

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

ZARCILLA DE RAMOS

Esta Hoja Geológica y su Memoria correspondiente (Zarcilla de Ramos - 931) 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)

Petrología y Geología Económica

L.M. Nieto Albert (U. de Jaén)

Hidrogeología

R. Aragón Rueda (IGME)

J.E. Hornero Díaz (IGME)

A. Santiago Martín (CONSULNIMA)

Paleontología

G. A. de Gea Guillén (U. de Jaén)

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. MARCO GEOGRÁFICO	9
1.2. MARCO GEOLÓGICO	9
1.3. ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. UNIDAD TRIÁSICA SUBBÉTICA	12
2.1.1. Calizas dolomíticas y margas (1) y dolomías (2) (Formación Cehegín). Triásico medio. Ladiniense	12
2.2. SUBBÉTICO EXTERNO	13
2.2.1. Dolomías y calizas dolomíticas (3) (Miembro inferior de la Formación Gavilán). Jurásico inferior. Hettangiense-Sinemuriense	13
2.2.2. Calizas oolíticas y de peloides (4) (Miembros medio y superior de la Formación Gavilán). Jurásico Inferior. Carixiense	14
2.2.3. Calizas de filamentos con sílex (5) (Formación Veleta). Jurásico medio. Bajociense	15
2.2.4. Calizas y margocalizas nodulosas rojas (6) (Formación Ammonítico Rosso Superior). Jurásico medio-superior. Bathoniense- Berriasiense	15
2.2.5. Calizas margosas alternantes con margas (7) (Formación Carretero). Cretácico inferior. Berriasiense-Barremiense	16
2.3. SUBBÉTICO MEDIO	16
2.3.1. Dolomías y calizas dolomíticas (8) (Miembro inferior de la Formación Gavilán). Jurásico inferior. Hettangiense-Sinemuriense	16
2.3.2. Calizas con sílex (9) (Miembros medio y superior de la Formación Gavilán). Jurásico inferior. Carixiense	16
2.3.3. Calizas de filamentos con sílex alternando con margas (10) (Formación Zegrí+Veleta). Jurásico medio. Bajociense-Bathoniense	16
2.3.4. Calizas y margocalizas nodulosas rojas (11) (Formación Ammonítico Rosso Superior). Jurásico medio-superior. Bathoniense-Tithónico	17
2.3.5. Calizas margosas alternantes con margas (12) (Formación Carretero).	

Cretácico inferior. Berriasiense-Barremiense	17
2.4. SUBBÉTICO INTERNO. UNIDADES DEL MARRAJO, TORNAJO Y ALMIREZ.....	18
2.4.1. Dolomías y calizas dolomíticas (13) (Miembro inferior de la Formación Gavilán). Jurásico inferior. Hettangiense-Sinemuriense.....	18
2.4.2. Calizas de peloides, oolitos y lithiotis (14) (Miembros medio y superior de la Formación Gavilán). Jurásico inferior. Carixiense	19
2.4.3. Calizas de filamentos con sílex (15) (Formación Veleta). Jurásico medio. Bajociense-Bathonienense	20
2.4.4. Dolomías y calizas dolomíticas (16) (Miembro Inferior de la Formación Gavilán). Jurásico inferior. Hettangiense-Sinemuriense.....	20
2.4.5. Calizas y margocalizas nodulosas rojas (17) (Formación Ammonítico Rosso Superior). Jurásico medio-superior. Calloviense-Oxfordiense	21
2.4.6. Calizas margosas con oolitos pelágicos (18) (Formación Calizas margosas del Tornaio). Jurásico superior. Oxfordiense-Berriasiense	22
2.4.7. Calizas margosas y margas (19) (Formación Carretero). Cretácico inferior	22
2.4.8. Calizas oolíticas blancas (20) (Formación Camarena). Jurásico medio. Bajociense-Bathonienense	22
2.4.9. Calizas y margocalizas nodulosas rojas (21) (Formación Ammonítico Rosso Superior). Jurásico medio-Cretácico inferior. Calloviense-Berriasiense	24
2.4.10. Calizas margosas alternantes con margas (22) (Formación Carretero). Cretácico inferior. Berriasiense-Barremiense	26
2.4.11. Margas y margocalizas grises con intercalaciones de calcarenitas (23) (Formación Fardes). Cretácico inferior-superior. Barremiense-Cenomaniense	26
2.4.12. Calizas y margocalizas blancas localmente con sílex negro (24) (Formación Capas Blancas). Cretácico Superior. Cenomaniense-Santoniense	26
2.4.13. Calizas margosas y margocalizas rosadas (25) (Formación Capas Rojas). Cretácico superior-Paleógeno. Santoniense-Eoceno medio	27
2.4.14. Calcarenitas arenosas y margas (26). Paleógeno. Paleoceno	28
2.4.15. Calcarenitas arenosas con nummulites y margas (27). Paleógeno-Neógeno. Eoceno-Aquitaniense	29
2.4.16. Margas y calcarenitas arenosas (28). Paleógeno. Paleoceno inferior-Oligoceno	29
2.5. UNIDAD Terciaria pre- y sin-orogénica	31
2.5.1. Margas grises (29) y calcarenitas arenosas (30). Mioceno inferior.	

Aquitaniense-Burdigaliense inferior	31
2.5.2. Margas (31) y calcarenitas (32). Mioceno inferior-medio. Burdigaliense superior-Serravalliense	32
2.5.3. Brechas poligénicas de matriz arcillo-yesífera (33) (Unidad Complejo de Yesos). Ofitas (34). Mioceno medio. Langhiense-Serravalliense	32
2.6. CUENCA NEÓGENA POST-OROGÉNICA DE CARAVACA Y OTROS MATERIALES POST-OROGÉNICOS	33
2.6.1. Areniscas y margas (35) y conglomerados (36). Mioceno superior. Tortonense	33
2.6.2. Margas (37) y yesos masivos (38). Mioceno superior. Tortonense	34
2.6.3. Yesos laminados (39). Mioceno superior-Plioceno. Messiniense-Plioceno inferior	34
2.6.4. Margas y limos amarillos (40). Mioceno superior-Plioceno. Messiniense- Plioceno inferior	36
2.6.5. Conglomerados, arenas y arcillas (41). Mioceno superior-Plioceno. Messiniense-Plioceno inferior.....	36
2.6.6. Calizas y margocalizas (42). Mioceno superior-Plioceno. Messiniense- Plioceno inferior	37
2.6.7. Calizas y margocalizas lacustres (43). Plioceno inferior-medio	37
2.6.8. Conglomerados, arcillas, calizas y margas con lechos de lignito (44). Plioceno superior	38
2.6.9. Arcillas y calizas (45). Plio-Cuaternario	39
2.7. CUATERNARIO	39
2.7.1. Conglomerados con matriz arenoso-arcillosa y cementaciones carbonatadas (46, 48 y 52). Abanicos aluviales. Pleistoceno inferior- Pleistoceno superior.....	39
2.7.2. Cantos, gravas y bloques con arenas, arcillas y encostramientos carbonatados (47, 49 y 53). Glacis de cobertera. Pleistoceno inferior- Pleistoceno superior.....	40
2.7.3. Limos y arcillas con cantos y bloques (50). Coluviones. Pleistoceno superior-Holoceno	40
2.7.4. Gravas, cantos y arenas (51).Terrazas. Conglomerados y limos. Fondo de valle colgado. Pleistoceno superior	40
2.7.5. Bloques, gravas, cantos y arenas (54). Fondo de valle y ramblas. Holoceno.....	41
2.7.6. Arenas y limos con niveles de gravas (55). Conos de deyección. Holoceno.....	41
3. GEOMORFOLOGÍA.....	42

3.1. DESCRIPCIÓN FIOGRÁFICA	42
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	45
3.2.1. Estudio morfoestructural	45
3.2.2. Estudio del modelado	49
3.2.2.1. Formas de ladera	49
3.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial	50
3.2.2.3. Meteorización química	53
3.2.2.4. Formas poligénicas	53
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	54
3.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA	58
3.5. PROCESOS ACTIVOS	60
3.5.1. Neotectónica y actividad de fallas	60
3.5.2. Sismicidad	62
3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera	63
3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación	63
3.5.5. Procesos de erosión	64
4. TECTÓNICA	65
5. ROCAS ÍGNEAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	68
6. HISTORIA GEOLÓGICA	69
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	73
7.1. ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES. INDICIOS MINEROS	73
7.2. HIDROGEOLOGÍA	74
7.2.1. Características climáticas e hidrológicas	74
7.2.2. Características hidrogeológicas	76
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	83
9. BIBLIOGRAFÍA	85

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO

La Hoja de Zarcilla de Ramos (931) se sitúa a caballo entre las provincias de Murcia y Almería. La mayor parte de ella pertenece a la Región de Murcia pero el cuadrante suroccidental, pertenece a la comarca de los Vélez, que se ubica en el norte de la provincia de Almería. Desde el punto de vista orográfico pueden diferenciarse dos áreas, una septentrional, al norte del paralelo que pasa por el vértice del Carro y al norte de la Sierra de Campo Coy, y otra meridional, al sur del límite anterior. La primera se caracteriza por la existencia de grandes llanuras afectadas por ramblas poco encajadas. El vértice más importante es el Carro, de 1.264 m sobre el nivel del mar (en adelante msnm). Otros vértices a considerar son el Moralejo (1.187 msnm), Bancal Alto (990 msnm) y Cuerda de la Vereda (986 msnm). La parte meridional se caracteriza por la existencia de un relieve muy accidentado, con numerosos vértices por encima de los mil metros de altura y encajados valles, de laderas muy pendientes. La máxima cota de esta zona y de toda la Hoja, se sitúa en los Calares de Leria, de 1.333 msnm. Le sigue la Jarosa (1.278 msnm), Cordel Casa Mula (de 1.253 msnm), el vértice Tello, de 1.242 msnm, los Pelados de 1.149 msnm, Madroños (1.115 msnm), el cerro del Sordo (1.112 msnm), la Pinosa (1.103 msnm) y el Tornajo, 1.023 msnm. Además, hay otros vértices geodésicos de cota inferior a los 1.000 m, que no se citan por no hacer prolija la relación.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

La Zona Externa Bética constituía durante el Mesozoico la cobertera sedimentaria del margen continental meridional de la Placa Ibérica. En ella se distinguen dos grandes dominios (*sensu* VERA *et al.*, 2004), la Zona Prebética, al norte, y la Zona Subbética, al sur de la anterior. Ambas se individualizarían a partir del Carixiense superior (*op. cit.*). La primera quedó configurada como la plataforma anexa al continente, mientras que la segunda se estructuró como un dominio pelágico subdividido en un rosario de surcos y umbrales, con subsidencia diferencial. Hacia el norte se constituyó el rosario de umbrales denominado Subbético Externo; al sur de este se dispondría un surco con morfología de su fondo irregular, que se ha denominado Subbético Medio que, a su vez, estaría limitado por el sur por otro rosario de umbrales pelágicos, el Subbético Interno. Los umbrales se caracterizan por la sedimentación condensada durante buena parte del Jurásico e incluso en alguno de ellos también durante la parte inicial del Cretácico inferior, con desarrollo de las facies ammonítico rosso. El surco del Subbético Medio presenta secuencias sedimentarias jurásicas expandidas, con facies radiolaríticas en el tránsito entre el Jurásico medio y el superior, así como niveles de basaltos submarinos durante el Jurásico medio (VERA, 2001; VERA *et al.*, 2004). Entre el Subbético y el Prebético se definió el Dominio Intermedio (*sensu* RUIZ-ORTIZ, 1980), caracterizado por sedimentación turbidítica durante el Jurásico superior y el final del Cretácico inferior. Según VERA (2001) o VERA *et al.* (2004), el Dominio Intermedio podría ser considerado como un surco perteneciente al Subbético, situado al norte del Subbético Externo.

