloramientos de Subbético Externo son los que configuran la terminación occidental de la Sierra de Lúgar y la Sierra de la Pila. La estructura de la Sierra de Lúgar puede analizarse con detalle a partir del estudio de los afloramientos de esta sierra en la Hoja de Fortuna (892). Se trata de una serie de materiales jurásicos y del Cretácico Inferior, monoclinal hacia el Este y afectada por fallas normales que van hundiendo la sierra en este sentido, hacia la Cuenca de Fortuna. En la parte que aflora en la Hoja de Cieza, los materiales de la Formación Gavilán, buzantes hacia el Este, se disponen sobre materiales de la Unidad Complejo de Yesos por medio de un cabalgamiento que, a su vez, se disponen sobre los materiales del Cretácico de la Unidad Garapacha-Pila. En cuanto a la Sierra de la Pila, se trata de un bloque fundamentalmente de dolomías de la Formación Gavilán, que se dispone como un "klippe" sobre materiales del Cretácico y del Paleógeno de la Unidad Garapacha-Pila, perteneciente al Prebético Interno. En la base del "klippe" puede verse cómo las dolomías están brechificadas.

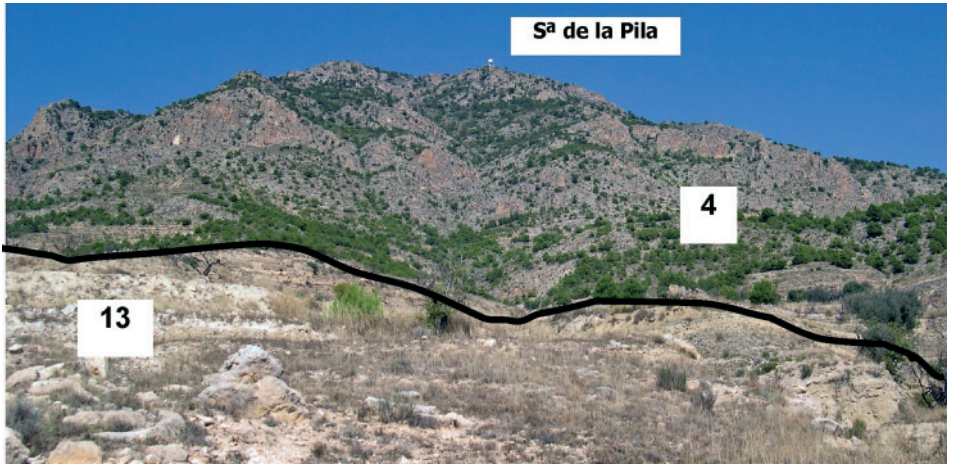

Figura 27. Cabalgamiento de las dolomías de la Formación Gavilán **(4)** sobre areniscas, lutitas y conglomerados **(13**)

4.2. UNIDAD DE GARAPACHA-PILA

Para el estudio tectónico de esta unidad se dividirá en dos sectores separados por la alineación de la Sierra del Águila, constituida por la formación de calizas de nummulites del Luteciense. El sector meridional de esta unidad tectónica está constituido por los afloramientos de materiales del Cretácico que afloran desde el Nortoeste de la Sierra de Lúgar y que son

cabalgados por ésta, la alineación de las Lomas de Planes, donde afloran los materiales de las formaciones Sácaras, Quípar-Jorquera y Capas Rojas, por los afloramientos de materiales de arenas, conglomerados y lutitas (unidad cartográfica 13) que se encuentran en el barranco de Cerverosa y por las calizas de nummulites de la Sierra del Águila. Todos estos afloramientos se estructuran en una secuencia estratigráfica vertical o fuertemente buzante hacia el Noroeste en la alineación de las Lomas de Planes, y va invirtiéndose conforme se aproxima a la alineación de la Sierra del Águila, donde claramente puede observase que los materiales de la unidad cartográfica 13 se disponen por medio de un contacto normal encima de las calizas de nummulites (unidad cartográfica 14).

El sector septentrional de esta unidad está compuesto por los afloramientos del barranco del Mulo, la alineación de vértices del Caramucel y toda la ladera Norte de la Sierra del Caramucel. Una sección transversal de estos afloramientos muestra que de una manera simple se trata de una sucesión de sinclinales y anticlinales. La primera de estas estructuras puede observarse en el barranco del Mulo, cuya ladera oriental constituye un flanco inverso de una estructura sinclinal cuyo núcleo son las calcarenitas y margas del Langhiense superior (unidad cartográfica 17). En la mayor parte del barranco, la relación entre las calizas de nummulites de la Sierra del Águila y los de la unidad 17 se produce por medio de una falla inversa que superpone las primeras sobre éstas últimas. En la terminación Noroeste de esta sierra, la falla inversa llega a superponer sobre ellas mismas a las calizas de nummulites. En su parte septentrional, la falla inversa y la Sierra del Águila terminan por una falla normal que tiene una dirección N110ºE y un buzamiento de 40º al Norte. Esta fractura forma parte de un sistema que fragmenta la Sierra del Águila, así como divide en cuatro segmentos la alineación del Caramucel. Por el Sur, la Sierra del Águila termina en una serie de fallas inversas de dirección media NO-SE que repiten la secuencia estratigráfica; posiblemente se trata de fallas normales que en una etapa posterior han funcionado como inversas en relación con el emplazamiento de materiales de la Unidad Complejo de Yesos que aflora en la parte Sur de esta alineación montañosa, que también afecta a la alineación cretácica de la Lomas de Planes. En la parte Norte de la Sierra de la Pila, en el paraje conocido como Picos de la Zarja, el sinclinal de flanco inverso del barranco del Mulo se pierde y pasa a una falla inversa de mayor envergadura que superpone la sucesión estratigráfica invertida compuesta por las arenas, lutitas y conglomerados de la unidad cartográfica 13 y las calizas de nummulites del Luteciense sobre las calizas y calcarenitas del Mioceno inferior (Aquitaniense).

Figura 28. Pliegues en las Calizas de Nummulites **(14)**. Barranco del Mulo. Vergencia de los pliegues hacia N240E

El sinclinal del barranco del Mulo da paso al anticlinal que aflora en la alineación de vértices del Caramucel. Este pliegue tiene su núcleo en las calizas y calcarenitas del Aquitaniense (unidad cartográfica 16). Por el Sur, este pliegue está cortado por una falla normal de dirección media aproximada a N110ºE, que da paso a la vertiente meridional de la Sierra del Caramucel, donde aflora toda la secuencia Paleoceno-Mioceno medio con una estructura monoclinal buzante hacia el Norte. En esa dirección, el anticlinal es cortado también por una falla normal de orientación similar, que hunde el bloque septentrional, quedando protegido de la erosión, lo que posiblemente haya favorecido la buena preservación de su cierre periclinal. El flanco Norte de este pliegue aflora en toda la vertiente septentrional de la Sierra del Caramucel. Allí puede observarse una secuencia, en general, monoclinal, pero que cuando la erosión incide fuertemente en ella pueden observarse pliegues anticlinales suaves, como es el caso del barranco del Sordo.

Especialmente compleja es la estructura de la vertiente Sur de la Sierra del Caramucel. En ella aparece repetida por fallas normales de dirección E-O la secuencia Paleoceno-Mioceno medio; además, en los afloramientos de la unidad cartográfica 13 (arenas, lutitas y conglomerados del Daniense-Ypresiense) se observan abundantes disarmonías internas. Por otro lado, en contacto por cabalgamiento con estos materiales es posible observar bloques de Formación Sácaras y Formación Capas Rojas, así como un bloque de dolomías de la Formación Gavilán con un nivel adosado de arcillas, areniscas y yesos rojos brechificados de la Unidad Complejo de Yesos. Estos rasgos, junto con el fuerte escarpe que se desarrolla en esta parte de la sierra y la presencia de materiales de la Unidad Complejo de Yesos en la llanura del Salar, hace pensar que la vertiente Sur de la Sierra de Caramucel se corresponda con una gran falla normal de dirección E-O que hunde el bloque meridional.

4.3. UNIDAD DE ASCOY-BENÍS-SOLANA-SIERRA LARGA (UNIDAD ABSL)

En la Hoja de Cieza sólo aflora completamente la alineación de las Sierras de Ascoy y Benís. En los casos de la Solana del Manco y Sierra Larga sólo lo hacen partes meridionales de estructuras completamente desarrolladas en la Hoja de Jumilla (869). Es por ello por lo que se va a describir con más detalle la alineación Ascoy-Benís. Esta alineación orográfica constituye un anticlinal con un eje que tiene una dirección media N50ºE y en cuyo núcleo afloran materiales del Albiense Cenomaniense (Formación Jumilla; dolomías y calizas dolomíticas respectivamente). En el flanco oriental de la Sierra de Ascoy aparecen en continuidad estratigráfica con los materiales del núcleo, otros de la secuencia Paleoceno Mioceno medio, mientras que en el flanco occidental sólo afloran los materiales del Cenomaniense. Esta sierra es cortada por dos sistemas de fallas normales, uno de dirección E-O y otro de dirección media N130ºE. Mientras que el primero está constituido por una única falla normal que separa la Sierra de Ascoy de la de Benís, el segundo sistema está compuesto por varias fallas que le dan a la sierra una estructura en semi-horst, hundiendo sucesivamente los bloques dispuestos en posiciones septentrionales. En la parte Sur de la sierra puede observarse un cierre periclinal, parcialmente cubierto por materiales del Tortoniense inferior (unidad cartográfica 27).

La Sierra de Benís constituye la otra parte de la estructura anticlinal del sistema Ascoy-Benís, pero con orientación media del eje próximo a N-S, cabeceo del mismo hacia el Norte y con el núcleo compuesto por dolomías y calizas dolomíticas del Cenomaniense. El cambio en la dirección media del eje del pliegue entre ambos sectores del anticlinal de Ascoy Benís puede ser el resultado de la rotación inducida por la actividad de la falla normal E-O que divide a la estructura en dos partes.

Hacia el Norte, el anticlinal de Ascoy Benís da paso al sinclinal situado entre esta alineación orográfica y la terminación de Sierra Larga. Por el Sur, el valle situado entre la alineación Caramucel Solana del Manco y Ascoy Benís puede considerarse como otra estructura sinclinal. En la actualidad, en ambos sinclinales afloran en superficie las margas del Mioceno superior (unidad cartográfica 30).

4.4. UNIDAD COMPLEJO DE YESOS

La Unidad Complejo de Yesos (unidad cartográfica 26) muestra una estructura mucho más compleja que la de las unidades del Subbético Externo y las del Prebético Interno. Esto, junto con la consideración de su posición tectónica entre ambos grupos de unidades o en la base del bloque de la Sierra del Oro, relacionada con él por medio de un cabalgamiento, lleva a considerarla independientemente de las anteriores. Para su estudio se considerarán los dos sectores donde mejores afloramientos se encuentran, uno situado al Norte de la Sierra del Oro, en el paraje conocido como la Herrada y otro entre Cieza Abarán y la llanura del Salar.

En el sector de la Herrada, la Unidad Complejo de Yesos aparece como una estrecha banda alargada según una dirección E-O, con predominio de materiales yesíferos de origen triásico.

Se encuentra limitada por materiales del Mioceno superior, que hacia el Norte forman parte de la depresión de Cieza Calasparra. Aquí se pueden distinguir materiales de origen triásico (yesos, calizas y dolomías de la Formación Cehegín, yesos brechoides rojos), jurásico (bloques y cantos de Formación Gavilán, Veleta, Carretero, Represa, Capas Rojas) y terciario (principalmente cantos y bloques de calizas nummulíticas del Luteciense). Cuando estos materiales aparecen como bloques decamétricos se encuentran totalmente desenraizados y dispuestos de forma discontinua y aleatoria. Los contactos que limitan estos bloques se corresponden con fallas de salto en dirección, que son prolongaciones o paralelas al accidente que delimita el Subbético Externo del Prebético Interno en esta zona.

En conjunto, no se observa ninguna estructura evidente, ya que todos los contactos son mecánicos. El hecho de que en ambos bordes del afloramiento (Norte y Sur) se encuentren materiales del Mioceno superior, verticalizados, que presentan una sucesión estratigráfica incompleta por la base, permite suponer que en ella han actuado procesos transpresivos relacionados con el movimiento en dirección del accidente de contacto Subbético Prebético, que según diferentes autores (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1977; SANZ DE GALDEANO, 1983; PÉREZ-VALERA, 2005, entre otros), coincide con la Falla de Socovos. El sistema transpresivo ha generado una estructura en flor positiva que ha afectado a las cuencas sedimentarias del Mioceno superior desarrolladas a ambos lados de la zona de falla, en las que se generaron discordancias progresivas (PÉREZ-VALERA, 2005).