La Hoja de Zarcilla de Ramos (931) se sitúa completamente dentro del Subbético. En ella pueden reconocerse bloques de materiales atribuidos a los tres dominios subbéticos, dispuestos como bloques en el seno de una matriz arcillo-yesífera, que presenta los afloramientos más extensos en la parte central de la Hoja.

Sobre el sustrato constituido por materiales atribuibles al Subbético Externo y a la Unidad Complejo de Yesos (unidad cartográfica 33 de esta memoria), se dispone la cuenca intramontañosa neógena de Caravaca, que aflora en el cuadrante nororiental de la Hoja, así como otros materiales neógenos.

1.3. ANTECEDENTES

DEKKER *et al.* (1966) observaron la existencia de niveles redepositados (generalmente oolitos del Jurásico medio) en las margas del Aptiense-Albiense en el Pantano de Valdeinfierno, que también afloran en la parte meridional de la Hoja en cuestión. VAN ROOIJEN (1966) señaló que esos redepósitos pudieron continuar durante el Cretácico superior.

BAENA (1974), elaboró la cartografía de la Hoja de Zarcilla de Ramos (931). Agrupó los distintos afloramientos de materiales jurásicos y cretácicos en pequeñas unidades tectónicas. Consideró a su vez dos dominios paleogeográficos, el Subbético Medio y el Penibético. En el primero de ellos incluyó la Unidad del Tornajo, Unidad de Don Gonzalo, Unidad del Marrajo, Unidad de la Jarosa, Unidad del Carro y la Unidad del Juego de Bolos. En el Penibético incluyó la Unidad del Almiraz.

TURNSEK *et al.* (1975), estudiaron la sedimentología del Lías infra-Domeriense en el Marrajo y para ello se centraron en la paleoecología de varios organismos constructores. Describieron 24 especies de corales y consideraron estas facies como depositadas en plataformas marinas someras.

GÖLZ (1978) realizó un estudio monográfico sobre las rocas ígneas básicas triásicas y jurásicas de la provincia de Murcia. Tomó un conjunto de muestras de este sector, analizando la composición y un posible modelo de cuenca para la génesis de estas litologías.

HERMES (1978, 1985) presentó una síntesis estratigráfica de la transversal Vélez Rubio-Caravaca, comparando los distintos dominios e intentó explicar la configuración tectónica mediante grandes estructuras de desgarre. Consideró tres grandes dominios estructurales, el Subbético Norte, la Zona Central y el Subbético Sur. La subdivisión la hizo a partir de la Zona Central que consideró constituida por un conjunto de bloques tectónicamente transportados a lo largo de un Complejo sistema de fallas trascurrentes. A ella pertenecerían los bloques de Melgoso, Pinosa, Rambla del Cantar, Tornajo, Gasón, Rambla del Apio, Guadaperos y Marrajo. Los afloramientos subbéticos al norte y al sur de esta Zona Central pertenecerían al Subbético Norte y al Subbético Sur respectivamente.

VAN DE FLIERT *et al.* (1979) realizaron dataciones de edad absoluta en las “pillow” lavas de la rambla del Cantar, a las que consideró Neocomienses. PUGA *et al.* (1988) consideraron posibles errores en esas dataciones ya que las muestras podrían haber sufrido procesos de rejuvenecimiento.

DE SMET (1984a y b) tras levantar un conjunto de columnas estratigráficas y medir estructuras de deformación, desarrolló un modelo estructural basado en las ideas de HERMES (1978), al que se conoce como modelo de estructuración “en flor”, que extiende a toda la Zona Subbética.

LÓPEZ-GALINDO (1985, 1986) estudió la mineralogía de las “facies oscuras” del Aptiense-Albiense del paleomargen sudibérico. Levantó algunas columnas estratigráficas en este sector de la Cordillera: Pinosa, Gasón y Guadalupe entre otras.

MOLINA *et al.*, (1991) trataron los yacimientos de bauxitas del Dominio Subbético. Uno de ellos se sitúa en la Unidad del Tornajo. Propusieron un modelo genético y compararon estos yacimientos con otros de diferentes dominios alpinos.

REY (1993), en su tesis doctoral analizó con detalle la estratigrafía y sedimentología de los materiales jurásicos y cretácicos que afloran en la región. Este autor atribuyó al Subbético Externo los afloramientos del Carro y del Juego de Bolos; al Subbético Medio los de Don Gonzalo y Lentiscar; y al Subbético Interno los afloramientos del Marrajo, Tornajo y Almiraz.

MORATA (1993) estudió las ofitas de las Zonas Externas Béticas, considerando para ello muestras de diferentes procedencias, algunas de la Hoja de Zarcilla de Ramos (931). Dedujo que había dos grupos de ofitas que, de forma simplificada, se diferencian por la presencia o ausencia de olivino. Tras un estudio geoquímico y mineralógico detallado, llegó a concluir que estas rocas se generaron en contextos de intraplaca continental. Además observó que superpuesta a la mineralogía original había una paragénesis típica de metamorfismo de bajo grado.

ALLERTON *et al.* (1993) hicieron un estudio paleomagnético a partir de materiales del sector oriental de la Cordillera Bética. Tomaron muestras de afloramientos de El Carro, Tornajo, Don Gonzalo y Almiraz; los resultados que obtuvieron mostraron diferentes orientaciones para los vectores paleomagnéticos, tanto de estos afloramientos como de otros de dicho sector de la Cordillera.

GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) en su tesis de licenciatura plantea un estudio geomorfológico y tectónico de los materiales del Plioceno y Cuaternario de la Cuenca de Caravaca, que afloran en la parte norte de la presente Hoja.

AGUADO y REY (1997) estudiaron los afloramientos de materiales del Burdigaliense al noreste de Vélez Rubio. Entre otras consideraron afloramientos del extremo norte del macizo del Almiraz.

FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ (2003) analizaron la estructura del contacto entre las Zonas Externas y las Internas en el área de Sierra de María y los Vélez. Para este estudio consideraron afloramientos de la parte meridional de la Hoja de Zarcilla de Ramos (931).

PÉREZ-VALERA y PÉREZ-LÓPEZ (2003) y PÉREZ-VALERA (2005) 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, también estudian los de estos materiales en los alrededores de La Paca y Zarcilla de Ramos. 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.

SANZ DE GALDEANO (2008) hace una revisión y actualización de los conocimientos sobre la falla Cádiz-Alicante, considerando, entre otros, los afloramientos de este accidente tectónico en la Hoja de Zarcilla de Ramos (931). Concluyó que esta falla constituye una importante discontinuidad en la Cordillera Bética, afectando a porciones profundas de la corteza.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. UNIDAD TRIÁSICA SUBBÉTICA

2.1.1. Calizas dolomíticas y margas **(1)** y dolomías **(2)** (Formación Cehegín). Triásico medio. Ladinense

Las calizas dolomíticas y margas presentan potencias que oscilan entre 50 y 60 m. Aparecen en lechos bien estratificados, con espesores por lecho que varían entre el decímetro y el metro. En algunos lechos es posible observar abundantes laminaciones cruzadas de pequeña escala.

En el bloque de Guadaperos estas calizas dolomíticas aparecen alternando con yesos y margas yesíferas. En este mismo bloque, hacia el techo de la serie, presentan una intercalación de areniscas rojas de grano grueso.

Las dolomías (unidad cartográfica 2) pueden ser de dos tipos, unas masivas y otras bien estratificadas. Las primeras tienen espesores aproximados a 150–200 m, aunque puntualmente puede ser mucho menor. Suelen mostrar un tamaño de grano grueso. Las dolomías bien estratificadas tienen espesores comprendidos entre 50 y 100 m. Suelen tener un tamaño de grano fino y coloraciones grises oscuras a negras.

Entre los materiales de las unidades cartográficas 1 y 2 se han observado cambios laterales de facies. PÉREZ-VALERA (2005) ya detectó estas relaciones. Comparó estas facies con las de otros afloramientos de la Hoja de Cieza (891) y las atribuyó a la Formación Cehegín, que dató como Ladinense, edad que se asigna en este trabajo.



Figura 1. Panorámica del cerro del Sordo. Aspecto general de dolomías masivas de la unidad cartográfica **(2)**

Siguiendo las interpretaciones de este último autor, estos materiales se depositarían en una plataforma carbonatada somera, posiblemente de tipo rampa, a la que llegarían flujos terrígenos procedentes del continente. Temporalmente pudo estar sometida a unas condiciones evaporíticas, con depósitos de yesos y margas yesíferas.

2.2. SUBBÉTICO EXTERNO

Se atribuyen a este dominio paleogeográfico los afloramientos del sur de Mojantes, la terminación de la Sierra de la Serrata, la terminación de la Sierra de la Encarnación, el afloramiento de El Carro y de Los Royos.

2.2.1. Dolomías y calizas dolomíticas **(3)** (Miembro inferior de la Formación Gavilán). Jurásico inferior. Hettangiense-Sinemuriense

Estos materiales afloran en la esquina noroeste de la Hoja (afloramientos al sur de Mojantes), en la terminación de la Sierra de la Serrata y la parte sur de la Sierra de la Encarnación (esquina nordeste de la Hoja). En todos ellos tiene características similares. Hacia la base aparecen unas brechas de cantos y matriz dolomíticos, que localmente pueden tener una textura carniolar, con venas de calcita como armazón de la roca. De manera gradual hacia el techo estos materiales se van haciendo unas dolomías masivas y luego estratificadas. Generalmente la dolomitización es tan intensa que borra casi por completo los rasgos texturales primarios.

No obstante, tanto en las dolomías masivas como en las estratificadas se pueden observar laminaciones algales, de ahí que frecuentemente se le denomine como miembro de laminitas criptalgales. El límite inferior de la unidad suele estar mecanizado y el superior es un contacto gradual con las calizas de la unidad suprayacente. Esto impide calcular su potencia, que se ha estimado como superior a los 100 m. Por correlación con afloramientos similares descritos en la Hoja de Caravaca, así como con los datos de RUIZ-ORTIZ *et al.* (2004), se asigna a esta unidad una edad Hettangiense-Sinemuriense. De acuerdo con REY (1993), estos materiales se depositaron en una plataforma carbonatada somera, en condiciones submareales a intermareales profundas.

2.2.2. Calizas oolíticas y de peloides **(4)** (Miembros medio y superior de la Formación Gavián). Jurásico Inferior. Carixiense

En esta unidad cartográfica, que puede llegar a tener hasta 150 m de potencia, se diferencian las siguientes facies: a) calizas con sílex, b) calcarenitas, c) calizas oncolíticas y d) calizas de crinoides. La mala calidad de los afloramientos impide establecer una secuencia elemental.

a) Calizas con sílex: suelen alcanzar potencias de hasta 50 m. Aparecen bien estratificadas en bancos poco potentes de 20 a 30 cm de espesor medio. Las microfacies son micríticas, con procesos de silicificación que enmascaran la textura original.

b) Calcarenitas: pueden aparecer en la base de la unidad cartográfica, aunque son más abundantes hacia el techo de la formación. Hacia la base, se trata de calcarenitas oolíticas con algún artojo de crinoides. Estos se van haciendo más abundantes hasta que pasan a las facies de tipo d.

c) Calizas oncolíticas: se trata de calizas micríticas con oncolitos que pueden tener asociadas texturas de tipo “bird-eyes”. Son frecuentes los lamelibranquios de gran tamaño y los gasterópodos.

d) Calizas de crinoides: el progresivo incremento en crinoides de las facies b y c da lugar a estos materiales, que en ningún caso llegan a constituir una calcarenita.

La edad que se atribuye a los materiales de esta unidad cartográfica es Sinemuriense-Carixiense inferior, siguiendo las dataciones realizadas por REY (1993) y por RUIZ-ORTIZ *et al.* (2004).

En el afloramiento de El Carro, se observa que el techo de esta unidad cartográfica es irregular, con escalones de orden métrico, que podría ser interpretada como un paleokarst. Sobre esta superficie se desarrolla un “rockground” al que se asocian crinoides, braquiópodos y belemnites. Las depresiones aparecen rellenas por calizas de tonos rojos y aspecto noduloso incipiente, con abundantes “burrows”. En relación con esta superficie, también es posible observar algunos diques neptúnicos, sub-perpendiculares a la estratificación y con escasa profundización. Los rellenos están constituidos por unas calcarenitas ricas en crinoides y con

algunos foraminíferos bentónicos. No se han encontrado criterios que permitan datar esta discontinuidad estratigráfica. Por su posición a techo de la unidad cartográfica podría correlacionarse con la ruptura R3 de RUIZ-ORTIZ *et al.* (2004), datada como intra Carixiense superior. Teniendo en cuenta que los materiales que se disponen sobre esta unidad cartográfica han sido datados como Bajociense, la laguna estratigráfica asociada a la discontinuidad tendría una amplitud Carixiense superior Aalenense.

Estos materiales se depositaron en una plataforma carbonatada somera con diferentes subambientes que irían desde hemipelágicos, donde se depositarían las calizas con sílex, a otros más energéticos, donde se formarían las calcarenitas y otros de borde de plataforma donde se sedimentaron las calizas con sílex. Esta plataforma emergió y se desarrolló un paleokarst con diques neptúnicos asociados, que serían rellenados por otros sedimentos marinos.

2.2.3. Calizas de filamentos con sílex **(5)** (Formación Veleta). Jurásico medio. Bajociense

Esta unidad cartográfica tiene una potencia que oscila en torno a los 40 m. Se trata de unas calizas con sílex bien estratificadas, en bancos poco potentes, de 10 a 20 cm de espesor, entre los que pueden intercalarse niveles margosos. Puntualmente se han observado algunos "slumps", mal conservados. Por correlación con materiales similares observados en la Hoja de Caravaca, se les asigna una edad Bajociense. Estos materiales se depositaron en contextos de rampas hemipelágicas sin influencia continental.

2.2.4. Calizas y margocalizas nodulosas rojas **(6)** (Formación *Ammonítico Rosso Superior*). Jurásico medio-superior. Bathoniense-Berriasiense

Los mejores afloramientos se encuentran en la vertiente septentrional de El Carro y en las inmediaciones de Los Royos. La potencia de esta unidad cartográfica es de 40 m. En ella puede diferenciarse un tramo inferior, otro medio y uno superior. El inferior está compuesto por 4 o 5 m de calizas nodulosas rojas con abundantes filamentos y radiolarios. En su parte alta aparecen intercalados niveles de color claro, con laminaciones cruzadas de bajo ángulo y algunas laminaciones onduladas de tipo "hummocky cross stratification" (HCS). Este tramo termina en una "hardground" incipiente con algunos restos de óxidos de Fe. El tramo medio está compuesto por unos 5 m de margocalizas nodulosas rojas. REY (1993) describe unas microfacies de "wackestone" de globuligerinas, radiolarios, lamelibranquios y algunos gasterópodos. El tramo superior, de 35 m de espesor, presenta en la base unas calizas nodulosas rojas que alternan con bancos incipientemente nodulosos.

REY (1993) a partir de los *ammonites* recolectados, dató el tramo inferior como Bathoniense medio y el segundo tramo como Oxfordiense medio o superior. El tramo superior fue datado utilizando *ammonites* y, en su techo, *calpionellas*; así, este autor señaló que la edad del mismo es Kimmeridgiense base del Berriasiense. La laguna estratigráfica asociada a la discontinuidad existente entre los dos tramos inferiores fue datada como Bathoniense superior-Oxfordiense inferior (*op. cit.*). La sedimentación de estos materiales tuvo lugar en un umbral pelágico con

sedimentación condensada. La discontinuidad detectada entre los dos tramos inferiores fue el reflejo de una etapa tectónica que supuso el paso desde la etapa de paleomargen extensivo a la de paleomargen transtensional (VERA, 2001), lo que indujo una caída relativa del nivel del mar.

2.2.5. Calizas margosas alternantes con margas **(7)** (Formación Carretero). Cretácico Inferior. Berriasiense-Barremiense

Estos materiales ofrecen una mala calidad de afloramiento debido a que se encuentran muy derrumbados. Se trata de una alternancia de calizas margosas y margas blancas que deben de tener potencias superiores a los 20 m. El muro fue datado por REY (1993) como Berriasiense superior. Para el techo, por correlación con afloramientos de la Hoja de Caravaca se le atribuye una edad posiblemente Barremiense.

2.3. SUBBÉTICO MEDIO

Pertenecen a este dominio los afloramientos del área de la Jarosa así como el cerro de Don Gonzalo.

2.3.1. Dolomías y calizas dolomíticas **(8)** (Miembro inferior de la Formación Gavilán). Jurásico inferior. Hettangiense-Sinemuriense

Esta unidad cartográfica presenta características similares a las descritas en el apartado 2.2.1 de esta memoria, al que remitimos al lector. La única diferencia radica en que en el cerro de Don Gonzalo, el contacto entre esta unidad y la suprayacente es neto.

2.3.2. Calizas con sílex **(9)** (Miembros medio y superior de la Formación Gavilán). Jurásico inferior. Carixiense

La potencia de esta unidad cartográfica puede llegar a ser de 60 m. Se trata de unas calizas bien estratificadas en lechos con espesores que oscilan entre 30 y 70 cm. El sílex puede formar niveles continuos, normalmente hacia la base de los estratos. Texturalmente, son unas calizas peletoidales, con espículas de esponjas y algunos foraminíferos bentónicos. Puntualmente pueden observarse lechos calcareníticos constituidos por crinoides y peloides. Como en el caso de la unidad cartográfica 4 (apartado 2.2.2), se le asigna una edad Sinemuriense Carixiense inferior. Estos materiales se depositaron en plataformas carbonatadas sometidas a condiciones hemipelágicas, puntualmente sometidas a condiciones más energéticas, dando lugar a los niveles calcareníticos.

2.3.3. Calizas de filamentos con sílex alternando con margas **(10)** (Formación Zegrí+Veleta). Jurásico medio. Bajociense- Bathoniense

La potencia de esta unidad cartográfica es de 230 m. Se pueden distinguir tres tramos, uno inferior de calizas con sílex, otro medio de alternancia de calizas margosas y margas y el supe-

rior constituido también por calizas con sílex. El tránsito entre la unidad cartográfica anterior y el miembro inferior de esta formación es gradual; no obstante, se detecta la presencia de moldes y costillas de *ammonites*, *belemnites*, algunas intercalaciones margosas y huellas de *Zoophycos* que denotan un origen pelágico. El tramo medio está constituido por una alternancia de calizas margosas y margas; el espesor de los lechos carbonatados varía entre 30 y 50 cm; los nódulos de sílex son esporádicos en este segundo tramo. Por último, el tramo superior está constituido por calizas margosas con sílex, de tonalidades muy oscuras; en ellas se han observado algunos belemnites dispersos.

REY (1993) encuentra numerosos *ammonites* en estos materiales que le permiten datar el tramo inferior como la extrema base del Bajociense superior; el tramo medio como Bajociense superior. En el tramo superior no encuentra *ammonites*, por correlación le asigna una edad Bajociense superior o Bathoniense inferior. La sedimentación de estos materiales se produjo en un medio pelágico muy subsidente.

2.3.4. Calizas y margocalizas nodulosas rojas **(11)** (Formación *Ammonítico Rosso Superior*). Jurásico medio-superior. Bathoniense-Tithónico

La potencia de esta unidad cartográfica es de 28 m. Los mejores afloramientos se encuentran en el cerro de Don Gonzalo. Por otro lado, en el área de la Jarosa y rambla de Cantar intercalados en esta unidad cartográfica pueden observarse niveles de “pillow-lavas”.

En el cerro de Don Gonzalo pueden diferenciarse tres miembros. El inferior está compuesto por unas calizas nodulosas rojas, a veces rosadas e incluso blancas, que puntualmente pueden mostrar una textura brechoide. Este miembro tiene en su techo una fina costra de óxidos de Fe, que se ha correlacionado con la discontinuidad intra Bathoniense de REY (1993). El miembro medio está constituido por unas calizas margosas nodulosas, con estructura grumosa; alternan con niveles finos, más carbonatados. Ambas litologías se caracterizan por unos colores rojos muy intensos, que lo hace un magnífico nivel guía para la cartografía. El miembro superior es una alternancia de calizas margosas y margocalizas nodulosas de colores blancos o rosados.

El miembro inferior ha sido datado por REY (1993) como Bathoniense inferior, el medio como Calloviense Oxfordiense y el superior como Kimmeridgiense-Tithónico. Entre el miembro inferior y el medio se detecta una discontinuidad estratigráfica con un hiato asociado que abarcaría el Bathoniense superior.

La interpretación sedimentaria es similar a la expuesta en el apartado 2.2.4.

2.3.5. Calizas margosas alternantes con margas **(12)** (Formación Carretero). Cretácico inferior. Berriasiense-Barremiense

Los afloramientos de esta unidad cartográfica son de mala calidad. Los rasgos generales observados son similares a los descritos en el apartado 2.2.5. Por correlación se le asigna una edad Berriasiense-Barremiense (?).



Figura 2. Calizas margosas y margas de la Formación Carretero, unidad cartográfica **(12)**, en la rambla de Gasón

2.4. SUBBÉTICO INTERNO. UNIDADES DEL MARRAJO, TORNAJO Y ALMIREZ

Se atribuyen a este dominio paleogeográfico los afloramientos del Marrajo, el Tornaño y el Almirez. Cada uno de ellos presenta una serie jurásica diferente, de ahí que se consideren como tres unidades tectónicas independientes.

Unidad del Marrajo

2.4.1. Dolomías y calizas dolomíticas **(13)** (Miembro inferior de la Formación Gavilán). Jurásico inferior. Hettangiense-Sinemuriense

Está constituida por unas dolomías, que hacia el techo pasan a unas calizas dolomíticas. De forma esporádica pueden observarse algunas laminaciones algales, similares a las descritas en afloramientos de materiales similares de otros dominios paleogeográficos.

La edad asignada a esta unidad cartográfica sería Hettangiense Sinemuriense, (REY, 1993). El medio sedimentario en el que se generaron estos materiales sería similar al descrito en el apartado 2.2.1.

2.4.2. Calizas de peloides, oolitos y lithiotis **(14)** (Miembros medio y superior de la Formación Gavilán). Jurásico inferior. Carixiense

En el Marrajo, donde esta unidad cartográfica puede llegar a alcanzar potencias de 60 m, se pueden diferenciar las siguientes facies: a) facies de calizas de *lithiotis*, b) facies de corales y c) facies de crinoides y sílex.

Las calizas de *lithiotis* presentan secuencias elementales de unos 2 m de potencia. Están constituidas por un nivel calcarenítico en la base, sobre el que aparecen unas calizas de *Mytilus* y gasterópodos; sobre las anteriores aparecen unas calizas de *Gervilleioperna*, que dan paso a unas calizas de *Lithioperna*; estos últimos organismos primero se disponen horizontalmente; progresivamente se van disponiendo en posición vertical. El techo del nivel de *Lithioperna* es erosivo, sobre él se encuentra una brecha de cantos negros que puede cambiar lateralmente a unas facies de laminitas criptalgales. En la parte alta del tramo de calizas de *lithiotis* aparecen biostromas compuestos por una lumaquela de *Gervilleioperna* y *Mytilus*, con algunos corales de pequeño tamaño dispersos. Estos cuerpos tienen de 2 a 3 m de altura y longitudes de unos 20 m; se encuentran inmersos en unas facies calcareníticas con abundantes artejos de crinoides y de foraminíferos bentónicos.