Figura 29. Pliegue recumbente vergente hacia el N140E, de plano axial horizontal, en la Unidad Complejo de Yesos **(26)**

En el área de Abarán Cieza y llanura del Salar se han reconocido también materiales del Jurásico y Cretácico de afinidad subbética así como otros bloques de materiales terciarios como clastos de la megabrecha. Al igual que en el sector anterior, las relaciones entre los diferentes

bloques se hacen por medio de contactos mecánicos con una importante componente de salto en dirección. El límite Norte se corresponde con un contacto tectónico entre las rocas del Triásico y las del Mioceno de la cuenca de Cieza. Por el contrario, hacia el Sur, la estructura es más compleja, estando implicadas unidades jurásico-cretácicas del Subbético, muy desmembradas, así como los materiales terciarios de la cuenca de Abarán, interpretada por VAN DER STRAATEN (1990, 1993) como una cuenca pull-apart relacionada con la falla de salto en dirección de Socovos. En los materiales de origen Triásico se han podido reconocer diferentes unidades litoestratigráficas, entre las que destacan diversos bloques de dolomías y yesos laminados grises; por otro lado, en el área de la Maraña, cerca de la Rambla del Moro, aflora un bloque donde ha podido reconocerse una sucesión de rocas atribuidas al Grupo Keuper (unidad cartográfica 3), así como un gran bloque de rocas ofíticas.

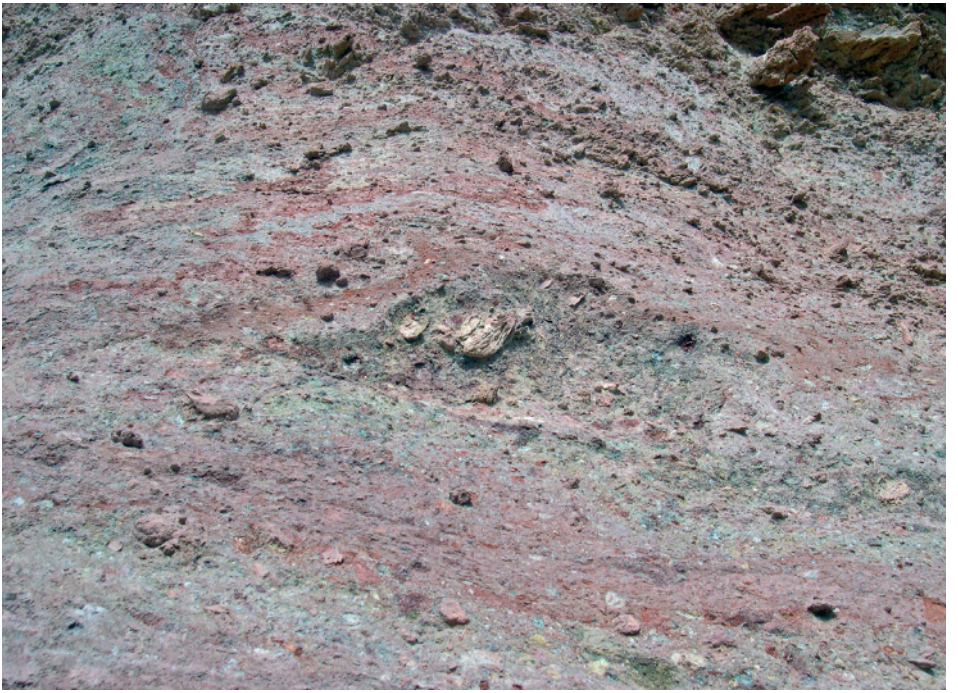

Figura 30. Aspecto brechoide de la Unidad Complejo de Yesos **(26)**. Estructuras de cizalla

La estructura de todo este sector es bastante compleja y las únicas estructuras claras son las fallas de dirección E-O, con una importante componente de salto en dirección (cabeceo<15º, PÉREZ-VALERA, 2005). Aguas abajo de la presa del Moro se observa una estructura en flor positiva desarrollada en esta misma unidad tectónica, que lateralmente y siguiendo el curso del barranco del Moro da lugar a una sucesión mal estratificada horizontalmente, de brecha de matriz arcillo-yesífera con cantos de diversos tamaños, de orden decimétrico que presen-

tan disposiciones acordes con movimientos según flujos densos de materiales ("debris-flow"), que ya fueron analizados con detalle en el apartado 2.3 de esta memoria.

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

Tan sólo aparece un afloramiento de ofitas como un bloque dentro de la Unidad Complejo de Yesos. Se trata de rocas con una importante alteración argilítica. En muestra de mano se ha observado que se trata de una roca con textura subofítica de grano medio, en la que la mineralogía principal es de plagioclasas, piroxenos (¿clinopiroxeno?) y actinolita. Como minerales accesorios parece haber feldespato (¿sódico-potásico?), prehnita, cuarzo, minerales metálicos, apatito, epidota y biotita.

6 HISTORIA GEOLÓGICA

El registro sedimentario en la Hoja se inicia con los depósitos triásicos, que en la región considerada, corresponden a la Formación Arroyo Molinos en el área de "Los Coloraos", que son los únicos afloramientos de Ladiniense. Esta formación representa un sistema fluvial, posiblemente meandriforme. Simultáneamente, se estaban depositando los carbonatos de la Formación Cehegín en contextos de plataformas someras, de tipo rampa homoclinal, que puntualmente estuvieron afectadas por olas de tormentas.

Ambos sistemas evolucionaron en el tiempo hasta que durante el Carniense se implantaron en toda la región unas condiciones climáticas cálidas y secas con desarrollo de la secuencia de materiales K1 del Grupo Keuper, en contextos de sabkha. A estos medios llegarían sistemas fluviales que dieron lugar a las areniscas del K2 de esta misma unidad cartográfica; estos sistemas fluviales estarían lateralmente conectados con llanuras fangosas donde se depositarían las arcillas del miembro K3 del Grupo Keuper.

La implantación de la Formación Gavilán pone de manifiesto la importante transgresión que se produjo a comienzos del Jurásico, desarrollándose una amplia plataforma carbonatada en el Subbético Externo (NIETO, 1997). Esta plataforma se desmembraría en el Pliensbachiense, implantándose unas condiciones pelágicas. La ruptura de la plataforma carbonatada liásica supuso que el Subbético Externo quedara configurado como un sistema de umbrales pelágicos con subsidencia diferencial de unos a otros, llegando algunos a quedar emergidos durante intervalos de tiempo largos. Esto último es lo que pudo acontecer al umbral coincidente con la Sierra del Oro o Loma Jalmero, donde no hay registro de sedimentos desde el Toarciense hasta el Oxfordiense medio. En otros umbrales debió de haber sedimentación, al menos del Bajociense, como lo atestigua la presencia de bloques de calizas de la Formación Veleta.

Desde el Oxfordiense superior hasta, al menos, el Tithónico, la Sierra del Oro quedó configurada como un umbral muy subsidente donde se acumularon importantes volúmenes de

calizas pelágicas grises. Por el contrario, Loma Jalmero debió constituir un umbral mucho menos subsidente a tenor de la menor potencia observada en los materiales de la Formación Ammonítico Rosso Superior en este bloque.

Las condiciones sedimentarias pelágicas se extendieron a todo el Subbético Externo. Así, la Formación Carretero se depositó en una cuenca pelágica abierta, aunque con irregularidades en su fondo, que favorecerían inestabilidades en el sedimento con la consiguiente formación de "slumps" y niveles deformados sinsedimentariamente.

De acuerdo con GEA (2004), en el Aptiense inferior debieron de producirse importantes cambios paleogeográficos que impidieron la formación del registro sedimentario en todo el ámbito del Subbético Externo, excepto en pequeñas cubetas, al menos hasta el Albiense superior. En este período de tiempo se desarrollaron en la cuenca subbética unas condiciones sub-óxicas que favorecieron el desarrollo de las margas grises de la Formación Represa.

Durante el Albiense superior, en el paleomargen sudibérico se produjo una notable profundización relacionada con un importante ascenso del nivel del mar y con una tasa de subsidencia más uniforme. En partes meridionales del dominio sedimentario prebético se desarrolló por un lado la Formación Sácaras (Unidad GP) en un contexto de rampa mixta carbonatado-siliciclástica. Por el contrario, en sectores más septentrionales de este mismo dominio (Unidad ABSL) la sedimentación continental, representada por la Formación Utrillas, dio paso a amplias plataformas carbonatadas donde se depositaron los materiales de la Formación Jumilla. Este tránsito estaría relacionado con una transgresión que tuvo lugar como consecuencia de una subida del nivel del mar (GEA, 2004), VERA (2001) y VILAS *et al.* (2001) sitúan en esta época el comienzo de una etapa de margen pasivo (post-rift) caracterizada por una subsidencia moderada y más homogénea, fundamentalmente de tipo térmico. Por otro lado, GEA (2004) señala que en este mismo intervalo temporal la actividad halocinética de los materiales triásicos fue considerable, lo que permitiría explicar la presencia de intercalaciones de estos materiales en sedimentos de la Formación Represa en el área de la Rambla de Benito, al Sur de la Sierra del Oro.

Durante el Cretácico superior y hasta el Eoceno medio, la sedimentación, de naturaleza pelágica, fue homogénea en toda la Zona Subbética (Subbético Externo) con desarrollo de la Formación Capas Rojas. No obstante, el fondo de la cuenca debió de ser irregular o inestable en los primeros momentos de la sedimentación de estos materiales, como lo atestigua la presencia de brechas intraformacionales y algunos niveles de slumps en ellos. Estas inestabilidades son manifiestas en las partes meridionales del Dominio Prebético (Unidad GP) donde se depositó la Formación Quípar-Jorquera, caracterizada por numerosos lechos de brechas intraformacionales, generadas a partir de la removilización de los propios materiales que se estaban depositando en el medio hemipelágico durante el Cenomaniense-Coniaciense. Para este mismo intervalo de tiempo, en la Unidad ABSL continuaron desarrollándose las plataformas carbonatadas. A tenor de los datos recogidos en el sondeo Ascoy-1, donde se han encontrado materiales atribuibles a las Formaciones Sierra de la Solana y Mariasnal (MARTÍNEZ DEL OLMO, 1996), las condiciones de plataforma perduraron hasta el Maastrichtiense.

En la parte septentrional del Dominio Prebético (Unidad ABSL), durante el Paleoceno se produjo la sedimentación de la Formación Alberquilla en contextos de plataforma carbonatada altamente energética y posiblemente delimitada de contextos más abiertos por grandes barras calcareníticas que migrarían hacia contextos próximos a los que hoy ocupa la Unidad GP. Estas barras calcareníticas, hacia la plataforma externa, delimitarían áreas más restringidas y protegidas, donde proliferarían gran cantidad de organismos y se formarían las facies de calizas blancas que aparecen en esta formación.

Hacia el Sureste (posición actual de la Unidad GP), la plataforma anterior evolucionaría hacia facies más distales y abiertas, con desarrollo de sistemas turbidíticos que implicarían materiales procedentes incluso del continente y, por supuesto, de la plataforma lateralmente anexa. Esto explicaría la presencia de cantos de cuarcita tanto en la base de las barras calcareníticas como en el seno de los lechos arenosos, canaliformes, turbidíticos de la unidad cartográfica 13. Estas condiciones perduraron hasta el Ypresiense.

Durante el Eoceno inferior, en la Unidad GP, continuaron las condiciones de sedimentación turbidítica que se instalaron en el Paleoceno. Por el contrario, en el Dominio Prebético Septentrional (Unidad ABSL) no hay registro de materiales atribuibles a este intervalo temporal.

El Eoceno medio (Luteciense) está representado en todo el Dominio Prebético que aflora en esta región por una plataforma carbonatada con una amplia diversidad faunística, lo que supondría aguas limpias ricas en nutrientes y bien oxigenadas. Mientras que en áreas septentrionales (Unidad ABSL) la energía del medio sedimentario era patente y se desarrollaron diferentes estructuras tractivas, incluyendo "sand waves", en las partes más meridionales (Unidad GP) las condiciones fueron de aguas más tranquilas. Además habría una clara diferencia entre ambos sectores en cuanto a la influencia terrígena, muy patente en la Unidad ABSL y muy escasa, cuando no nula, en la Unidad GP.

En consonancia con lo señalado con VERA (2000), el Eoceno superior, junto con el Oligoceno inferior, falta por laguna estratigráfica en estos dominios sedimentarios. Esto podría ser el reflejo de una bajada relativa del nivel del mar, con la consiguiente regresión de los sistemas sedimentarios marinos y el avance de los sistemas continentales que se desarrollaron ampliamente durante el Oligoceno superior. Este descenso relativo del nivel del mar dio lugar a que el área de la Garapacha, perteneciente a la Unidad GP, quedara totalmente emergida, dando lugar al desarrollo de un paleokarst con formación de niveles edáficos e incluso unas bauxitas incipientes. En otras áreas de esta misma unidad, simultáneamente el descenso del nivel del mar favoreció sólo el desarrollo de niveles de calcretas a techo de secuencias somerizantes. Este diferente comportamiento entre dos áreas relativamente próximas dentro de una misma unidad, hace pensar que la tectónica jugara un papel importante, de manera que favoreciera una importante emersión en unas zonas, mientras que en otras permanecerían sometidas a unas condiciones marinas muy someras, con edafización temporal de las secuencias de plataforma que se generaban.

La presencia en ambas unidades de arenas y conglomerados rojos pone de manifiesto la implantación de sistemas sedimentarios continentales, posiblemente fluviales, con llanuras de inundación ocupadas puntualmente por charcas de escasa profundidad donde precipitaban carbonatos, que se edafizaban debido a una importante proliferación vegetal, que modificaba las cualidades del sedimento original debido a la acción de sus raíces. Por otro lado, la implantación de estos sistemas fluviales sobre las calizas y calcarenitas del Eoceno medio permite suponer que se produjo una importante caída relativa del nivel del mar, con la consiguiente retrogradación de los sistemas sedimentarios marinos. Esta importante caída quedaría reflejada por la discontinuidad detectada a techo de los materiales del Luteciense. Además, esta discontinuidad no sería un evento local, pues como indica VERA (2000) la ausencia de Eoceno superior es un rasgo generalizado en todo el dominio Prebético Interno en las provincias de Murcia y Alicante. Por otro lado, GEEL (1995) estudió el Oligoceno en la provincia de Alicante, deduciendo una ausencia generalizada del Oligoceno inferior, que también extrapolamos a los afloramientos considerados en este trabajo.

Durante el Mioceno inferior (Aquitaniense) la Unidad GP estuvo configurada como la parte distal de una plataforma carbonatada con posibles influjos hemipelágicos. El tránsito de una sedimentación continental en el Chatiense a una sedimentación de plataforma carbonatada podría ser el resultado de una subida relativa del nivel del mar, con la consiguiente transgresión. No obstante, este evento no llegaría a afectar a partes más septentrionales del Prebético Interno (Unidad ABSL), pues en ellas no se ha detectado registro sedimentario asignable al Mioceno inferior.

En las unidades del Prebético Interno estudiadas en este trabajo no hay registro sedimentario atribuible al Burdigaliense. Esto es congruente con tres hechos. Por un lado, HARDENBOL *et al.* (1998) en su curva de cambios eustáticas marcan un importante descenso del nivel del mar al comienzo de esta edad. Por otro lado, según VERA (2000), la sedimentación durante el Burdigaliense-Serravalliense fue muy cambiante en el paleomargen sudibético. Por último, la tectónica sinsedimentaria sería muy activa durante el Burdigaliense-Langhiense (*op. cit.*). Por tanto, no debe resultar extraña la ausencia de registro Burdigaliense en la región estudiada.

La presencia de materiales del Langhiense inferior en el seno de la Unidad Complejo de Yesos, así como que los materiales del Mioceno superior aparecen claramente discordantes sobre cualquiera de los sedimentos previos, hace pensar que fue entre el Langhinense inferior y el Mioceno superior cuando se produjo la estructuración de las Zonas Externas en la región considerada en este trabajo. Los materiales triásicos aprovecharían para extruir el accidente del contacto entre el Subbético Externo y el Prebético Interno, que diferentes autores (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1979; SANZ DE GALDEANO, 1983; o VAN DER STRAATEN, 1990) han hecho coincidir con la Falla de Socovos. A tenor de la naturaleza transpresiva de los contactos de los diferentes bloques con su matriz arcillo-yesífera, así como por la presencia de una estructura en flor positiva, cabe pensar que la dinámica de dicho contacto fuera de desgarre, concretamente transpresivo dextrorso (op.cit.).

A tenor de esta intensa actividad tectónica, la Unidad GP quedaría configurada como una pequeña cuenca sedimentaria muy subsidente, donde se acumularía durante la biozona de Orbulina suturalis (parte terminal del Langhiense superior) una gran cantidad de material turbidítico, junto con importantes volúmenes de margas, que representarían la sedimentación autóctona. Por otro lado, en la Unidad ABSL no habría registro sedimentario del Langhiense, por lo que entre los materiales del Chatiense y los del Serravalliense habría una discontinuidad estratigráfica con un hiato asociado que abarcaría desde el Mioceno inferior (Aquitaniense) hasta el Mioceno medio (Langhiense).

Posiblemente, para el inicio del Serravalliense ya estuvieron estructuradas las Zonas Externas en la región considerada. Los relieves incipientes favorecerían la implantación de estrechas plataformas carbonatadas durante este intervalo temporal en las dos unidades prebéticas consideradas. Se trataría de plataformas someras con una importante actividad orgánica, donde proliferaban las algas rojas, lo que supondría condiciones de buena luminosidad y claridad de las aguas; además, éstas estarían bastante agitadas como lo demuestra la presencia de los abundantes rodolitos algales en las calizas que se estaban depositando. La implantación de estos sistemas sería conforme con la subida del nivel del mar registrada en la curva de HARDENBOL *et al.* (1998).

Durante el Mioceno superior la Cordillera ya está estructurada (VERA, 2000) y están configuradas buena parte de las cuencas neógenas intramontañosas post-orogénicas. En algunas de ellas, como la de Fortuna y Abarán, se desarrollaron sistemas deltaicos (SANTISTEBAN, 1981; VAN DER STRAATEN, 1990, respectivamente). En la cuenca de Fortuna, sobre los sistemas deltaicos de El Rellano y Comala, se desarrollaron complejos arrecifales durante el tránsito Tortoniense-Messiniense, lo que indica unas condiciones sedimentarias propias de plataforma carbonatada en contextos climáticos templados, con aguas limpias, buena oxigenación e importante proliferación orgánica.

Sobre los materiales anteriores se depositaron margas arenosas en contextos de alto nivel relativo del mar. Estos materiales iniciaron su depósito durante el Tortoniense en áreas situadas fuera de las cuencas néogenas. De acuerdo con VERA (2000) durante el Tortoniense terminal e inicio del Messiniense ocurrió un levantamiento de gran parte de la Cordillera que provocó la retirada definitiva del mar de numerosas cuencas, de las que deben excluirse las consideradas aquí que posiblemente formaran parte del estrecho norbético, continuando, por tanto, sometidas a condiciones sedimentarias marinas durante esta última edad.

Posteriormente y hasta la actualidad, el régimen sedimentario pasó a ser netamente continental, salvo alguna excepción. Después de la retirada del mar, en el periodo de tiempo comprendido entre el Messiniense y el Pleistoceno inferior, predominó el carácter erosivo.

Durante el Pleistoceno inferior y medio, la actividad de las fallas da lugar a movimientos en la vertical, que producen diferentes episodios de glacis y de abanicos aluviales, asociados a los relieves mesozoicos y terciarios.

En el Pleistoceno superior continúa la sedimentación de abanicos y glacis, aunque en zonas más distales y paralelamente a la formación de estos depósitos, tiene lugar la jerarquización de la red fluvial, cuyo receptor principal es el río Segura, que deja una serie de terrazas fluviales correlacionadas con los cambios climáticos y con la actividad geotectónica más que con los cambios del nivel del mar.

En el Holoceno, a la vez que se produce el encajamiento de los principales ríos, se van erosionando los grandes relieves.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

Son numerosos los indicios mineros existentes en el ámbito de esta Hoja, tanto en lo que se refiere a minerales metálicos, no metálicos, energéticos y rocas industriales.

7.1. RECURSOS MINERALES

Los recursos minerales presentes en esta Hoja, corresponden a rocas industriales y ornamentales e indicios mineros.

En la tabla 1 se recogen los datos sobre la ubicación, materiales que se explotan y utilidad de las explotaciones de rocas industriales y ornamentales que aparecen en la Hoja. Además se incluyen algunos indicios mineros, relacionados sobre todo con materiales evaporíticos.

Las rocas que fundamentalmente se explotan para áridos son las calizas y dolomías del Ladiniense (Formación Cehegín) y del Jurásico inferior (Formación Gavilán). Además, en la Rambla del Moro, se explota un afloramiento de rocas ofíticas que constituye un bloque de la Unidad Complejo de Yesos. Ambos tipos de materiales (áridos carbonatados y áridos ígneos) se denominan áridos de machaqueo. Los ígneos suelen utilizarse mayoritariamente en la construcción de carreteras; los carbonatados también se utilizan en la preparación de hormigones, aglomerados asfálticos y morteros hidráulicos, fundamentalmente.

Como rocas ornamentales se explotan materiales del Serravalliense (calizas) y del Tortoniense (conglomerados y areniscas) que afloran en las inmediaciones de Blanca y Abarán.

En cuanto a los indicios mineros, en los números 9 y 11 (Tabla 1), Salinas de San José y Salinas de Garrido, se explotan los materiales de origen Triásico encuadrados actualmente en la Unidad Complejo de Yesos. Se obtiene una variedad de sal conocida como sal de manantial en salinas pequeñas, prácticamente artesanales. El indicio número 10 corresponde a mineralizaciones de azufre cuya roca de caja son las margas arenosas de la unidad cartográfica 30. Por otro lado, el indicio número 12 recoge pequeñas mineralizaciones cuya roca de caja son los conglomerados de la unidad cartográfica 29 y cuyo origen podría estar ligado a los materiales triásicos que afloran en las cercanías. Por último, en el indicio número 13 se presentan

pequeñas mineralizaciones de celestina, estroncianita, pirita, hematites y goethita encajadas en las dolomías de la Formación Gavilán que afloran en la Sierra de Lúgar.

Nº	X (UTM)	Y (UTM)	MATERIALES QUE SE EXPLOTAN	UTILIDAD
1	638500	4231000	Dolomías. Liásico. Subbético	Áridos
2	640800	4231500	Ofitas. Unidad triásica	Áridos
3	642000	4230700	Calizas-dolomías Muschelkalk. Unidad Triásica	Áridos
4	644840	4228520	Calizas del Mioceno superior (Tortoniense). Postmantos	Áridos
5	648700	4233600	Dolomías. Liásico. Subbético	Áridos
6	640250	4236750	Calizas algales (Serravalliense)	Ornamentales
7	645070	4228550	Conglomerados poligénicos y areniscas (Tortoniense inferior)	Ornamentales
8	645220	4242140	Calizas algales (Serravalliense)	Ornamentales
9	640700	4226350	Margas, arcillas, yesos, sales triásicas	Sal común
10	652700	4241500	Margas, yesos, material bituminoso Tortoniense	Azufre
11	653940	4229030	Margas, arcillas, yesos, sales triásicas	Sal común
12	655350	4230500	Conglomerados de cantos calizos	Fe-Mn
13	658600	4231800	Dolomías brechoides del Hettangiense-Sinemuriense	Sr

Tabla 1. Rocas industriales, ornamentales e indicios mineros en la Hoja 891 (Cieza)

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas

La hoja de Cieza está encuadrada íntegramente en el ámbito de la cuenca del Segura, cuyos límites quedan definidos por el territorio de las cuencas hidrográficas que vierten al mar Mediterráneo entre la desembocadura del río Almanzora y la margen izquierda de la Gola del Segura en su desembocadura, además de la subcuenca hidrográfica de la Rambla de Canales y las cuencas endorreicas de Yecla y Corral Rubio. La superficie así definida tiene una extensión de 18.870 km^2, distribuida entre las comunidades autónomas de Murcia (59%), Castilla-La Mancha (25%), Andalucía (9%) y Valencia (7%).

Dentro de la cuenca existe una gran diversidad orográfica y climática que origina numerosos ambientes hidrológicos diferentes entre sí, con grandes contrastes climáticos, frecuentes sequías, episodios de lluvias torrenciales y abundantes inundaciones. Presenta un carácter semiárido con precipitaciones medias anuales que oscilan entre 200 mm en Águilas y 1000 mm en la cabecera del río Segura y del río Madera. La precipitación media anual de toda la cuenca es de unos 400 mm, la más baja de todas las grandes cuencas peninsulares, aunque en años secos ésta puede descender por debajo de 100 mm en algunos sectores del Sureste.

Las temperaturas medias anuales varían entre 18º C en el Campo de Cartagena, Vegas Media y Baja del Segura y, 10º C, o incluso menos, en la cabecera del río Segura.

Las particulares características climáticas de esta cuenca determinan que el porcentaje de lluvia que termina como escorrentía en los ríos sea tan solo del 15%, el más bajo de toda la península, al ser muy elevada la evapotranspiración.

De acuerdo con la clasificación de Papadakis, la cuenca del Segura se identifica con el denominado tipo climático mediterráneo y, según las zonas, con los subtipos templado, continental, subtropical y semiárido subtropical.

En lo referente a la hidrología superficial de la cuenca, los únicos cauces fluviales con flujos continuos son el propio río Segura y sus tributarios Mundo, Taibilla, Moratalla, Guadalentín, Argos, Quípar y Mula; el resto son cauces efímeros o intermitentes. La producción fundamental de recursos hídricos se concentra, por tanto, en la cabecera de la cuenca (río Mundo y curso alto del río Segura). Aguas abajo de la confluencia entre ellos los cauces de la margen izquierda son, en general, ramblas sin aportaciones permanentes y con fuertes aparatos torrenciales (ramblas del Judío, Moro, Tinajón, etc.), mientras que los de la margen derecha son ríos propiamente dichos, con caudales exiguos pero permanentes.