Sobre las facies de *lithiotis* aparecen unas facies ricas en corales de tipo *phaceloide* y dendriformes. Estos restos fósiles se disponen en cuerpos de base plana y techo convexo, recubiertos por una lumaquela de braquiópodos con potencias variables comprendidas entre 50 cm y 4 m. Lateralmente estos materiales pueden cambiar a una secuencia muy monótona de calizas de crinoides, que pertenecerían a la tercera facies citada al principio de este epígrafe.

Las facies de calizas de crinoides y sílex pueden llegar a medir hasta 50 m de potencia. En su techo se observa un nivel con abundante fauna de *ammonites*, *belemnites* y *braquiópodos*, que constituye un nivel condensado que REY (1993) dató como Domeriense, aunque posiblemente también incluyera algo de Toarciense.

Los materiales que constituyen esta unidad cartográfica fueron datados (*op. cit.*) como Carixiense inferior-medio. Entre ellos y el nivel condensado habría una laguna estratigráfica que comprendería el Carixiense superior.

Las facies de calizas de *lithiotis* se depositaron en contextos de plataforma externa. Así, los niveles calcareníticos de la base de la secuencia elemental serían el reflejo de la sedimentación en canales de mareas. Las facies de *Mytilus* y gasterópodos serían propias de medios poco energéticos y posiblemente poco confinados. Los *Gervilleioperna* aparecen flotando en una matriz micrítica, lo que se considera propio de un medio poco energético, tal vez un "lagoon". Por otro lado las asociaciones coloniales de *Lithioperna* formarían parte de pequeños parches arrecifales que separarían la plataforma externa de la interna, lo que quedaría corroborado por la presencia de corales junto con estos organismos. Por último, las facies de cantos negros, dispuestas sobre una superficie erosiva podrían interpretarse como rellenos

de “lag” en canales de marea de dominios intermareales. Estos medios evolucionarían hacia contextos aún más abiertos donde se depositarían las facies de crinoides con sílex que se disponen sobre las calizas de *lithiotis* y las facies de corales; de forma que, la influencia hemipelágica sería bastante importante. De acuerdo con REY (1993), VERA (2001) o RUIZ-ORTIZ *et al.* (2004) esta plataforma carbonatada quedaría desintegrada en relación con el evento intra Carixiense superior, que supondría la desaparición de este medio sedimentario y la implantación de la sedimentación pelágica en toda la cuenca Subbética, marcado por la presencia del nivel condensado observado en el techo de estos materiales.

2.4.3. Calizas de filamentos con sílex **(15)** (Formación Veleta). Jurásico medio. Bajociense-Bathonienense

Se ha medido una potencia de 45 m, aunque su techo no ha llegado a observarse. Estos materiales se disponen sobre el nivel condensado descrito a techo de la unidad cartográfica 14. Se trata de unas calizas con sílex, puntualmente margosas y que pueden alternar con margas; el sílex puede aparecer como nódulos y, ocasionalmente como lechos continuos.

No se ha encontrado fauna en esta unidad cartográfica, por lo que su datación como Bajo-ciense-Bathonienense se hará siguiendo los criterios de REY (1993), quien se fundamentó en la similitud entre estas facies y otras equivalentes descritas en la Hoja de Caravaca. Admitiendo esta datación, entre el nivel condensado y el muro de esta unidad cartográfica habría una laguna estratigráfica que abarcaría el Toarciense y el Aalenienense. Estos materiales se depositarían en un medio pelágico.

Unidad del Tornajo

2.4.4. Dolomías y calizas dolomíticas **(16)** (Miembro Inferior de la Formación Gavilán). Jurásico inferior. Hettangienense-Sinemuriense

Presenta una potencia de 120 m. Está constituida por unas dolomías, generalmente masivas, que pueden pasar lateralmente a unas calizas dolomíticas; en ambas litologías es frecuente observar laminaciones algales, similares a las descritas en el apartado 2.2.1. El techo de esta unidad cartográfica ha sido interpretado como un paleokarst (REY, 1993; MOLINA *et al.*, 1991) que tiene asociado una red de diques neptúnicos poco profundos rellenos por una crinoidita con oolitos ferruginosos y algún gasterópodo. A profundidades algo mayores, del orden de los 50-60 m con respecto al techo de la unidad, aparecen unas bolsadas de orden métrico en el seno de las dolomías rellenas por materiales arcillosos de grano fino y de color rojo que pueden considerarse como bauxitas, algunas de ellas con textura pisolítica (*op. cit.*). Los rasgos anteriores permiten reconocer una discontinuidad a techo de esta unidad cartográfica; REY (1993) dató esa ruptura como intra-Sinemuriense. Los materiales que se disponen sobre esta unidad cartográfica serían los de la unidad 17, atribuibles a la Formación *Ammonítico Rosso* Superior. Por tanto, faltarían los materiales de los miembros medio y superior de la Formación Gavilán en este afloramiento.

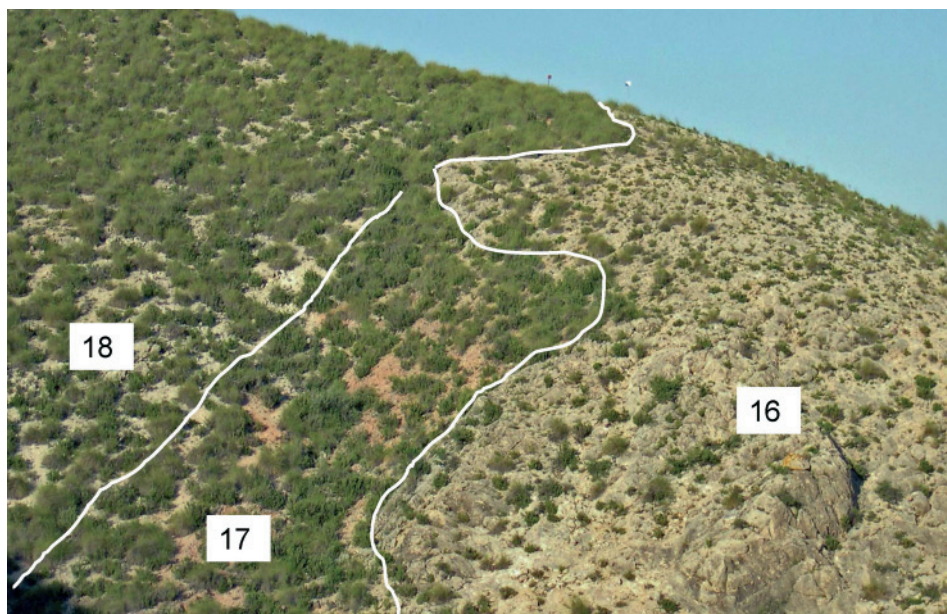


Figura 3. Paleokarst a techo de la unidad cartográfica (16), Formación Gavilán, sobre la que se sitúa la Formación *Ammonítico Rosso* (17) y la Formación. Calizas margosas del Tornajo (18)

La edad asignada a esta unidad cartográfica sería Hettangiense-Sinemuriense, (REY, 1993). El medio sedimentario en el que se generaron estos materiales sería similar al descrito en el apartado 2.2.1. Durante el Sinemuriense esta unidad tectónica quedó emergida, favoreciéndose el desarrollo del paleokarst y las morfologías que lo acompañan así como de los depósitos bauxíticos encontrados.

2.4.5. Calizas y margocalizas nodulosas rojas (17) (Formación *Ammonítico Rosso* Superior). Jurásico medio-superior. Calloviense-Oxfordiense

Esta unidad cartográfica no supera los 10 m de potencia. En la base se han encontrado unas calizas rosadas ricas en crinoides. En su techo se detecta una costra de óxidos de Fe. Sobre ella aparecen unas margocalizas nodulosas rojas que, según REY (1993), presentan una microfacies de "wackestone" de globuligerinas. Este autor encontró *ammonites* en las calizas rosadas inferiores, lo que permitió datarlas como Calloviense inferior. Por otro lado, en las margocalizas nodulosas rojas superiores encontró *ammonites* propios del Oxfordiense medio. La costra de óxidos de Fe descrita entre ambas litologías representa una discontinuidad estratigráfica con un hiato asociado que comprendería parte del Calloviense y el Oxfordiense inferior. Como en otras unidades tectónicas, la génesis de estos materiales se produjo en ambientes de umbrales pelágicos con una baja tasa de sedimentación.

2.4.6. Calizas margosas con oolitos pelágicos **(18)** (Formación Calizas margosas del Tornajo). Jurásico superior. Kimmeridgiense-Tithónico

La potencia de esta unidad cartográfica es del orden de los 80 m. Se trata de una sucesión homogénea de calizas margosas alternantes con finos lechos de margocalizas, en general de color blanco, aunque puede mostrar coloraciones amarillentas. Los lechos calizos presentan espesores de 20 a 30 cm. Puntualmente, algunos niveles pueden mostrar una textura nodulosa incipiente. Las microfacies son micríticas con oolitos pelágicos en cuyos núcleos aparecen bioclastos diversos. Se pueden considerar dos microfacies, una de “wackestone” de oolitos pelágicos con fragmentos de *saccocoma* y otras de “wackestone” de oolitos pelágicos con *calpionéllidos*. REY (1993) encuentra en la base de la unidad cartográfica *ammonites* que le permiten reconocer el Oxfordiense medio. En el techo, ligeramente mecanizado, la fauna de *calpionéllidos* le permite reconocer el Berriasiense inferior.

La presencia de *ammonites*, *saccocoma* o *calpionéllidos* pone en evidencia que estos materiales se depositaron en un contexto pelágico, quizás con una tasa de sedimentación algo mayor, lo que impidió el desarrollo de las facies nodulosas (REY, 1993). Los oolitos pelágicos han sido interpretados como micro-oncolitos (*op. cit.*); el crecimiento se produciría por procesos de adherencia del lodo en torno al núcleo. Esto requiere la actuación de corrientes continuas, aunque poco energéticas, a tenor del pequeño tamaño de los oolitos y de la abundancia de matriz micrítica.

2.4.7. Calizas margosas y margas **(19)** (Formación Carretero). Cretácico inferior

Las condiciones de afloramiento de estos materiales son bastante deficientes. Se trata de unas calizas margosas y margas de tonalidades blancas en afloramiento y grises en corte fresco. Por correlación se le asigna una edad Cretácico inferior, sin más precisiones.

Unidad del Almiraz

2.4.8. Calizas oolíticas blancas **(20)** (Formación Camarena). Jurásico medio. Bajociense-Bathonense

Esta unidad aparece en la Sierra del Almiraz y en los bloques que se encuentran en la parte occidental de ésta. Aunque no se ha podido observar su muro, se le asigna una potencia aproximada a los 300 m. En general se trata de unas calizas estratificadas en bancos que varían entre 50 cm y un metro; la karstificación suele borrar la estratificación dándole un aspecto masivo. Las facies de “grainstone” oolítico son bastante uniformes en toda la unidad, exceptuándose los primeros y últimos metros. Además de oolitos, pueden observarse otros aloquímicos; dependiendo de la proporción en que aparezcan, pueden diferenciarse facies oolíticas, oncolíticas, peletoidales y crinoidíticas.

Las facies oolíticas son las más abundantes; según REY (1993) constituyen un “grainstone” en el que aparecen como aloquímicos minoritarios crinoides, foraminíferos bentónicos, algas y bioclastos.

Las facies oncolíticas dominan en la mitad superior de la unidad cartográfica y en relación con ellas pueden verse algunos corales de morfología esférica y de pequeño tamaño, que muestran evidencias de estar resedimentados; los tamaños de los oncoides varían desde milimétricos hasta los 4-5 cm.

Las facies peletoidales son bastante micríticas, asociados a ellas pueden observarse filamentos, oolitos y algunos foraminíferos bentónicos. Por último, las facies crinoidíticas aparecen bien desarrolladas hacia el techo de la formación. En el Almirez pueden llegar a alcanzar espesores de hasta 30 m, reduciéndose estos valores hacia el oeste. En las canteras orientales de la Sierra del Almirez puede observarse unas laminaciones cruzadas de gran escala a techo de las facies de crinoides.

No se han encontrado datos que permitan una datación precisa de esta unidad cartográfica. REY (1993) utilizando microfauna estimó que la edad de ella debió de ser Jurásico medio, posiblemente Bajociense-Bathonienense.

En la Sierra del Almirez se ha constatado que en el techo de esta unidad cartográfica hay una doble discontinuidad estratigráfica. La primera de ellas se detecta por la presencia de algunas cavidades kársticas de base plana y una profundidad del orden de 10 a 20 cm, que han sido interpretadas como “kamenitzas”. Estas estructuras se encuentran tapizadas por una fina costra de óxidos de Fe. En relación con ellas hay una red de diques neptúnicos de pequeña entidad, encajados en las calizas de crinoides. Cubriendo la superficie irregular anterior aparece un nivel discontinuo de calizas rojas o rosadas, sobre el que se observa una segunda discontinuidad, puesta de manifiesto por la presencia de un nivel de estromatolitos pelágicos, que pueden cambiar lateralmente a un nivel de unos 5 a 10 cm de espesor de arcillas de tonos ocre. Sobre estos materiales se disponen las calizas nodulosas rojas de la unidad suprayacente, que en estos casos ha sido datada como Tithónico (REY, 1993). De acuerdo con este último autor, los eventos que darían lugar a dichas discontinuidades se producirían entre el Bathonienense y el Tithónico.

De manera general, las facies oolíticas de esta unidad cartográfica se depositaron en la zona intermareal de una plataforma carbonatada, bañada con aguas cálidas y limpias, saturadas en carbonato y agitadas (REY, 1993). Según este mismo autor, las facies oncolíticas se depositaron en medios con intervalos de calma que alternarían con etapas de mayor energía, posiblemente en medios submareales. Las facies peletoidales con filamentos se depositarían en los sectores más externos de la plataforma. Por último, las facies de crinoides fueron sedimentadas en plataformas externas lateralmente relacionadas con las facies oolíticas.



Figura 4. Contacto entre las calizas oolíticas de la unidad cartográfica (20) y las calizas nodulosas rojas de la unidad cartográfica (21)

2.4.9. Calizas y margocalizas nodulosas rojas (21) (Formación *Ammonítico Rosso Superior*). Jurásico medio-Cretácico inferior. Calloviense-Berriasiense

La potencia de esta unidad cartográfica varía entre 8 y 30 m, debido a que homogeneiza las irregularidades paleokársticas desarrolladas en el techo de la unidad cartográfica infrayacente (Formación Camarena).

Independientemente del espesor de la formación, se distinguen tres tipos de facies, a) calizas rojas, b) calizas nodulosas rojas y c) facies turbidíticas.

Las facies de calizas rojas suelen tener potencias no mayores a los 30 cm. Aparecen como niveles decimétricos discontinuos lateralmente y sobre las "kamenitzas" desarrolladas en el techo de la unidad cartográfica 20. Según REY (1993) la microfacies de estos materiales es de "wackestone" de globuligerinas.

Las calizas nodulosas rojas (facies de tipo b) suelen estar separadas de las facies anteriores por un nivel de arcillas. Estos materiales aparecen en lechos de 20 cm de espesor. En general se observa un incremento en el contenido en carbonatos desde muro a techo de estas facies. En los casos en que las irregularidades del techo de la Formación Camarena tengan profundidades del orden de la decena de metros, estas facies sustituyen a las calizas rojas (facies de tipo a).

Por último, las facies turbidíticas alcanzan potencias de 3 m. Se organizan en varias secuencias constituidas de muro a techo por un paquete de brechas o conglomerados de cantos centimétricos y de muro erosivo; sobre el anterior aparecen unas calcarenitas a las que le siguen unas calizas con sílex y unas margas radiolaríticas.

No se han encontrado datos que permitan precisar la edad de las facies de calizas rojas. No obstante, por la microfacies encontrada ("wackestone" de globuligerinas), se le asigna una edad Calloviense-Oxfordiense. En las facies de calizas nodulosas rojas, Rey (1993) encontró fauna de *ammonites* del Tithónico inferior. En cuanto al techo, este autor señala que dependiendo de la sección, se ha encontrado una edad comprendida entre el límite Tithónico Berriasiense y el Berriasiense medio, lo que indica que el techo de esta unidad cartográfica es heterocrónico. Por otro lado, estos datos ponen de manifiesto una discontinuidad estratigráfica entre las facies a y b, con una laguna asociada que incluiría, como mínimo, el Kimmeridgiense.

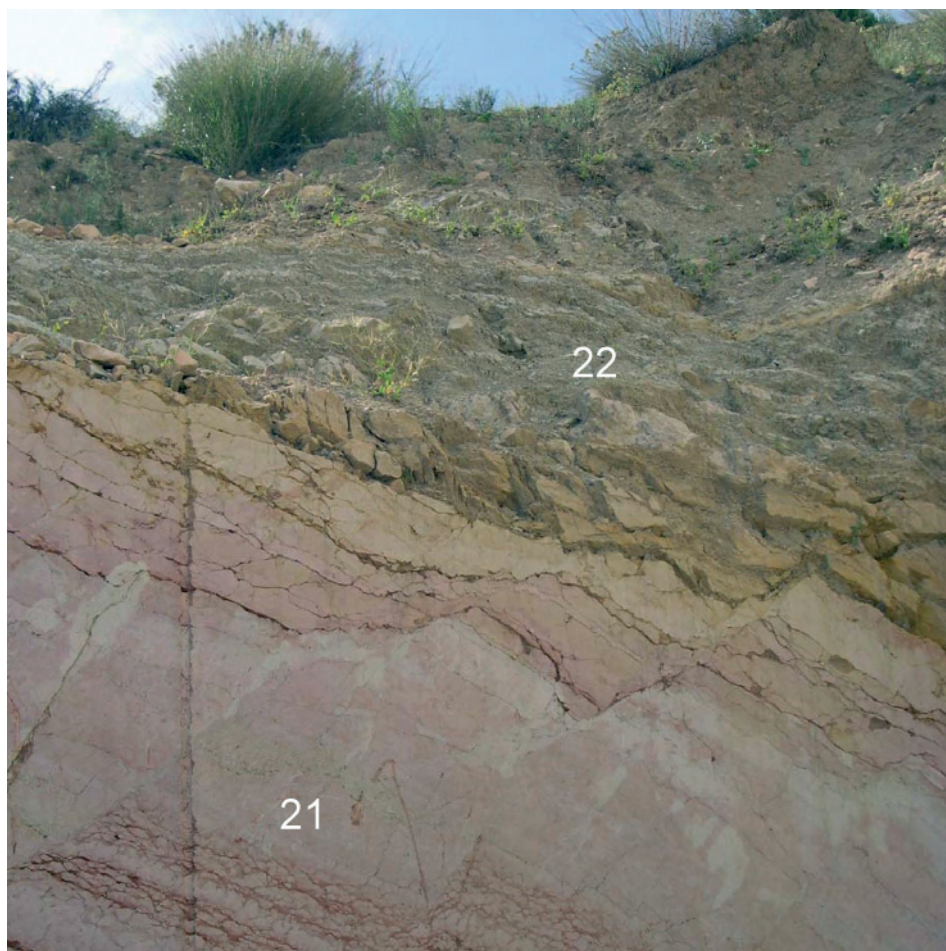


Figura 5. Detalle de las calizas nodulosas de la unidad cartográfica **(21)** y de las calizas margosas y margas de la unidad cartográfica **(22)**

Estos materiales se depositaron tras la inundación de los relieves paleokársticos desarrollados en el techo de la Formación Camarena. Estos quedarían configurados como umbrales pelágicos, con unas tasas de sedimentación extremadamente bajas. Las facies turbidíticas han sido interpretadas por REY (1993) como el resultado de inestabilidades gravitatorias en el seno de estos umbrales pelágicos.

2.4.10. Calizas margosas alternantes con margas **(22)** (Formación Carretero). Cretácico inferior. Berriasiense-Barremiense

Las condiciones de afloramiento de esta unidad cartográfica son muy deficientes. No obstante, en la Sierra del Almirez es posible observar cambios de potencia en estos materiales posiblemente debido a una subsidencia diferencial de origen sinsedimentario. Litológicamente se trata de una alternancia de calizas margosas y margas de colores blancos en afloramiento. La potencia de los niveles calizos y de los margosos es próxima a los 30 cm. El muro, observado en esta Sierra ha sido datado con Calpionellas como parte superior del Berriasiense (REY, 1993). Este mismo autor, al techo le asigna una edad Barremiense superior. Estos materiales se depositaron en medios pelágicos posiblemente sometidos a subsidencias diferenciales como consecuencia de la actividad tectónica sinsedimentaria.

2.4.11. Margas y margocalizas grises con intercalaciones de calcarenitas **(23)** (Formación Fardes). Cretácico inferior-superior. Barremiense-Cenomaniense

No se ha podido medir la potencia de esta unidad cartográfica debido a la complejidad tectónica que muestra. No obstante, por datos regionales se le asigna un espesor superior a los 100 m. Se trata de unas margas y margocalizas grises o verdes oscuras que presentan intercalados algunos lechos dispersos de calcarenitas oolíticas y brechas.

En los materiales margosos, REY (1993) diferenció dos tipos de litofacies, unas margas y arcillas oscuras con nanofósiles bien conservados y, por otro lado, unas margas radiolaríticas. En los niveles calcareníticos, más abundantes en la parte alta de la unidad cartográfica, se han observado secuencias de Bouma de tipo T_{a^*} , T_{ab} o T_{abc^*} . A partir de la presencia de nanofósiles, REY (1993) dató estos materiales como Barremiense superior-Cenomaniense inferior.

Sobre el origen de los materiales margosos y margocalizos este autor (*op. cit.*) establece dos hipótesis, una de ellas propone que serían el material pelágico interturbidítico; la otra hipótesis plantea que dichos sedimentos sean el material turbidítico fino. Por otro lado, los niveles calcareníticos oolíticos dispersos se interpretan como niveles turbidíticos distales, cuya procedencia estaría relacionada con el desmantelamiento de la Formación Camarena.

2.4.12. Calizas y margocalizas blancas localmente con sílex negro **(24)** (Formación Capas Blancas). Cretácico Superior. Cenomaniense-Santoniense

La potencia total de esta formación puede llegar a los 80 m, aunque debido a los numerosos “slumps” existentes, ésta puede estar incrementada. Se trata de unas calizas y margocalizas de colores blancos por alteración superficial y grises en corte fresco. Hacia la base de la unidad cartográfica es frecuente encontrar nódulos de sílex de color negro o pardo. Su muro, aunque suele estar mecanizado, ha sido datado con foraminíferos planctónicos por REY (1993) como Cenomaniense inferior. Este mismo autor señala que el techo es heterocrónico, oscilando su edad entre el Santoniense superior y la base del Campaniense.