Las características climáticas en la Hoja de Cieza, según la clasificación de Köppen, serían las correspondientes al clima estepario seco, próximo al desértico (GEIGER, 1970; LÓPEZ GÓMEZ, 1987). Las temperaturas medias anuales en torno a 16º-18º C, junto con la escasez de lluvias, del orden de 300 mm/año, y las tasas de evapotranspiración de 850-950 mm/año imprimen un fuerte déficit hídrico en la zona, que permite encuadrar a este sector de Murcia dentro de la Zona Climática Árida, aunque ya cercana a la Zona Semiárida. Al igual que en el resto del SE peninsular, los mecanismos pluviométricos están muy ligados a la presencia de masas de aire frío con curvatura ciclónica en las capas altas de la atmósfera que dan lugar a la formación de "gotas frías" principalmente durante los meses de octubre y noviembre (ALONSO SARRÍA *et al.*, 2002). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta), que dan lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria; constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (CASTILLO REQUENA, 1978).

El ámbito territorial de esta Hoja está dominado, desde el punto de vista fluvial, por el río Segura y sus afluentes, que por la margen izquierda son las ramblas del Moro, del Judío y Agua Amarga, y por la margen derecha la Rambla de Benito, además de algunos barrancos por ambas márgenes. Estos cauces son afluentes efímeros del río Segura, de respuesta hidrológica muy irregular y condicionada directamente con los aguaceros sobre sus cuencas vertientes. Existen cuatro embalses: del Judío, del Moro, del Cárcabo y el azud de Ojós. En el apartado 3.1 (Descripción Fisiográfica) se describen con más detalle los aspectos esenciales de la red fluvial.

7.2.2. Características hidrogeológicas

La cuenca del Segura se encuentra enclavada en su totalidad dentro del dominio de las Cordilleras Béticas, y en ellas se distinguen dos grandes zonas en las que, a su vez, se encuentran comprendidas las tres unidades geológicas definidas por FALLOT: Zonas Internas, correspondientes a la Unidad Bética s.str., y Zonas Externas, correspondientes a las Unidades Subbética y Prebética.

Complementariamente a estas dos grandes zonas geológicas, existen abundantes depósitos de materiales postorogénicos que se distribuyen como recubrimientos de las grandes unidades mencionadas. Estos materiales postorogénicos adquieren gran desarrollo en extensión y potencia en algunas depresiones postectónicas costeras y/o intramontañosas, como el Campo de Cartagena, Valle de Guadalentín-Segura, Lorca, etc.

Hidrogeológicamente, esta complejidad da lugar a la existencia de numerosos acuíferos, en muchos casos de mediana y pequeña extensión, con estructuras geológicas frecuentemente complejas.

En base a criterios geológicos e hidrogeológicos y por razones de eficacia administrativa, se definieron en el Plan hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997) 57 unidades hidrogeológicas que agrupaban los 234 acuíferos identificados en la cuenca.

Con la entrada en vigor, el 22 de diciembre de 2000, de la Directiva 2000/60/CE, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas, conocida como Directiva Marco del Agua (DMA), se ha introducido el concepto "masas de agua subterránea" definido como "un volumen claramente diferenciado de aguas subterráneas en un acuífero o acuíferos". Adicionalmente, se define el "acuífero" como "una o más capas subterráneas de roca o de otros estratos geológicos que tienen la suficiente porosidad y permeabilidad para permitir ya sea un flujo significativo de aguas subterráneas o la extracción de cantidades significativas de aguas subterráneas".

La DMA establece la masa de agua subterránea como unidad geográfica de referencia para muchas de las obligaciones especificadas en la Directiva. Son exigencias aplicables a todas y cada una de las masas identificadas como tales por los estados miembros para el cumplimiento de los objetivos medioambientales, el control de la evolución del recurso y la adopción de medidas de protección y restauración. La identificación y delimitación de las masas es por ello un elemento determinante de la gestión futura de las aguas y forma parte de las obligaciones establecidas en el artículo 5 de la Directiva.

A partir de las unidades hidrogeológicas establecidas en el Plan de cuenca y teniendo en cuenta además otros parámetros relacionados con aspectos geométricos e hidrodinámicos, así como con procesos de sobreexplotación, se han definido en la cuenca del Segura 63 masas de agua subterránea que básicamente coinciden con las 57 unidades hidrogeológicas, a excepción de 5 de ellas en las que se ha procedido a su subdivisión según los criterios enunciados.

Los recursos hídricos renovables propios de la cuenca son de aproximadamente 950-1.000 hm^3/año, de los cuales, el 60% corresponden a escorrentía subterránea. Estos recursos son totalmente insuficientes para atender las necesidades de la cuenca, estimadas en 1960 hm^3/año, por lo que fue necesario realizar el trasvase Tajo-Segura. La 1ª fase de esta obra entró en funcionamiento en 1978 y aunque está diseñada para poder trasvasar 600 hm^3/año, sus aportaciones anuales han sido muy variables y en pocas ocasiones han superado los 400 hm^3/año. De acuerdo con el Plan Hidrológico de la cuenca del río Segura (CHS, 1997), en una situación hidrológica media y contando con los 600 hm^3/año procedentes de la primera fase del trasvase Tajo-Segura, el déficit actual es de 460 hm^3/año. Del total del déficit, 250 hm^3/año corresponden a sobreexplotación de acuíferos y el resto a insatisfacción de las demandas. Este déficit hídrico de la cuenca se ve notablemente incrementado en situaciones de sequía, pues a los escasos recursos que se generan en dichas condiciones hay que añadir la normal disminución de excedentes en la cabecera del Tajo, con la consiguiente reducción del volumen trasvasado.

La principal demanda de agua corresponde a la agricultura de regadío; destacan las Vegas del Segura, el Valle del Guadalentín, la cuenca de Mula-Fortuna-Alcantarilla-Alhama, el Campo de Cartagena y la zona de Mazarrón-Águilas.

En la figura 31, tomada del Mapa de Masas de Agua Subterránea (MMA, 2005; CHS, 2007)), se refleja la distribución geográfica de dichas masas de agua en el ámbito del Proyecto de actualización y revisión geológica de la Región de Murcia.

De acuerdo con esta delimitación, se indican a continuación las Masas de Agua Subterránea, coincidentes con las Unidades Hidrogeológicas homónimas, que tienen algún acuífero representado en el ámbito de la Hoja:

070.022.- Sinclinal de Calasparra (U.H. 07.08)
070.025.- Ascoy-Sopalmo (U.H. 07.09)
070.028.- Baños de Fortuna (U.H. 07.41)
070.034.- Oro-Ricote (U.H. 07.13)

La masa de agua subterránea Ascoy-Sopalmo es, con mucha diferencia, la que ocupa la mayor extensión dentro de la hoja (40% de superficie), en la que además está representada casi en un 50% y concentra el número más elevado de puntos de agua. Le siguen la masa Sinclinal de Calasparra, que ocupa el sector NO, y la de Oro-Ricote en la esquina SO. La representación de la masa Baños de Fortuna es insignificante, pues se limita a dos mínimos sectores de su extremo más occidental, razón por la que no se describe aquí, sino que se hará en la hoja adyacente de Fortuna. De acuerdo con la delimitación oficial actual de acuíferos (figura 32), en una extensión cercana al 50% de la superficie de esta Hoja no existe ninguno definido.

En la tabla 2 se recoge una selección de los puntos que se han considerado más representativos, según diferentes criterios: naturaleza; inclusión en las redes oficiales de piezometría, calidad, nitratos e hidrometría; uso del agua y volumen captado.

HOJA	OCT	Punto	Huso	X UTM	Y UTM	Cota	Municipio	Naturaleza	Prof.	Volumen	Uso	Redes oficiales
2635	2	0007	30	637844	4236106	257,40	Cieza	Sondeo	139,00		Regadío	
2635	2	0011	30	638115	4235603	300,00	Cieza	Sondeo	136,00		Regadío	Calidad y nitratos
2635	2	0013	30	638052	4237005	264,15	Cieza	Pozo-sondeo	106,00		Regadío	
2635	2	0014	30	638127	4237054	264,80	Cieza	Sondeo	160,00		Regadío	
2635	2	0017	30	638305	4237328	275,00	Cieza	Pozo-sondeo	141,00		Regadío	
2635	2	0031	30	642465	4238218	380,00	Cieza	Sondeo	220,00		Regadío	
2635	2	0037	30	642021	4238973	341,66	Cieza	Sondeo			Regadío	Piezometría
2635	2	0041	30	643828	4239658	380,00	Cieza	Sondeo	161,80		Regadío	
2635	2	0047	30	642002	4239673	340,00	Cieza	Sondeo	300,00		Regadío	Piezometría
2635	2	0050	30	637841	4235706	260,00	Cieza	Sondeo	250,00		Regadío	Calidad y nitratos
2635	2	0059	30	638500	4242375	330,00	Cieza	Sondeo	350,00	835,00	Regadío	
2635	2	0061	30	638348	4242615			Sondeo			Regadío	
2635	2	0062	30	638230	4242904	339,00	Cieza	Sondeo			Regadío	
2635	3	0007	30	646636	4242812	348,00	Jumilla	Sondeo	149,00	443,00	Regadío	
2635	3	0008	30	647046	4241642	335,00	Cieza	Sondeo	170,00		Regadío	
2635	3	0011	30	646698	4241885	323,00	Cieza	Sondeo	139,00		Regadío	
2635	3	0012	30	646672	4241761	325,00	Cieza	Sondeo	125,00		Regadío	
2635	3	0015	30	646545	4241561	340,00	Cieza	Sondeo	222,00	482,00	Regadío	
2635	3	0018	30	646664	4240810	318,00	Cieza	Sondeo	107,00		Regadío	
2635	3	0019	30	646664	4240810	318,00	Cieza	Sondeo	118,00		Regadío	
2635	3	0025	30	645954	4239715	310,00	Cieza	Sondeo	160,00	1260,00	Regadío	
2635	3	0028	30	644176	4239455	369,47	Cieza	Sondeo	156,00		Regadío	Calidad y nitratos
2635	3	0029	30	645880	4239841	320,00	Cieza	Sondeo	142,00	1054,00	Regadío	
2635	3	0030	30	645981	4239890	318,00	Cieza	Sondeo	149,00	1054,00	Regadío	
2635	3	0033	30	644724	4239170	390,00	Cieza	Sondeo	257,00		Regadío	
2635	3	0034	30	645579	4239743	320,00	Cieza	Sondeo			Regadío	

2635	3	0035	30	644120	4238755	332,77	Cieza	Sondeo			Regadío	
2635	3	0036	30	644176	4239455	390,00	Cieza	Sondeo	200,00		Regadío	
2635	3	0041	30	645598	4241995	323,00	Cieza	Sondeo	125,00		Regadío	
2635	3	0044	30	646442	4239936	300,00	Cieza	Sondeo	450,00		Regadío	
2635	3	0045	30	648861	4240260	359,00	Cieza	Sondeo			Regadío	
2635	3	0046	30	646644	4240585	322,00	Cieza	Sondeo			Regadío	
2635	3	0047	30	650415	4244091	370,00	Cieza	Sondeo			Regadío	
2635	3	0048	30	644086	4239510	385,00	Cieza	Sondeo			Regadío	
2635	3	0049	30	644284	4239150	377,00	Cieza	Sondeo			Regadío	
2635	3	0050	30	645757	4240958	466,00	Cieza	Sondeo			Interés*	
2635	4	0015	30	652374	4240034	456,00	Cieza	Sondeo			Regadío	
2635	4	0016	30	652049	4239995	449,00	Cieza	Sondeo			Regadío	
2635	5	0017	30	631800	4228050	480,00	Cieza	Manantial			Interés*	
2635	5	0018	30	634650	4229950	520,00	Murcia	Manantial			Interés*	
2635	6	0009	30	638631	4234448	208,00	Cieza	Manantial			Interés*	
2635	6	0064	30	638883	4234757	240,00	Cieza	Sondeo	300,00		Regadío	Piezometría
* Punto de interés geológico, hidrogeológico o ambiental												

Tabla 2. Selección de Puntos de Agua

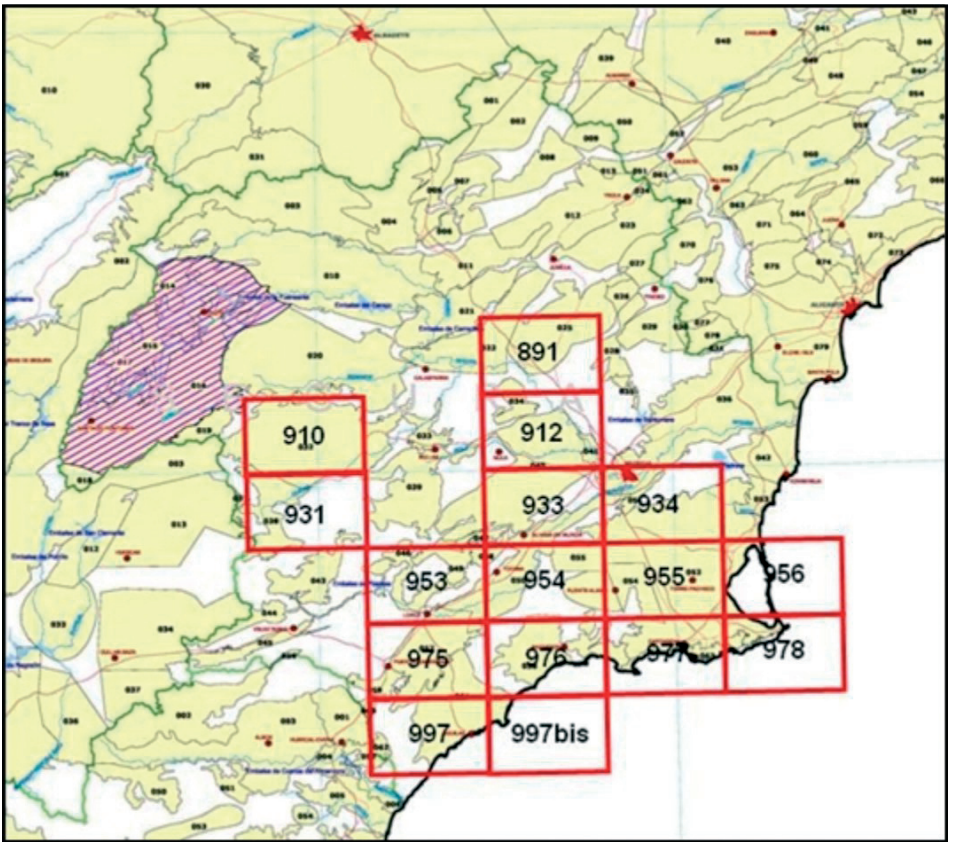

Figura 31. Masas de Agua Subterránea en la Cuenca del Segura. MMA (2005)

070.022.- Sinclinal de Calasparra (U.H. 07.08)

Esta masa de agua subterránea tiene una extensión de 332 km^2, de los que solo 113 km^2 constituyen afloramientos permeables. La totalidad de su superficie pertenece a la cuenca hidrográfica del Segura y a la Región de Murcia, excepto una pequeña parte (0,7 km^2) que se integra en la provincia de Albacete. Se localiza entre las poblaciones de Calasparra, al Suroeste, y Jumilla, al Noreste. El límite meridional discurre por la Sierra del Molino y las inmediaciones del embalse del Quípar; el septentrional coincide prácticamente con el límite entre las provincias de Albacete y Murcia. Al Este limita con la Sierra Larga y las inmediaciones de Cieza.

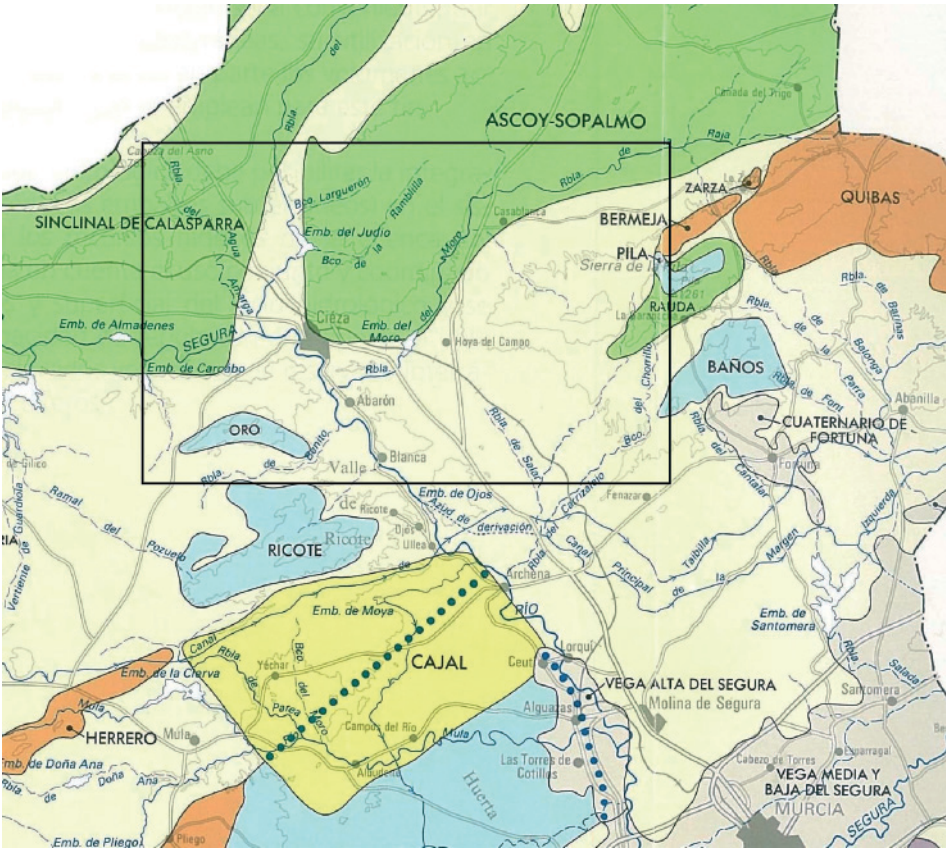

Figura 32. Delimitación de acuíferos en la hoja 891 e inmediaciones

Esta MASb está constituida por calizas y dolomías del Lías Dogger (150-250 m de potencia), calizas y dolomías masivas del Kimmeridgiense medio (100 m), dolomías arenosas y calizas del Cretácico superior (460–600 m) y calcarenitas del Mioceno, según IGME (1985). El acuífero principal, Cretácico superior, se halla conectado con el Jurásico a favor de accidentes tectónicos (CHS, 2007).

Los materiales impermeables que limitan el acuífero están formados por arcillas yesíferas del Trías, margocalizas del Kimmeridgiense inferior y arenas y margas de la facies Utrillas. Así, al Noreste limita con la alineación triásica de Jumilla-Diapiro de la Rosa, al este con el cabalgamiento de sierra Larga, al Sur y Sureste con el frente de cabalgamiento subbético y una falla de dirección NO-SE, y al Oeste con las facies Utrillas de las Sierras del Puerto, Cabezo del Asno y Picarcho.

Gran parte del acuífero se halla confinado hidráulicamente por la presencia en superficie de materiales detríticos margosos de baja permeabilidad del Mioceno, por lo que tan solo en las áreas de afloramientos permeables (113 km^2) el acuífero se comportaría como libre.

Las investigaciones realizadas se refieren principalmente a los materiales carbonatados cretácicos ya que las formaciones jurásicas se encuentran a gran profundidad y se tiene un escaso conocimiento de ellas. Por otro lado, las calcarenitas del Mioceno tienen un interés hidrogeológico mucho menor.

Desde el punto de vista estructural, la MASb se caracteriza por la presencia de un amplio sinclinal afectado por fallas y pliegues "en champiñón", con dirección que pasa de ser Noreste-Suroeste, al Sur de Jumilla, a casi Este-Oeste, al Noreste de Calasparra. En sus dos tercios más occidentales la estructura aparece como un sinclinal normal, mientras que en el tercio más oriental, el flanco Norte presenta un buzamiento subvertical que en ocasiones se invierte.

La estructura en detalle es compleja y condiciona la relación con el río Segura, ya que allí donde los materiales cretácicos permeables están bajo la superficie, hecho bastante frecuente, existe un relleno de materiales margosos miocenos de baja permeabilidad. En estos sectores confinados del acuífero no existe relación río-acuífero excepto en lo que se refiere a la delgada capa acuífera que constituye el propio aluvial. En cambio, allí donde los materiales carbonáticos cretácicos afloran, existe una relación, bien de ganancia o de pérdida (IGME-DGA, 2010).

En régimen natural la MASb se alimenta de la infiltración de la lluvia caída sobre los afloramientos permeables (10 hm^3/año) y del río Segura, el cual produce una recarga hacia el acuífero debido a la infiltración por goteo a lo largo de 8 km de su recorrido, aguas arriba del Gorgotón. Las filtraciones en la cerrada del embalse de Alfonso XIII, así como en la propia rambla Quípar, se pueden considerar de mucha menor entidad que la del río Segura. Las salidas naturales se concentran casi exclusivamente en una única zona de surgencias conocida como "El Gorgotón", aguas abajo de la estación de Almadenes, representada por un importante manantial (253880004) que nace a una cota aproximada de 189 m s.n.m, bajo las aguas del río Segura.

En los últimos años han proliferado las salidas por bombeos en el entorno del río Segura, sobre todo a través de la batería de pozos de emergencia de la Confederación Hidrográfica del Segura, así como de otros usuarios, que han llegado a invertir la relación río-acuífero en el tramo ganador del río. Esta inversión no es permanente, sino temporal y reversible, limitándose a los periodos de bombeo y algún tiempo posterior. La surgencia en la zona del Gorgotón regresa tras un periodo de varios meses desde el cese de los bombeos de emergencia, si bien con un caudal inferior que se va recuperando progresivamente al subir el nivel piezométrico. Respecto a la cuantificación de la relación entre el acuífero y el río Segura, se han recopilado en IGME-DGA (2010) los datos disponibles procedentes de los estudios más relevantes que se indican a continuación:

— Las pérdidas del río Segura hacia el acuífero aguas arriba de "El Gorgotón" se estiman comprendidas entre 5 y 20 hm^3/año (IGME, 1985) y en 10 hm^3/año (CHS, 1997).

— En el último modelo realizado (CHS, 2007) se estima una descarga del acuífero al río Segura por "El Gorgotón" en régimen natural de 66.000 m^3/día (764 l/s). Asimismo, y tan solo en la zona de "El Gorgotón" se podrían infiltrar entre 40.000 y 100.000 m^3/día en valores medios (14,6 y 36,5 hm^3/año) durante los periodos de bombeo.

— En el estudio de la Demarcación Hidrográfica del Segura (CHS, 2007) se estima un valor total de las surgencias en régimen natural de 10 hm^3/año y una demanda ambiental para mantener el caudal ecológico en ríos de 2,97 hm^3 anuales.

La mayor parte de las extracciones de agua subterránea se realizan por bombeo, y en menor medida a través de galerías e incluso con norias o manualmente en pozos poco profundos. El volumen total explotado en el año 2005 ha sido de 50.990.727 m^3, de los que 4.791.833 m^3 provienen del subálveo del río Segura, 4.387.950 m^3 de extracciones privadas en el acuífero del Sinclinal de Calasparra, 7.210.944 m^3 del SCRATS en sondeos de sequía y 34.600.000 m^3 extraídos por la Confederación Hidrográfica del Segura en la batería estratégica. Desde el año 1993 la CHS ha venido explotando temporalmente este acuífero a través de pozos de sequía, distribuidos en ambas márgenes del río Segura, y cuyo objeto es reforzar los caudales circulantes del río Segura cuando desciende el nivel de sus aguas y se ven afectados los usos tradicionales (CHS, 2007). La explotación del Sinclinal de Calasparra por CHS entre 2002 y 2005 ha sido de 49,17 hm^3 en el año 2002, nula en 2003, 37,87 hm^3 en 2004 y 34,6 hm^3 en 2005 (CHS, 2007).

Las aguas subterráneas de esta masa presentan en gran parte de la misma buena calidad química, siendo normalmente potables y aptas para regadío. La facies predominante es bicarbonatada-sulfatada cálcico-magnésica. En el sector central su calidad está afectada por las facies arcillosas, yesíferas y salinas del Keuper. La salinidad del agua observada en los sondeos se mantiene con pocas oscilaciones (en torno a 1.000 µS/cm), aumentando ligeramente durante las campañas de bombeo. La evolución de la conductividad eléctrica muestra dos patrones: uno, por encima de 2.000 µS/cm y otro, alrededor de 1.000 µS/cm. Se observa que la conductividad aumenta con el descenso del nivel piezométrico y que los valores más altos se registran en los pozos más profundos, por debajo de 340 m.

070.025.- Ascoy-Sopalmo (U. H. 07.09)

La anterior Unidad Hidrogeológica de Ascoy-Sopalmo (07.09) se ha dividido en dos masas de agua subterránea: Ascoy-Sopalmo (070.025), constituida por el acuífero homónimo y coincidente con el ya delimitado en el Plan Hidrológico de la Cuenca del Segura (CHS, 1997), y El Cantal-Viña Pi (070.026), integrada por los acuíferos El Cantal y Viña Pi. Esta última masa no aparece en la Hoja de Cieza.