La ritmicidad observada podría ser el reflejo de variaciones en el contenido en carbonatos debido a causas climáticas. Por otro lado, los niveles de “slumps” reflejarían inestabilidades en la cuenca y rededósitos a favor de paleopendientes. En general, estos materiales se depositaron en medios pelágicos.

2.4.13. Calizas margosas y margocalizas rosadas **(25)** (Formación Capas Rojas). Cretácico superior-Paleógeno. Santoniense-Eoceno medio

No ha podido medirse la potencia de esta unidad cartográfica, pero por datos regionales se estima que debe de ser superior a los 200 m. La parte inferior de la unidad está constituida por una alternancia de margas y margocalizas de color rosado, donde es posible medir ritmos de 50 cm. En algunos lechos calizos se observan laminaciones paralelas. Hacia el techo se incrementa la proporción margosa, así como comienzan a ser abundantes los “slumps”.

De acuerdo con los datos de REY (1993) el muro de la formación es heterocrónico oscilando su edad entre el Santoniense superior y la base del Campaniense. En cuanto al techo su heterocronía también es clara; así, en el Almirez y Sierra del Melgoso, BAENA (1974) data el techo como Maastrichtiense. Por otro lado, en el área de la Pinosa se ha encontrado la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos: *Acarinina bullbroki*, *Chiloguembelina cubensis*, *Chiloguembelina sp.*, *Globigerina cryptomphala*, *Globigerinatheka index*, *Globigerinatheka mexicana mexicana*, *Morozovella lehneri*, *Morozovella spinulosa*, *Truncorotaloides rohri*, *Turborotalia cerroazulensis pomeroli*, que caracterizan la biozona de *Morozovella lehneri* de BERGGREN *et al.* (1995), propia de la parte media del Eoceno medio. Por tanto, la edad del techo de esta unidad cartográfica varía entre el Maastrichtiense y el Eoceno medio. REY (1993) consideró que estos materiales se depositaron en un medio pelágico bien oxigenado, con pendientes a favor de las que se desarrollarían los “slumps”.



Figura 6. Contacto entre la Formación Capas Rojas **(25)**, y las calcarenitas arenosas y margas **(26)**. Resalta el nivel discontinuo de brechas en la base de la unidad **(26)**. Sierra del Melgoso

2.4.14. Calcarenitas arenosas y margas **(26)**. Paleógeno. Paleoceno

La potencia de esta unidad cartográfica medida en la Sierra del Melgoso es de 110 m. En la base de esta unidad se ha observado un nivel de 1 m de espesor constituido por una brecha de cantos calcareníticos, con un tamaño medio de los cantos comprendido entre 6 y 7 cm. El muro de este nivel es erosivo, lo que explica que no se observe en todo el afloramiento. Sobre este nivel se dispone una alternancia de calcarenitas arenosas y margas. Las primeras aparecen en lechos de 30 a 40 cm de espesor. En ellas son frecuentes las secuencias de Bouma de tipo T_b , T_{bc} y T_{bcd} , así como las estructuras tractivas en el muro de algunos estratos. Las microfacies de estos materiales son de "packstone" a "grainstone" de fragmentos de *Microcodium*.

En el muro no se han encontrado datos bioestratigráficos que permitan datarlo con precisión. En la Sierra del Melgoso, el techo de la unidad cartográfica infrayacente ha sido datado como Maastrichtiense (apartado 2.4.13), por lo que la edad del muro de la unidad cartográfica 26 debió de ser Paleoceno inferior. En cuanto al techo, se ha encontrado la siguiente asociación de foraminíferos plantónicos: *Acarinina sp.*, *Globanomalina chapmani*, *Morozovella aqua*,

Morozovella acuta, *Morozovella oclusa*, *Morozovella quetra*, *Morozovella subbotinae*, *Morozovella velascoensis*, *Subbotina triangularis*, *Subbotina velascoensis*, *Zeauvigerina sp.*

Dicha asociación caracteriza la biozona de *Morozovella velascoensis* (BERGGREN et al., 1995), propia del Paleoceno terminal. MOLINA et al. (2006), describen la Formación Majalcorón en la parte central del Subbético Medio, a la que asignan una edad Paleoceno inferior. Según estos autores, se trata de unas calcarenitas de *Microcodium* redepositado intercaladas en facies pelágicas, que distalmente pueden aparecer como alternancias similares a las mostradas aquí. El origen de estos materiales estaría relacionado con la erosión de suelos calcáreos y el transporte, por corrientes de turbidez hacia medios pelágicos.

2.4.15. Calcarenitas arenosas con nummulites y margas **(27)**. Paleógeno-Neógeno. Eoceno-Aquitaniense

La potencia de esta unidad cartográfica varía entre 100 y 150 m. Se trata de una alternancia de calcarenitas arenosas con foraminíferos bentónicos (*Nummulites*, *Assilina*, *Discocyclina*, *Operculina*, *Heterostegina*, *Amphistegina*) redepositados, formando en numerosas ocasiones una lumaquela. Los niveles calcareníticos pueden tener espesores que varían entre 30 y 60 cm, y los margosos de 30 cm a 1 m. En los lechos duros pueden observarse laminaciones cruzadas de pequeña escala, huellas de muro, imbricaciones de los foraminíferos. Lateralmente, estas litologías se desorganizan y presentan el aspecto de una brecha, con bloques de calcarenitas de nummulites, inmersos en las margas. BAENA (1974) dató estos materiales como Eoceno-Aquitaniense, edad similar a la que COMAS (1978, *vide* VERA, 2000) asignó al Grupo Cardela, definido en el sector central de la Zona Subbética.

Estos materiales se interpretan como depósitos turbidíticos procedentes de plataformas carbonatadas con una alta productividad orgánica, que se depositaron en una cuenca pelágica. Posiblemente por causas tectónicas relacionadas con la colisión de la microplaca de Alborán con el paleomargen sudibérico (VERA, 2000), parte de los sedimentos de la plataforma se desestabilizarían y serían incorporados a corrientes de turbidez.

2.4.16. Margas y calcarenitas arenosas **(28)**. Paleógeno. Paleoceno inferior-Oligoceno

No se ha podido medir la potencia total de la unidad cartográfica, pero se estima que debe de ser superior a los 100 m. Está constituida por margas y calcarenitas con contenidos variables de cuarzo.

Los niveles margosos muestran potencias comprendidas entre 50 y 60 cm; se caracterizan por mostrar abundantes bioturbaciones. Los lechos calcareníticos tienen espesores que oscilan entre 20 y 30 cm. Muestran una laminación paralela y laminaciones onduladas de tipo "Hummocky Cross Stratification" (HCS).

En la base de esta unidad se ha encontrado la siguiente asociación de nanofósiles: *Biantolithus sparsus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Cyclagelosphaera alta*, *Cyclagelosphaera reinhardtii*, *Discutum parvulum*, *Neorepidolithus sp.*, *Thoracosphaera sp.*

Esta asociación caracteriza la parte baja del Paleoceno inferior, edad que se asigna al muro de la unidad cartográfica.

Por otro lado, el techo no ha podido ser datado. BAENA (1974) atribuyó al techo de estos materiales una edad Oligoceno. Esto está en consonancia con las edades asignadas por VERA (2000) a materiales similares a los descritos aquí, quien toma datos de autores previos.



Figura 7. Detalles de las calcarenitas de la unidad cartográfica (28)

2.5. UNIDAD TERCIARIA PRE- Y SIN-OROGÉNICA

2.5.1. Margas grises (29) y calcarenitas arenosas (30). Mioceno inferior. Aquitaniense- Burdigaliense inferior

Los mejores afloramientos de estos materiales se encuentran en el paraje conocido como el Estrecho, situado en la parte nororiental de la Sierra del Almirez. Los materiales margosos presentan un afloramiento de baja calidad, por lo que no ha sido posible hacer una descripción pormenorizada de ellos. En general, se trata de unas margas de tonos grises a verdes oscuros, en donde parece haber signos de resedimentación. En ellas se han encontrado *Globigerinita dissimilis* y *Globigerina* cff. *binaiensis* que permiten datar el Aquitaniense-Burdigaliense inferior sin más precisión.

De los materiales calcareníticos se ha podido observar el muro, pero no el techo. La potencia estimada para estos materiales está comprendida entre 80 y 100 m. se disponen en lechos calizos con potencias que oscilan entre 20 y 40 cm. La microfacies que presentan es de “packestone” a “grainstone” de foraminíferos bentónicos (*Miogypsina*, *Operculina*, *Amphistegina*, *Lepidocyclina*). En algunos lechos es posible observar secuencias de Bouma de tipo T_a , T_b o T_{bc} . En los techos de los estratos es frecuente encontrar abundantes huellas de bioturbación, tanto pistas como “burrows”. Los lechos se disponen en secuencias estratocrecientes de 1,5 a 2 m de espesor.

En la parte más alta de estos materiales se ha encontrado: *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerinoides altiapertura*, *Globigerinoides trilobulus*, *Globigerinoides trilobus sacculifer*, *Globorotalia acrostoma*, *Globorotalia opina nana*, *Globorotalia siakensis*.

Esta asociación caracteriza la parte alta de la biozona de *Catapsydrax dissimilis*, de BERGGREN et al. (1995), que es propia de la parte baja del Burdigaliense inferior.



Figura 8. Aspecto de las unidades cartográficas (29) y (30) en la vertiente occidental de la rambla de las Loberas

2.5.2. Margas **(31)** y calcarenitas **(32)**. Mioceno inferior-medio. Burdigaliense superior-Serravalliense

Estos materiales se disponen discordantes sobre cualquiera de los descritos hasta el momento. En la parte meridional de la Hoja (área del cerro Tello) se disponen normalmente horizontales o con buzamientos muy bajos. Por otro lado, en la zona del Moralejo y Calar de Manrubio se encuentran afectados por plegamiento y al suroeste del Tornajo se disponen en bloques verticales inmersos en los materiales de la unidad cartográfica 33. De estos datos puede deducirse que estos materiales comenzaron a generarse en etapas pre-orogénicas, y que continuaron su sedimentación durante el período sin-orogénico, en el que, además, fueron deformados.

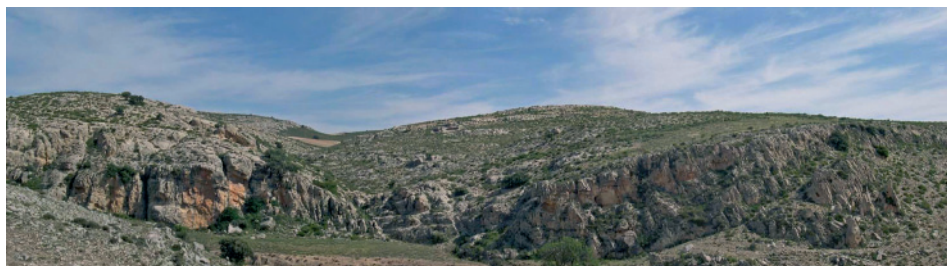


Figura 9. Sinclinal en las calcarenitas de la unidad cartográfica **(32)**. Área del Moralejo

Las margas presentan coloraciones verdes o amarillas, en ellas se encuentran abundantes cristales de yesos. Intercaladas en ellas aparece un tramo calcarenítico de aproximadamente 100 m de potencia. Se trata de unas calcarenitas bioclásticas, mal estratificadas, aunque puntualmente pueden observarse lechos de 20 a 70 cm de potencia. Hacia el techo del tramo se produce un incremento en la proporción de terrígenos, de forma que se llega a formar una calcarenita arenosa. En el tramo calcarenítico es posible observar abundantes discordancias internas.

BAENA (1974) dató estos materiales como Burdigaliense superior-Mioceno medio.

Han sido generados en medios de plataforma poco profunda. Los primeros materiales en depositarse serían afectados por las fases de deformación y estructuración de la Cordillera, llegando a ser incorporados en unidades sin-orogénicas posteriores.