La masa de Ascoy-Sopalmo se integra en la Región de Murcia y se extiende entre los municipios de Cieza y Abarán al Suroeste, Jumilla al Norte y Pinoso al este. Ocupa el espacio geográfico comprendido entre las Sierras de Ascoy, Benís, Sopalmo, Larga, Solana de Los Ruices, Carche y Pansas. La extensión total es de 369,1 km^2, de la que 68 km^2 son afloramientos permeables.

Se sitúa en la parte externa de las Cordilleras Béticas. Las elevaciones del Prebético Interno como sierra Larga, Sierra de Ascoy, Sierra de Benís y Sierra de la Pila son estructuras de amplios y suaves anticlinales, con una relación de longitud/anchura muy baja. Las depresiones que aparecen entre estas sierras son estructuras sinclinales sencillas, rellenas por formaciones postorogénicas del Tortoniense y Cuaternario. Pero el sistema es complejo bajo estas depresiones, con varias formaciones permeables que mantienen una continuidad hidráulica por causas tanto estratigráficas como tectónicas. La edad de las formaciones implicadas está comprendida entre el Triásico y el Mioceno, además de los recubrimientos recientes del Cuaternario.

Las formaciones permeables principales que constituyen el acuífero son de tipo carbonatado (calizas, dolomías y calcarenitas) del Cretácico superior-Eoceno medio, y sólo en sectores muy concretos se desarrollan materiales detríticos cuaternarios (gravas y arenas) suprayacentes a los anteriores que pueden actuar como áreas de infiltración por posible contacto con las formaciones carbonatadas.

Estos materiales presentan espesores variables según zonas, a la vez que también existe una cierta heterogeneidad litológica espacial de las formaciones, por lo que se han distinguido en el acuífero una serie de sectores en los que las potencias de los materiales carbonáticos son las siguientes: Sierra Larga, 450 m; Carche, 550 m; Sopalmo, 370 m; Ascoy-Benís, 450 m y Rajica de En Medio, 200 m.

En general, los límites de la MASb Ascoy-Sopalmo están definidos por los materiales impermeables del Trías Keuper y por la serie margosa del Cretácico inferior como impermeable de base para todo el acuífero. Los límites están asociados frecuentemente a accidentes tectónicos que ponen en contacto estos materiales impermeables con los permeables del acuífero.

La tectónica de la MASb Ascoy-Sopalmo juega un papel muy importante en la estructura interna del acuífero, diferenciado tres sectores estructurales distintos: El sector occidental viene definido por un anticlinal central, representado por las Sierras de Ascoy y Benís. Al Norte y Sur a éste le siguen dos sinclinales que van hundiendo progresivamente sus núcleos por la acción de fallas normales, por lo que constituyen en realidad estructuras de sinclinal–fosa. El sinclinal septentrional está cabalgado hacia el Norte y está ocupado por un relleno al Norte de la Sierra de Ascoy. La Sierra de Benís está algo desplazada hacia el Norte en relación con la de Ascoy, por la acción de una falla de desgarre. Ambas sierras están afectadas en su interior por fallas de desgarre. El sinclinal del Sur presenta un relleno margoso del Mioceno.

El sector central presenta una estructura de cabalgamiento hacia el Norte, al Sur de Sierra Larga, y de estructura en bloques al Sur de la Sierra de Sopalmo por la acción de fallas normales. Este sector está separado del oriental y occidental por fallas de desgarre. En las zonas de fosa se han registrado espesores próximos a 1000 m. En general, los espesores se hacen mayores hacia el Sur y menores hacia el Norte, donde apenas presentan 200 m.

El sector oriental tiene una estructura de pliegues en champiñón cabalgados hacia el Norte. La Sierra del Carche constituye un anticlinal, con flanco septentrional cabalgado hacia el Norte y flanco meridional invertido. Hacia el Sur continúa un sinclinal relleno de margas del Mioceno medio. Por último, los cerros de Solsía constituyen un anticlinal en champiñón con flanco cabalgado sobre el sinclinal anteriormente citado.

El acuífero funciona en régimen libre en las áreas de afloramiento, o confinado en función de la relación entre la superficie piezométrica y el techo de la formación impermeable suprayacente.

La recarga del acuífero procede únicamente de la infiltración del agua de lluvia, cuyo valor medio se ha calculado en 2 hm^3/año.

La descarga en régimen natural se producía a través de las surgencias situadas al Oeste de Cieza, en los manantiales de la Fuente del Ojo, Zaraiche Mayor, Zaraiche Menor y la balsa de Ascoy, con un caudal total de 2 hm^3/año. Debido a la fuerte explotación a que está sometida esta masa de agua subterránea, los niveles piezométricos han descendido tanto que se han situado por debajo de las salidas naturales del acuífero, de manera que actualmente (y posiblemente desde hace más de 25 años) las salidas de la MASb Ascoy-Sopalmo solo se producen mediante extracción por bombeos. A finales de la década de 1960 todavía se registraban salidas naturales, aunque bastante mermadas en relación con sus datos históricos. La sobreexplotación del acuífero debió empezar a principios de la década de 1970, y en 1978 se establece un perímetro de protección contra nuevos alumbramientos en el acuífero. En 1986 la CHS declara a la U.H. Ascoy-Sopalmo provisionalmente sobreexplotada. Desde el inicio de la explotación de los recursos de este acuífero no ha remitido la intensidad de las extracciones, llegando a sobrepasar en los últimos años los 50 hm^3 anuales de bombeo.

En la MASb Ascoy-Sopalmo la red fluvial está encajada en los valles que dejan las sierras a sus faldas lejos de los afloramientos de las rocas permeables, allí donde las margas del Mioceno son más potentes. Así, las relaciones río-acuífero quedan limitadas al drenaje a través de manantiales, los cuales, como se ha indicado, están secos debido a la intensa explotación, haciendo actualmente estas relaciones inexistentes (IGME-DGA, 2010).

La evolución piezométrica manifiesta una clara tendencia descendente como consecuencia del elevado desequilibrio entre recursos y extracciones, de manera que en la mayoría de los puntos de control se observa entre principios de la década de 1970 y la actualidad un descenso de niveles comprendido entre 100 y 190 m, según sectores.

El flujo subterráneo natural se producía desde el Noreste al Suroeste, hacia el punto de descarga natural del acuífero, la Fuente del Ojo (263560009), a cota 215 m s.n.m. A partir del comienzo de las extracciones de agua subterránea se produce una distorsión, de modo que la circulación tiene lugar desde las áreas de recarga, situadas al Norte y Oeste, hacia la parte central del acuífero, donde se localizan los principales bombeos (CHS, 2006) en las captaciones situadas al Sur de la Sierra de Sopalmo y al Suroeste de la Sierra de Benís, con cotas piezométricas entre 80 y 100 m s.n.m.

El agua del acuífero presenta una salinidad moderada, con valores de conductividad variables entre 1500 y 2000 µS/cm. La facies predominante es de tipo bicarbonatada cálcica o cálcico–magnésica, coherente con la litología carbonática del acuífero, aunque en algún sector es clorurada cálcica. Respecto al uso urbano, los parámetros químicos de calidad analizados en los puntos de control reflejan concentraciones superiores a lo tolerable en los cationes sodio y magnesio. La concentración de nitratos, para buena parte de los puntos analizados, no supera el valor máximo permitido.

En cuanto a la calidad de las aguas para uso agrícola, la clasificación de Riverside indica que predominan las aguas del grupo C3S1 y C4S1, es decir, presentan riesgo de salinización de moderadamente alto a elevado y bajo de alcalinización del suelo. El índice de absorción de sodio (SAR) es próximo a 2.

La sobreexplotación es el principal problema de esta MASb, pero además hay otras presiones a las que está sometida, como es la ocupación del suelo: 52,4% de secano, 23,1% de regadío agrícola, 22,4% de prados y pastizales, 1,4% de suelo urbano, 0,4% de zonas industriales, 0,2% de zonas mineras y 0,1% de zonas recreativas y de transporte. También se podría incluir como presión los embases del Judío y del Moro, por las modificaciones morfológicas de los cursos fluviales que implican.

Las fuentes puntuales de contaminación potencial están relacionadas con la presencia de dos depuradoras de aguas residuales, dos zonas de vertidos urbanos, cuatro instalaciones de residuos industriales y cinco estaciones de servicio.

070.034.- Oro-Ricote (U.H. 07.13)

La masa de agua subterránea, coincidente con la unidad hidrogeológica del mismo nombre, tiene una superficie de 66,3 km^2 y pertenece íntegramente a la Región de Murcia. Se extiende por las Sierras del Oro y Ricote y limita al Noreste con las proximidades de la localidad de Abarán, al Este con la de Ricote y al Sur con la Sierra de la Muela. Se caracteriza geomorfológicamente por su relieve montañoso carbonatado (calizas y dolomías cretácicas y, fundamentalmente jurásicas), con cierto desarrollo de modelado cárstico y laderas de fuerte pendiente.

La masa de Oro-Ricote está formada por dos acuíferos desconectados entre sí: Sierra del Oro, al Norte, y Ricote, al Sur. De ellos, solo el primero aparece en esta Hoja, mientras que el

segundo se desarrolla íntegramente en la adyacente de Mula. Las formaciones permeables de ambos están constituidas por dolomías y calizas del Lías inferior-Dogger, de alta permeabilidad, con una potencia entre 125 y 250 m e incluso algo mayor en la Sierra del Oro. La masa se encuentra delimitada hidrogeológicamente en sus bordes y muro por las margas cretácicas de las Unidades Intermedias y por las arcillas del Trías (IGME, 1982).

Desde el punto de vista estructural, toda la MASb se localiza en la Zona Subbética de las Cordilleras Béticas y constituye un cabalgamiento. En detalle, la estructura del sector más septentrional es de pliegues volcados; en la zona central sobresale un anticlinal y hacia el Sur se encuentra un sinclinal fallado, todo ello sobre las arcillas yesíferas del Trías y sobre las margas del Cretácico, que constituyen su substrato impermeable.

En estas condiciones el drenaje de la escorrentía subterránea se debe producir por la zona topográficamente más baja de la formación acuífera en contacto con el impermeable de base, y como además todo el conjunto se encuentra elevado tectónicamente y basculado hacia el este, el drenaje en régimen natural debe dirigirse hacia el cauce del río Segura, situado al Noreste (IGME-DGA, 2010).

La recarga se produce exclusivamente por la infiltración del agua de lluvia.

Las salidas naturales tienen lugar a través de varios manantiales, de los cuales el más importante por su caudal (11 l/s) es el manantial Fuente Grande o Hila del Molino (263620008), que está situado en el acuífero de Ricote y representa el nivel piezométrico más bajo. Actualmente el régimen del manantial se encuentra modificado al estar regulado por un sondeo y porque sus aguas se derivan para el riego. En los últimos años han proliferado los bombeos a través de sondeos en toda la MASb, lo que ha diezmado la mayoría de estas surgencias, e incluso producido su secado.

Según IGME (1982) se estiman unos recursos renovables comprendidos entre 0,9 y 1,35 hm^3/año, unos bombeos de 0,9 hm^3/año y una descarga por manantiales de 0,3 hm^3/año, todo ello asignable a Ricote porque la geometría del sistema definido entonces no contemplaba la Sierra del Oro, englobada dentro de la actual MASb. En CHS (2007), el valor total de las surgencias de la masa en régimen natural se sitúa en 1,5 hm^3/año y el de las extracciones en 0,9 hm^3/año, y se considera una demanda ambiental para mantener el caudal ecológico en ríos de 0,18 hm^3/año.

El seguimiento piezométrico realizado por IGME y CHS en el acuífero de Ricote desde 1986 indica actualmente una estabilidad del nivel, con una cota piezométrica cercana a 459 m s.n.m. en su sector occidental y de 395 m s.n.m. en el oriental, determinado en este último por la cota de surgencia de la Fuente Grande de Ricote.

Los parámetros físico-químicos del agua subterránea, procedentes de las bases de datos de IGME y CHS, son los siguientes:

PARÁMETRO	PERÍODO	VALOR MEDIO	VALOR MÁXIMO	VALOR MÍNIMO
Temperatura (ºC)	1992-2006	21,6	24	12,7
Conductividad a 20ºC (µS/cm)	1973-2002	1889	4322	290
Cloruros (mg/l)	1973-2006	167	630	3
Sulfatos (mg/l)	1973-2006	624	1270	2
Nitratos (mg/l)	1983-2006	6	60	0
Amonio ($mgNH_4/l$)	1991-2002	ausencia		

La facies hidroquímica es predominantemente sulfatada cálcica debido a la influencia de las arcillas yesíferas triásicas.

Como presión sobre esta masa hay que considerar la ocupación del suelo, que en el año 2000 era mayoritariamente agrícola (58,2% de secano y 15,7% de regadío), un 26% de praderas y pastizales, siendo minoritario el suelo urbano (0,1%).