2.5.3. Brechas poligénicas de matriz arcillo-yesífera **(33)** (Unidad Complejo de Yesos). Ofitas **(34)**. Mioceno medio. Langhiense-Serravalliense

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. Distinguieron dos tipos de facies que denominaron yesos brechoides y me-

gabrecha. En los afloramientos de esta Hoja predominan las megabrechas. Están constituidas por una matriz arcillo-yesífera de color variado e intensamente deformada, siendo frecuentes los pliegues apretados, tanto de flancos verticales como horizontales. Inmersos en ellos se encuentran bloques de tamaños variados, desde centimétrico a kilométrico de ofitas (unidad cartográfica 34) (afloramientos de cerro Guadaperos, cerro del Sordo, Jarosa, Marrajo, Tornajo, por ejemplo).



Figura 10. Estructura en flor en materiales de la Unidad Complejo de Yesos, unidad cartográfica (33). Área del Cortijo de Cueva Torrente

En el seno de estos materiales, pero en los afloramientos de la Hoja de Cieza (891), PÉREZ-VALERA y PÉREZ-LÓPEZ (2003) y PÉREZ-VALERA (2005) 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. Los materiales que se disponen directamente sobre ellos serán datados como del Tortoniense superior (apartado 2.6.1), por lo que se estima que la edad del techo de la presente unidad cartográfica deberá ser anterior a ese intervalo temporal, es decir, al menos Mioceno medio.

2.6. CUENCA NEÓGENA POST-OROGÉNICA DE CARAVACA Y OTROS MATERIALES POST-OROGÉNICOS

2.6.1. Areniscas y margas (35) y conglomerados (36). Mioceno superior. Tortoniense

Se estima que la potencia de estas dos unidades cartográficas es de 200 m. La unidad 35 está constituida por areniscas gruesas que tienen intercalados lechos de margas.

En estos materiales, BAENA (1974) cita la presencia de *Flabellipecten solarium*, *Chlamys scabellum* y *Chlamys macrotis*, que parecen datar el Tortoniense superior. Sobre estos materiales aparecen unos conglomerados (unidad cartográfica 36) de origen marino, heterométricos que alternan con margas; se han encontrado *Chlamys multistriata* y *Ostrea cyathula* (op. cit.)

que indican una edad similar a la anterior, aunque por su posición estratigráfica sobre la unidad 35, debe de ser ligeramente más moderna. Estas dos unidades cartográficas se disponen discordantes sobre los materiales de la unidad cartográfica 33.

Estos materiales deben de representar el inicio de la sedimentación en la cuenca neógena; los materiales que las constituyen procederían del desmantelamiento de los relieves circundantes recién creados. BAENA *et al.* (1994) interpreta los conglomerados como abanicos deltaicos.

2.6.2. Margas **(37)** y yesos masivos **(38)**. Mioceno superior. Tortoniense

Se estima que la potencia de estas dos unidades cartográficas varía entre 140 y 150 m. Se trata de margas de colores grises claros que presentan intercalaciones de yesos de color gris, de aspecto masivo, así como de niveles lenticulares de conglomerados de espesor aproximado a un metro.

En el seno de estas margas se han encontrado niveles resedimentados del Cretácico inferior. Los yesos se van haciendo progresivamente más importantes hacia el techo hasta que las margas prácticamente quedan reducidas a finos niveles con espesor nunca mayor a los 10 cm. GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) le asignaron a estos materiales una edad Tortoniense superior, a partir de los datos de BAENA *et al.* (1994).

2.6.3. Yesos laminados **(39)**. Mioceno superior-Plioceno. Messiniense-Plioceno inferior

La potencia de esta unidad cartográfica varía entre 40 y 50 m. Se trata de yesos de colores grises y blancos finamente laminados, y dispuestos en bancos de 10 cm de espesor máximo. En el techo de estos bancos pueden observarse trenes de “ripples” asimétricos, con una dirección N130°E, lo que permite deducir direcciones de paleocorrientes aproximadas a N40°E. Las laminaciones pueden estar distorsionadas por estructuras de tipo “convolute” así como por estructuras de escape de agua. En algunos lechos es posible observar secuencias de Bouma de tipo T_{abce}, así como una granoselección positiva, con cristales de yesos de mayor tamaño en la base de la secuencia (tramo a de la secuencia de Bouma), cristales de yeso de grano medio a fino (tramos b y c), para terminar con limos (tramo e).

BAENA *et al.* (1994) asignaron una edad Messiniense a estos materiales. Por los rasgos anteriormente citados se podría interpretar estos yesos laminados como turbiditas. Los materiales de las unidades cartográficas 37, 38 y 39 podrían interpretarse como el reflejo del tránsito desde contextos marinos hacia medios continentales (BAENA, 1974). Esto es congruente con la evolución de las cuencas neógenas expuesta en VERA (2000). Según este autor, durante el Tortoniense terminal e inicio del Messiniense tuvo lugar un levantamiento de gran parte de la Cordillera, lo que provocó la retirada definitiva del mar en numerosas cuencas. En aquellas que quedaron desconectadas, durante el Messiniense la sedimentación tuvo lugar en mares cerrados, con depósitos de evaporitas, algunas de ellas pudieron ser retrabajadas por co-

rrientes marinas e incorporadas a flujos turbidíticos, como sería el caso de los materiales que constituyen la unidad cartográfica 39.



Figura 11. Diferentes tipos de laminaciones en los yesos de Campo Coy, unidad cartográfica (39)

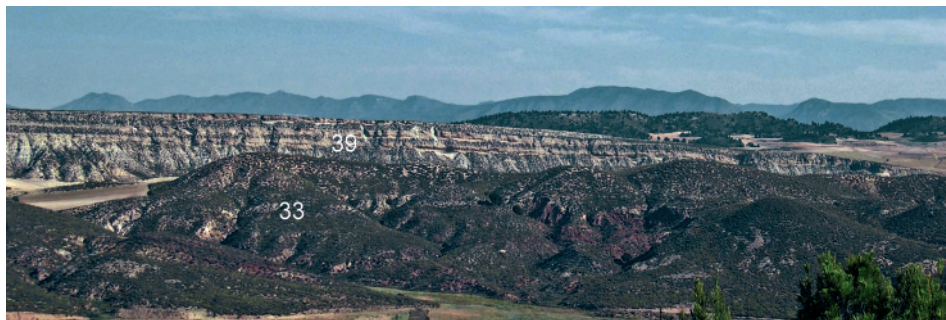


Figura 12. Panorámica de la Sierra de Campo Coy, con los Yesos laminados **(39)** al fondo y en primer término, la Unidad Complejo de Yesos **(33)**

2.6.4. Margas y limos amarillos **(40)**. Mioceno superior-Plioceno. Messiniense- Plioceno inferior

La potencia de esta unidad cartográfica varía entre 130 y 250 m. En el área de Los Royos aparecen unas facies margo-arcillosas con intercalaciones de arenas que hacia el sur transicionan a unas calizas y margocalizas de aspecto tableado.

GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996), a partir de su posición estratigráfica y de la presencia de yacimientos de micromamíferos, asignaron a estos materiales una edad Messiniense. Este autor los interpretó como depósitos continentales; en su borde meridional se correspondería con sistemas carbonatados palustre-lacustres, y hacia el centro de la cuenca gradarían a limos y margas con influencia más arenosa hacia el techo.

2.6.5. Conglomerados, arenas y arcillas **(41)**. Mioceno superior-Plioceno. Messiniense-Plioceno inferior

La potencia máxima de esta unidad cartográfica es de 170 m. Se trata de conglomerados de cantos muy heterométricos, de naturaleza caliza o dolomítica. En los afloramientos más meridionales de estos materiales pueden observarse las granulometrías más gruesas, mientras que hacia partes septentrionales aparecen facies de arenas y arcillas.

GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) asignó una edad Messiniense a estos materiales. Este autor los interpretó como abanicos aluviales cuyos ápices estarían en posiciones meridionales y las partes más distales estarían representados por los afloramientos más septentrionales.

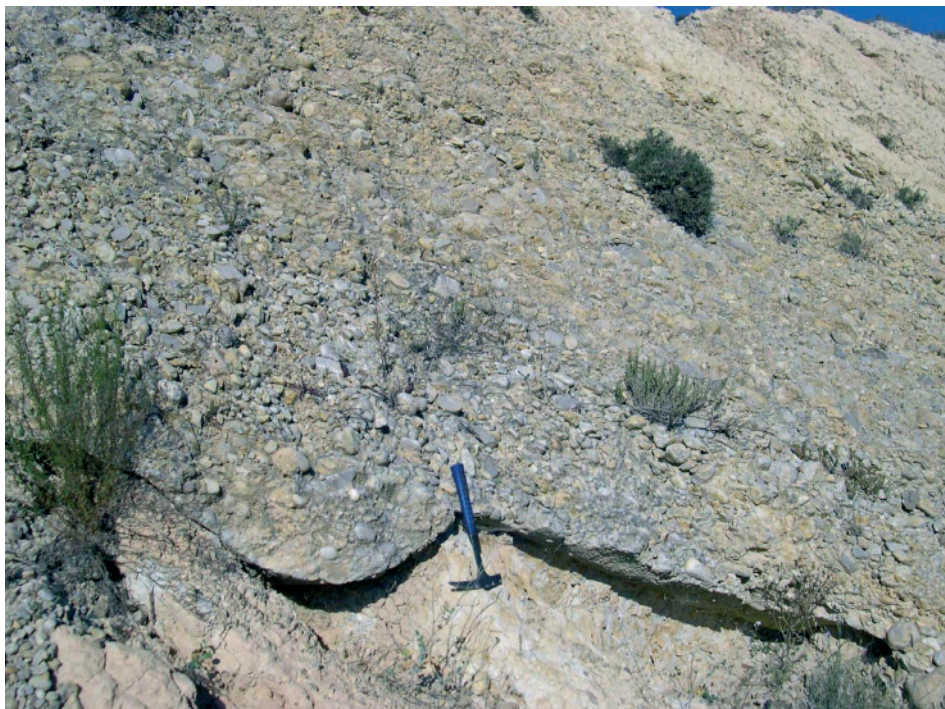


Figura 13. Detalle de los conglomerados de la unidad cartográfica **(41)**

2.6.6. Calizas y margocalizas **(42)**. Mioceno superior-Plioceno. Messiniense- Plioceno inferior

La potencia de estos materiales está comprendida entre 6 y 20 m. Se muestran discordantes sobre otras facies. Se trata de unas calizas micríticas con textura fenestral. En la rambla de Tarragona estos materiales muestran un buzamiento hacia el oeste lo que posiblemente sea el resultado de movimientos tectónicos relacionados con la inestabilidad de los materiales de la unidad cartográfica 33.

GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) les atribuyó una edad Messiniense a estos materiales. Los interpretó como facies palustres y lacustres de aguas limpias y someras.

2.6.7. Calizas y margocalizas lacustres **(43)**. Plioceno inferior-medio

La potencia máxima que alcanzan estos materiales es de 50 m. En la base aparecen unas margas, arenas y arcillas con niveles calcáreos y de lignitos, con abundante fauna de gasterópodos. Sobre los anteriores se disponen unas arcillas y limos de tonos rojos que son fosilizados por unos niveles de calizas y margas, con intercalaciones de lignitos, que presentan abun-

dantes gasterópodos. GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) asignó a estos materiales una edad Plioceno inferior-medio y los interpretó como sedimentos lacustres y palustres.

2.6.8. Conglomerados, arcillas, calizas y margas con lechos de lignito **(44)**. Plioceno superior

En la margen derecha de la rambla de Tarragoya se ha medido el espesor máximo de estos materiales, que es de 40 m. Se trata de conglomerados, limos y arcillas rojas que suelen estar coronados por bancos de calizas y margas grises con algunas intercalaciones milimétricas de lignitos.