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En el área de la Hoja de Cieza, se propone como Punto de Interés Geológico un paleokarst situado en el techo de las Calizas de nummulites (14). Sus coordenadas UTM son: X = 0657036; Y = 4235392, pudiendo accederse por el camino que desde la Garapacha conduce al Barranco del Mulo. El afloramiento se sitúa en el propio camino.

El techo de las calizas de Nummulites (14), en el área de la Garapacha-Sierra del Águila, presenta una morfología irregular, interpretada como un paleokarst, con perforaciones subperpendiculares a la estratificación. A partir de ella se desarrolla un sistema de cavidades irregulares rellenas por sedimento de color rojo intenso, que llegan a penetrar hasta 8 m por debajo del techo de la unidad cartográfica. Tanto en el techo de la formación como en estas cavidades hay desarrollo de *Microcodium*.

Sobre el paleokarst anterior se puede observar un nivel de conglomerados constituido por cantos de cuarcita altamente redondeados y esféricos, con diámetros de orden centimétrico. Sobre ellos aparecen arenas, con una potencia aproximada se 1,5 m, de coloraciones rojas intensas. Sobre estas arenas se disponen las calcarenitas de la unidad 16. Merece destacarse que el primer nivel de estos materiales presenta una potencia de 70 cm y está constituido por una calcarenita de grano grueso en cuyo muro hay cantos redondeados de cuarcita.

Figura 33. Paleokarst del techo de la unidad cartográfica 14

9. BIBLIOGRAFIA

Aguado, R. (1994). "Nannofósiles del Cretácico de la Cordillera Bética (Sur de España)". *Bioestratigrafía. Tesis Univ. Granada. 413 pp.*

Alonso Sarriá, F.; López Bermúdez, F. y Conesa García, C. (2002). "Synoptic conditions producing stream rainfall events within the Mediterranean Coast of Iberian Peninsula". *L. BULL & M. KIRKBY (Eds) Dryland Rivers. John Wiley & Sons, Ltd. Chichester.*

Allerton, S.; Lonergan, L.; Platt, J.P.; Platzman, E.S. y Mcclelland, E. (1993). "Palaeomgnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain". *Earth and Planetary Science Letters, 119: 225-241.*

Azema, J. (1966). "Géologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)". *Bull. Soc. Géol. France, 8: 80-86.*

Azema, J. (1966a). "Sur l'existence d'une zone intermédiaire entre Prébétique et Subbétique dans les provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)". *C. R. Acad. Sc., 260: 4020-4023.*

Azema, J. (1975). "Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. II. Le Prébétique et le Subbétique de Cieza a Alicante". *En: I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España, 7: 219-231.*

Azema, J. (1977). "Etude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)". *Tesis Univ. París. 395 p.*

Azema, J.; Bourrouilh, R.; Champetier, Y.; Foucarde, E. y Rangheard, Y. (1974). "Rapports stratigraphiques, paléogéographiques et structuraux entre la Chaîne Ibérique, les Cordillères Bétiques et les Baléares". *Bull. Soc. Geol. France, 16: 140-160.*

Azema, J.; Champetier, Y.; Foucault, A.; Foucarde, E. y Paquet, J. (1971). "Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: I. Essai de correlation". *Cuad. Geol. Ibérica, 2: 91-110.*

Azema, J.; Champetier, Y.; Foucault, A. y Foucarde, E. (1975). "Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. I. Essai de coordination". *En: I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. 1: 159-217.*

Baena, J. (1973). "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000.(MAGNA). Hoja número 910 (Caravaca de la Cruz)". *IGME., Madrid.*

Baena, J. (1974). "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000.(MAGNA). Hoja número 931 (Zarcilla de Ramos)". *IGME., Madrid.*

Baena, J. y Jerez Mir, L. (1982). "Síntesis para un ensayo peleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética s.s. " *Copl. Int. IGME, Madrid.*

Baena, J.; Barranco, L.; Zazo, C.; Goy, J.L; Somoza, L.; Bardají, T.; Silva, P.G.; Estévez, A.; Sanz de Galdeano, C. y Rodríguez, T. (1994). "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Falla de la Región de Murcia (Escalas 1:200.000 y 1:1.000.000)". *ITGE, Consejería de Política Territorial y Obras Públicas, Comunidad Autónoma de Murcia.*

Berggren, W.A.; Kent, D.V.; Swisher, C.C. III, y Aubry, M.P. (1995). "A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy". *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A unified temporal framework for a Historical Geology (Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, H.P. y Hardenbol, J., eds.). SEPM Spec. Publ., 54: 129-212.*

Bertrand, H. y Killian, W. (1889). "Études sur les terraines secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Málaga (Mission d'Andaloisie)". *Mem. Acad. Sci. Inst. Nat. France, 2: 377-599.*

Blumenthal, M. (1927). "Versuch einer tektonischen gliederung der betischen cordilleren von Central Sudwest-Andalucien". *Eclog. geol. Helv., 20: 487-532.*

Bowles, W. (1775). "Introducción a la historia natural de España".

Caron, M. (1985). "Cretaceous planktic foraminifera". *En: Plankton Stratigraphy (Bolli, H.M., Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K, eds.). Cambridge University Press.*

Castillo-requena, J.M. (1978). "Estudio sobre el comportamiento de la gota de aire frío y la distribución de consecuencias pluviométricas en la España peninsular".*Paralelo 37º, nº 2, Diputación de Almería, pp. 57-80.*

Castillo-requena, J.M. (1980). "Causas de la indigencia pluviométrica en el levante andaluz" *Paralelo 37º, nº 4, Diputación de Almería, pp. 127-153.*

Castillo-requena, J.M. (1985). "Los condicionamientos geográficos de la aridez en Almería. Topografía, circulación atmosférica y escasez de lluvias". *XIV Jornadas Científicas. Asociación de Meteorólogos Españoles, Instituto Nacional de Meteorología, octubre, Madrid, pp. 153-179.*

Castillo-requena, J.M. (1985). "Anotaciones geográficas sobre los procesos, los mecanismos y las consecuencias de la gota de aire frío". *Anales del Colegio Universitario de Almería.*

Castro, J.M.; Gea, G.A. de; Ruiz-Ortiz, P.A. y Nieto, L.M. (2008). "Development of carbonate platforms on an extensional (rifted) margin: the Valanginian-Albian record of the Prebetic of Alicante (SE Spain)". *Cretaceous Research; doi: 10.1016/j.cretres.2008.05.012.*

Chacón, B. (2002). "Las sucesiones hemipelágicas del final del Cretácico e inicio del Paleógeno en el SE de la Placa Ibérica: Estratigrafía de eventos y evolución de la cuenca". *Tesis Univ. Complutense de Madrid. 439 p.*

CHS (1997). "Plan Hidrológico de la cuenca del Segura". *Aprobado por RD 1664/1998, de 24 de julio (BOE de 11 de agosto).*

CHS (2005). "Zonas Hidráulicas de la Cuenca del Segura".

CHS (2006). "Estudio de cuantificación del volumen anual de sobreexplotación de los acuíferos de la unidad hidrogeológica 07.09 Ascoy-Sopalmo".

CHS (2007). "Estudio de cuantificación del volumen anual de sobreexplotación de los acuíferos de las unidades hidrogeológicas 07.01 Sierra Oliva, 07.06 El Molar, 07.08 Sinclinal de Calasparra, 07.10 Serral Salinas, 07.34 Cuchillos-Cabras, 07.35 Cingla-Cuchillo 07.38 Ontur, 07.50 Moratilla y 07.56 Lácera en la Cuenca del Segura".

CHS (2007). "Mapa de masas de agua subterránea de la Demarcación Hidrográfica del Segura".

CHS (2007). "Estudio general sobre la Demarcación Hidrográfica del Segura".

CHS (2007). "Espacios Naturales y Zonas Sensibles y Vulnerables en la Demarcación Hidrográfica del Segura".

De Smet, M.E.M. (1984). "Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Tectonophysics, 107: 57-59.*

Einsele, G. (1992). "Sedimentary Basins. Evolution,Facies and Sediment Budget". *Springer Verlag, Berlín: 628 pp.*

González-Hernández, F.M. (1996). "Geomorfología y geotectónica del Plioceno y Cuaternario de la Cuenca de Caravaca (Murcia)". *Tesis de Licenciatura, Universidad de Salamanca.*

Hermes, J.J. (1985). "Algunos aspectos de la estructura de la zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional)". *Estudios Geológicos, 41: 157-176, Madrid.*

Fallot, P. (1928). "Sur l'âge des plissments dans la partie Est de la chaîne bétique". *C.R.somm. S.G.F. 163-169.*

Fallot, P. (1930). "Sur les facies du Dogger dans la province de Murcie". *Bull. Soc. Géol. France, 30: 302 pp.*

Fallot, P. (1931a). "Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique. V. Sur le faciès du Dogger dans la province de Murcie". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 31: 301-304.*

Fallot, P. (1931b). "Contribution à l'étude des Jurassiques supérieur subbétique". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 31: 113-132.*

Fallot, P. (1932a). "Sur la géologie des confins des provinces de Murcie et d'Alicante". *C. R. Acad. Sci. Paris, 194: 114-116.*

Fallot, P. (1943). "El sistema cretácico en las Cordilleras Béticas". *Mem. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C. 110p.*

Fallot, P. (1944a). "Les phases orogéniques dans l'ensemble des Cordillères Bétiques". *C. R. Acad. Sci. Paris, 219: 315-317.*

Fallot, P. (1944b). "Observation sur la téctonique de la Zone Subbétique dans la province de Murcie". *Bull. Soc. Géol. France, 14: 11-28.*

Fallot, P. (1945). "Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor". *Mem. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C. 719p.*

Fallot, P. (1948). "Les Cordillères Bétiques". *Estudios Geológicos, 4: 83-172.*

Fallot, P. y Bataller, J.R. (1933). "Observation géologiques entre Calasparra et Cieza". *Ass. Et. Méditer. Occid., 4: 1-9 pp.*

Fernex, F. y Magne, J. (1969). "Essai sur la paléogéographie des Cordillères Bétiques orientales (Espagne meridional)". *Bol. Geol. Min. España, 80: 203-211.*

Fresneda, V.S.; Sánchez, J.S. y Artes, F. (1977). "Aplicación científica de las fotografías de la superficie terrestre obtenidas mediante satélites artificiales.- I. Gran accidente geotectónico en la Zona Central de la provincia de Murcia (España)". *Tecniterrae, 16: 8-18.*

Gallego, C.; García de Domingo, A. y López Olmedo, F. (1981). "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000.(MAGNA). Hoja 845: (Tecla)". *IGME., Madrid.*

García-Hernández, M.; López-Garrido, A.C.; Rivas, P.; Sanz de Galdeano, C., y Vera, J.A. (1980). "Mesozoic paleogeographic evolution in the Externes Zones of the Betic Cordillera (Spain)". *Geol. Mijnb., 59: 155-168.*

Gea, G.A. de (2004). "Bioestratigrafía y eventos del Cretácico Inferior en las Zonas Externas de la Cordillera Bética". *Tesis Universidad de Jaén: 658 pp.*

Geel, T. (1995). "Oligocene to early Miocene tectono-sedimentary history of the Alicante región (SE Spain): implications for Western mediterranean evolution". *Basin Research, 7: 313-336.*

Geel, T. (2000). "Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155: 211-238.*

Geiger, F. (1970). "Die Aridität in Südostspanien". *Stuttgartter Geographische Studien, Stturgart.*

González-Hernández, F.M. (1996). "Geomorfología y geotectónica del Plioceno y Cuaternario de la Cuenca de Caravaca (Murcia)". *Tesis de Licenciatura, Universidad de Salamanca.*

Hardenbol, J.; Thierry, J.; Farley, M.B.; Jacquin, T.; Graciansky, P. C. y Vail, P.R. (1998). "Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic chart". *En: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins (Graciansky, P.-Ch., Hardenbol, J., Jacquin, T., y Vail, P.R., eds.). SEPM Special Publication 60.*

Hoedemaeker, P.J. y Leereveld, H. (1995). "Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Berriasian-lowest Apitan (Lower Cretaceous) of the Río Argos succession, Caravaca, SE Spain". *Cretaceous Research, 16: 195-230*

IGME (1982). "Estudio Hidrogeológico de la Comarca Caravaca-Cehegín".

IGME (1985). "Gestión coordinada de recursos hídricos superficiales y subterráneos en la cuenca del Segura".

IGME (1994). "Estudio de los Recursos Hídricos Subterráneos de la Unidad del Subbético de Murcia".

IGME-DGA (2009). "Elaboración del Mapa Piezométrico de España".

IGME-DGA (2010). "Apoyo a la caracterización adicional de las masas de agua subterránea en riesgo de no cumplir los objetivos medioambientales en 2015".

IGME-DGA (2010). "Identificación y caracterización de la interrelación que se presenta entre aguas subterráneas, cursos fluviales, descargas por manantiales, zonas húmedas y otros ecosistemas naturales de especial interés hídrico".

IGN (2001). "Mapa de Suelos". *Atlas de España.*

ITGE (1987). "Inventario Nacional de Balsas y Escombreras".

ITGE-CARM (1995). "Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de Murcia". *137 pp, Madrid.*

ITGE-CARM (1999). "Atlas del Medio Natural de la Región de Murcia". *Madrid.*

Jerez Mir, L.; Jerez Mir, F. y Garcia Monzon, G. (1974). "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000.(MAGNA). Hoja 891: (Cieza)". *IGME., Madrid.*

Jiménez de Cisneros, D. (1906a). "Sobre la geología del sudeste de España". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 103-110.*

Jiménez de Cisneros, D. (1906b). "Nuevos datos para la geología del sudeste de España". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 213-218.*

Jiménez de Cisneros, D. (1906c). "Datos para el estudio de la geología del sudeste de España". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 425-428.*

Jiménez de Cisneros, D. (1924c). "La Fuente de la Zarza, en el término de Abanilla (Murcia)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 24: 452-554.*

Kosir, A. (2004). "Microcodium revisited: root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates". *Journal of Sedimentary Research, 74: 845-857.*

López Bermúdez, F. (1973). "La Vega Alta del Segura. Clima, Hidrología y Geomorfología. Murcia". *Universidad de Murcia.*

López-Gómez, A. (1987). "Els Embassaments Valencians Antics, Valencia". *C.O.P.U.T., 72 págs.*

Martínez del Olmo, W. (1996). "Secuencias de depósito y estructuración diapírica en el Mesozoico y Neógeneo del Prebético y Golfo de Valencia, desde sondeos y líneas sísmicas". *Tesis Univ. Complutense, Madrid: 437 pp.*

Marzo, M. (1989). "Sistemas fluviales de alta sinuosidad". *En: Sedimentología, vol. I, Arche, A. (Ed.). CSIC, Madrid: 107-141.*

Meseguer-Pardo, J. (1953). "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000.(MAGNA). Hoja 891: (Cieza)". *IGME., Madrid.*

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (1998). "Libro Blanco del Agua en España".

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (2005). "Estudio Inicial para la Identificación y Caracterización de las Masas de Agua Subterránea de las Cuencas Intercomunitarias".

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (2006). "Caracterización Inicial de 20 Masas de Agua Subterránea pertenecientes a las Cuencas Intercomunitarias. Águilas, Alto Guadalentín, Ascoy-Sopalmo, Bajo Guadalentín, Baños de Fortuna, Bullas, Caravaca, Enmedio Cabezo de Jara, Mazarrón, Oro Ricote, Sierra de Cartagena".

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (1982). "Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de España".

Molina, J.M. (1987). "Análisis de facies del Meosozoico en el Subbético Externo". *Tesis Universidad de Granada: 518 pp.*

Molina, J.M. y Nieto, L.M. (2008). "Microcodium en calizas del Eoceno Medio (Luteciense) de la Sierra de la Pila (Prebético Interno, Murcia)". *Geogaceta, 44: 111-114.*

Montenat, C.; Ott D´estevou, P. y Masse, P. (1987). "Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins envolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)". *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 11:1-22.*

Navarro, A. y Trigueros, E. (1963a). "Problemas de las Béticas Españolas". *Bol. Inst. Geol. Min. España, 74: 415-469.*

Navarro, A. y Trigueros, E. (1963b). "La geología murciana". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España. 70, 201-204.*

Nickles, R. (1902). "Sur l'existence de phénomènes de recouvrement dans la zone subbétique". *C. R. Acad. Sci. 134: 493-495.*

NICKLES, R. (1904). "Sur l'existence de phénomènes de charriage en Espagne dans la zone subbétique". *Bull. Soc. Géol. France., 4: 223-247.*

NIETO, L.M. (1997). "La cuenca subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas". *Tesis Doctoral, Univ. Granada. Servicio de Publicaciones de las Universidades de Murcia y Jaén. 562 pp.*

ORTIZ, S. Y MOLINA, E. (2003). "Foraminíferos bentónicos como indicadores de un evento hipertermal en el tránsito Ypresiense-Luteciense del corte de Fortuna (Murcia, Cordillera Bética)". *Geotemas, 5: 185-188.*

PAQUET, J. (1963). "Le contact frontal du Subbétique au Sud du Río Segura (région de Calasparra, province de Murcie, Espagne)". *C. R. Acad. Sci., 256: 5589-5602.*

PAQUET, J. (1966a). "Age auversien de la phase tectonique majeure dans le Bétique de Málaga et le Subbétique de la province de Murcie (Sierra Espuña y Ponce)". *C. R. Acad. Sci., 263: 1681-1684.*

PAQUET, J. (1966b). "Age de mise en place des unités supérieurs de la Sierra de Espuña et la partie meridionale du Subbétique (Prov. Murcie, Espagne)". *Bull. Soc. Géol. France., 7: 946-955.*

PAQUET, J. (1966c). "Observaciones sobre el Subbético al Sur de Calasparra". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 84: 93-103.*

PAQUET, J. (1967). "Age de mise en place des unités supérieures du Bétique de Málaga et de la partie méridionale du Subbétique (transversale de la Sierra de Espuña, province de Murcie, Espagne)". *Bull. Soc. Géol. France, 8: 916-951.*

PAQUET, J. (1969). "Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)". *Tesis Univ. Lille. Mem. Soc. Geol. France. 270 pp.*

PAQUET, J. (1972). "Charriages et coulissements dans l'Est des Cordillères bétiques (Espagne)". *24º Congreso Geol. Inter. Sección 3: 395-404.*

PAQUET, J. (1974). "Tectonique éocène dans les Cordillères Bétiques; vers une nouvelle conception de la paleogeographie en Mediterranée occidentale". *Bull. Soc. Géol. France, 16: 58-73.*

Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994). "Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética)". *Revista de la Sociedad Geológica de España, 7: 141-153.*

Pérez-López, A. (1996). "Sequence-model for coastal plain depositional systems of the Upper Triassic (Betic Cordillera,southern Spain)". *Sedimentary Geology, 101: 99-117.*

Pérez-Valera, A.; Pérez-López, A. y Serrano, F. (2003). "Estudio de las rocas diapíricas del Triásico resedimentadas durante el Mioceno en el sector de la Rambla del Moro (Cieza, Murcia)". *Geotemas, 5; 199-203.*

Pérez-valera, F. (2005). "Estratigrafía y tectónica delTriásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética". *Tesis Universidad de Granada. 303 pp.*

Pérez-valera, F. y Pérez-López, A.D. (2003). "Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico al Sureste de Calasparra (Murcia)". *Rev. Soc. Geol. España, 16: 35-50.*

Rey, J. (1993). "Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravaca-Vélez Rubio". *Tesis Universidad de Granada. 460 pp.*

Rodríguez-Estrella, T. (1977). "Los grandes accidentes tectónicos de la provincia de Alicante". *Tecniterrae. 17: 8-17.*

Rodríguez-Estrella, T. (1977). "Características tectónicas de la Zona Prebélica". *Sem. Tec. Global. ENADIMSA*

Rubio, J.C.; Delgado, J.; González Ramón, A.; Castillo E.; López Martos, J.J.; Silgado, A. y Garrido, J. (2004). "Situación de los Acuíferos del Guadiana Menor en Granada". *Homenaje a Manuel del Valle Cardenete.*

Ruiz-Ortiz, P.A. (1980). "Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias. (Entre Castril, prov. de Granada y Jaén) ".*Tesis Universidad de Granada. 274 pp.*

Ruiz-Ortiz,P.A.; Bosence, D.W.J.; Rey, J.; Nieto ,L.M.; Castro, J.M. y Molina, J.M. (2004). "Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain)". *Basin Research, 16: 235-257.*

Sánchez González, A. (2005). "Estudio Inicial para la Identificación y Caracterización de las Masas de Agua Subterránea de las Cuencas Intercomunitarias". *Dirección General del Agua. Secretaría General para el Territorio y la Biodiversidad. Ministerio de Medio Ambiente.*

Santisteban, C. de (1981). "Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno Superior de la Cuenca de Fortuna (Murcia) a la luz de la teoria de la crisis de salinidad". *Tesis Universidad de Barcelona (inédita).*

Sanz de Galdeano, C. (1983). "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Est. Geol., 39:157-165, Madrid.*

Sanz de Galdeano, C. (1990). "Geologic Evolution of the Betiic Cordilleras in Western Mediterranean, Miocene to present". *Tectonophysics, 172: 107-119.*

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1992). "Stratigraphic record and palaeogeographical contexto f the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Research, 4: 21-36.*

Seyfried, H. (1970). "Der Subbetische Jura von Ricote-Abarán (Prov. Murcia, Spanien)". *Tesis Lic., Univ. Stuttgart. 66 pp.*

Seyfried, H. (1978). "Der Subbetische Jura von Murcia (Südest-Spanien) ".*Geol. Jaurb., 29: 3-201.*

Seyfried, H. (1979). "Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del jurásico de las Cordilleras Béticas Orientales". *Cuad. Geol., 10: 317-348.*

Silva, P.G. (1988). "El Cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: aspectos geomorfológicos y geotectónicos". T*esis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid.*

Silva, P.G. (1994). "Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Geotectónica y Geomorfología". *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 642 pp.*

Staub, R. (1934). "Der Deckenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren". *Viert. Nat. Ges. Zürich, 79: 271-332.*

Sweeting, M.M. (1972). "Karst Landforms". *McMillan Press Ltd, London.*

Trunsheim, F. (1976). "Zur strukturellen Entwicklung von Wulstfalten-Ketten". *Z. Dt. Geol. Ges., 127: 147-181.*

Van de Fliert, J.R.; Graven, H.; Hermes, J.J. y De Smet, M.E.M. (1980). "On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting". *Eclogae Geol. Helv., 73:223-237.*

Van der Straaten, H.C. (1990). "Stacked Gilbert-type deltas in the marine pull-apart basin of Abarán, late Serravallian-early Tortonian, southeastern Spain". *En: Coarse-grained deltas (Eds. A. Colella y D.B. Prior). Blackwell, Oxford, IAS Spec. Publ., 10: 199-222.*

Van der Straaten, H.C. (1993). "Neogene strike-slip faulting in southeastern Spain: the deformation of the pull-apart basin of Abarán". *Geologie en Mijnbouw, 71: 205-225.*

Vera, J.A. (1983). "Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *En: Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos. I.G.M.E., 2: 218-251.*

Vera, J.A. (2000). "El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos". *Rev. Soc. Geol. de España, 13: 345-373.*

Vera, J.A. (2001). "Evolution of the Iberian Continental Margin". *En: Pery-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins (Eds. P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau). Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, 186, 109-143.*

Vera, J.A. (Coord.); Arias, C.; Castro, J.M.; Chacón, B.; Company, M.; Crespo-Blanc, A.; Díaz de Federico, A.; Estévez, A.; Fernández, J.; García-Hernández, M.; de Gea, G.A.; López-Garrido, A.C.; Martín-Algarra, A.; Martín-Chivelet, J.; Molina, J.M.; Morata, D.; Nieto, L.M.; O'dogherty, L.; Pérez-López, A.; Puga, E.; Rey, J.; Rivas, P.; Ruiz-Ortiz, P.a.; Sandoval, J.; Sanz de Galdeano, C.; Vera, J.A. y Vilas, L. (2004). "Zonas Externas Béticas". *En: Geología de España (Ed. J.A. Vera), SGE –IGME, Madrid, 354-389.*

Verneuil, E. de. (1856). "Observaciones geológicas sobre el reino de Murcia". *Rev. Min., 7: 349-352.*

Vidal Abarca, M.R.; Montes, C.; Suárez, M.L. y Ramirez Díaz, L. (1987). "Caracterización morfométrica de la Cuenca del Río Segura: Estudio cuantitativo de las formas de las subcuencas". *Papeles de Geografía Física. Secr. de Publ. e intercambio científico. Universidad de Murcia, 12: 19-31, Murcia.*

Vilas, L. y Querol, R. (1999). "El límite septentrional de la extensión prebética en el sector de Murcia". *En: Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. AGGEP, Madrid: 219-226.*

Vilas, L.; Castro, J.M.; Martín-Chivelet,J.; Company, M.; Ruiz-Ortiz, P.A.; Arias, C.; Chacón, B.; Gea, G.A. de, y Estévez, A. (2004). "El Prebético del sector oriental". *En: Geología de España (Vera,J.A. ed.). SGE-IGME, Madrid: 361-363.*

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 Sociedad Geológica de España, 14: 113-122.*

Vilas, L.; Martín-Chivelet, J.; Arias, C.; Chacón, B.; Rodríguez-Estrella, T.; García del Cura, M.A. y Rodríguez-García, M.A. (2005). "Enciclopedia divulgativa de la historia natural de Jumilla-Yecla". *Vol. 6: Geología. Editorial SOMEHN, Jumilla. 249 p.*