Estos materiales han sido considerados como Plioceno superior, según las indicaciones de GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996). Este mismo autor interpretó los conglomerados como el resultado de la actividad de abanicos aluviales que favorecerían el desarrollo de sistemas lacustres y palustres donde se formaron los lechos carbonatados y los lignitos.



Figura 14. Calcretas y niveles de lignito en la unidad cartográfica **(44)**

2.6.9. Arcillas y calizas **(45)**. Plio-Cuaternario

La potencia máxima observable en estos materiales varía entre 2 y 6 m. Se disponen discordancias sobre cualquiera de los materiales anteriores. Siguiendo las indicaciones de GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ (1996) se le atribuye una edad Plio-Cuaternario. Este autor consideró que se trataba de los depósitos más distales de abanicos aluviales procedentes de partes meridionales. Las calizas se depositarían en contextos lacustres o palustres.

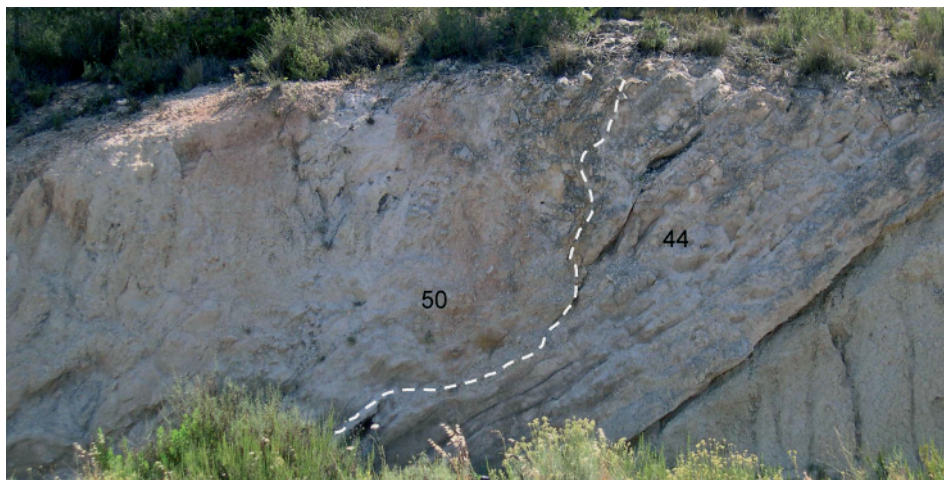


Figura 15. Discordancia erosiva entre las unidades cartográficas **(44)** y **(50)**

2.7. CUATERNARIO

2.7.1. Conglomerados con matriz arenoso-arcillosa y cementaciones carbonatadas **(46, 48 y 52)**. Abanicos aluviales. Pleistoceno inferior-Pleistoceno superior

Estos depósitos corresponden a abanicos aluviales de baja pendiente y de gran desarrollo superficial. Sus características, tanto morfológicas como litológicas, varían según el sector donde se han formado. GONZÁLEZ HERNÁNDEZ (1996), en su estudio sobre la Cuenca de Caravaca y su entorno, manifiesta que los abanicos pueden agruparse según la zona en la que se generen. Por ejemplo, los más septentrionales proceden de los relieves de calizas jurásicas de la Sierra de Mojantes (Hoja de Caravaca de la Cruz) y la Cuerda de la Serrata (entre la Hoja de Caravaca y la de Zarcilla de Ramos) por lo que sus aportes son mayoritariamente calcáreos. Están formados por conglomerados con matriz arenoso-arcillosa, pero a medida que aumenta la distancia a la zona apical, los niveles de conglomerados van disminuyendo en potencia y granulometría, dando paso a niveles de arenas y limos. La potencia varía entre 4 y 9 m.

Otro grupo de abanicos sería el asociado al entorno del río Quípar, con sus áreas fuente situadas en los relieves de conglomerados del Messiniense y en el Plioceno. Estos segundos abanicos tienen menor dimensión y las facies más abundantes están formadas por arenas y limos rojos, siendo menos importantes los niveles de conglomerados, con potencias totales entre 4 y 6 m. Todo el conjunto de los abanicos se desarrolla entre el Pleistoceno inferior y el Holoceno.

2.7.2. Cantos, gravas y bloques con arenas, arcillas y encostramientos carbonatados **(47, 49 y 53)**. Glacis de cobertera. Pleistoceno inferior-Pleistoceno superior

Los depósitos de glacis son importantes en extensión, aunque mucho menos que los abanicos aluviales. Se localizan al sur de la Loma de las Yeguas, también al sur del cerro del Carro, en los parajes de Las Munueras, la loma de Enmedio, Casa Nueva y en las laderas de algunos valles y barrancos de la zona más meridional de la Hoja. Tienen un origen muy similar al de los abanicos aluviales, aunque su drenaje está menos organizado, y en ocasiones se relacionan lateralmente con ellos. Están formados por niveles de cantos subangulosos de calizas y areniscas que alternan con niveles de carácter más fino, limo-arenosos, con una potencia total que no supera los 3 metros. Por su edad se han dividido en dos grupos, unos pertenecientes al Pleistoceno medio y otros al Pleistoceno superior.

2.7.3. Limos y arcillas con cantos y bloques **(50)**. Coluviones. Pleistoceno superior-Holoceno

Estos depósitos se forman por la caída de materiales en las laderas debidos principalmente, a la acción de la gravedad y por ello suelen encontrarse en la base de los relieves. Algunos ejemplos se observan en las laderas de los cerros del Peñón, de la Viña, Guadaperos y El Calar, todos ellos en el cuadrante sureste de la Hoja y otros que se localizan más al norte, en los parajes de la loma de las Yeguas, Rincón de la Sabina y Las Munueras.

Sus materiales son muy heterogéneos y la litología cambia en función de las rocas de las que se alimentan. Están formados por cantos y bloques, generalmente de calizas, sin ningún tipo de selección ni ordenación, con tamaños que oscilan entre pocos centímetros y 0,5 m. Los cantos son muy angulosos y tienen una matriz de color rojizo oscuro. Los coluviones más antiguos suelen presentar cementaciones locales. En cuanto a su cronología, se han diferenciado dos grupos, unos más antiguos de edad Pleistoceno superior y otros, más recientes y muy poco consolidados, de edad Holoceno.

2.7.4. Gravas, cantos y arenas **(51)**. Terrazas. Conglomerados y limos. Fondo de valle colgado. Pleistoceno superior

Estos depósitos se desarrollan en el río Turrilla y en las ramblas la Mayor y Salada. Representan estadios anteriores en la evolución de los cauces y están formados por conglomerados y limos arenosos de color marrón oscuro y por barras de gravas con estratificación cruzada planar. Por lo general la presencia de material fino es muy abundante y suelen tener potencias entre

1 y 3 m. En estos cauces sólo aparecen terrazas bajas, de +4-5 m, pudiendo llegar a tener en algún punto +8-10 m. Por su situación con relación al nivel del cauce y a depósitos próximos, se han considerado del Pleistoceno superior.

También son de interés los fondos de valle colgados que se encuentran al sur de la Hoja, en el sector norte de la Sierra del Oso. Presentan poca pendiente, con una morfología de valles poco profundos, de fondo plano, y algunos pequeños saltos en sus perfiles longitudinales. Son difíciles de describir porque apenas existen afloramientos que permitan observar sus características. Pero en el último tramo, en su salida a la rambla la Mayor, se pueden ver algunos de los materiales que los forman. Se trata de arenas y limos con huellas de raíces que intercalan niveles de cantos y gravas de pequeña entidad dentro del conjunto. La máxima potencia observada está comprendida entre 4 y 6 m y se le ha asignado una edad Pleistoceno superior en la cartografía.

2.7.5. Bloques, gravas, cantos y arenas **(54)**. Fondo de valle y ramblas. Holoceno

Los depósitos de fondo de valle son todos aquellos asociados a los lechos de los ríos. Están formados por bloques, cantos y gravas, de naturaleza mayoritariamente calcárea, empastados en una matriz arenosa y se puede observar un cierto grado de organización dentro del depósito, con estructuras sedimentarias correspondientes a barras laterales, barras centrales, cicatrices de erosión, etc. La potencia no es siempre posible de establecer, aunque en algunos casos puede llegar a los 3 m. Se les ha asignado una edad holocena. Destacan los fondos de valle de los ríos Quípar y Turrilla, además de las ramblas Mayor, del Cantar, del Prado Jerez, del Espín, de la Junquera y Tarragoya, además de los que se encuentran en los parajes de cañada del Lobo, Campo Coy, La Pedregosa y Campo de Santa Teresa.

2.7.6. Arenas y limos con niveles de gravas **(55)**. Conos de deyección. Holoceno

Estos depósitos aparecen generalmente asociados a fondos de valle. Su forma y granulometría son similares a las de los abanicos aluviales, pero su diferencia consiste en que los conos son de menor tamaño pero tienen mayor pendiente. En corte ofrecen secuencias granodecipientes con tamaños medios de grano de 4-8 cm y máximos de unos 20 cm. La potencia media está comprendida entre 2 y 3 m, aunque se observan variaciones dentro de un mismo depósito, disminuyendo 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.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Zarcilla de Ramos, se sitúa en el sureste español, representando parte del sector occidental de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia y una pequeña parte de la provincia de Almería (Comunidad Autónoma de Andalucía).

Geológicamente la Hoja se encuentra enclavada en las Cordilleras Béticas, concretamente en la Zona Subbética, perteneciendo en su mayoría al Subbético medio o interno. No obstante la complejidad de los materiales, algunos de ellos de gran plasticidad, juega un papel muy importante en la disposición de las diferentes unidades geológicas.

Desde el punto de vista tectónico la zona ha sido afectada por procesos de gran envergadura ocurridos durante el Mesozoico, el Terciario y, algo más suaves durante el Cuaternario. El accidente más importante de la región lo constituye la Falla de Cádiz-Alicante (SANZ DE GALDEANO, 1983), también conocida como falla de Crevillente (HERMES, 1985) que, con una dirección N 60-70°, atraviesa la Hoja, siendo subparalela a las principales direcciones estructurales de las Cordilleras Béticas.

Por lo que se refiere a los materiales existentes en la Hoja, hay que decir que son muy variados y mayoritariamente sedimentarios (calizas de diferentes tipos, dolomías, margas, yesos y, en menor proporción, areniscas, limos y conglomerados), con edades que van desde el Triásico hasta el Cuaternario. Dentro de la serie triásica aparecen algunos afloramientos de diabasas.

La topografía presenta grandes contrastes, con áreas accidentadas y abruptas, sobre todo en la mitad sur, y otras suaves y llanas en el sector norte. Las cotas más altas se localizan en el cerro del Ahorcado, con 1.128 m, situado en el límite norte de la Hoja; en el sector central se alcanzan 1.264 m y 1.175 m en el cerro del Carro y, ya en el tercio meridional, las mayores alturas corresponden a Calares de Leria con 1.333 m, Tello con 1.242 m y el cerro del Sordo con 1.112 m. Por el contrario, las menores alturas se sitúan en el cauce del río Turrilla, muy próximo a la localidad de Zarcilla de Ramos, donde la cota desciende hasta los 650 m.

La red de drenaje es de tipo mediterráneo y se ordena en la mitad norte de la Hoja, en torno al río Quípar, afluente del río Segura, por la margen derecha y en la mitad sur, en torno al río Turrilla y la Rambla Mayor. La cuenca del primero es alargada y relativamente grande en relación a las del entorno y junto con el Río Argos, más al norte, es de los cauces que tienen una mayor longitud de cauce dentro del conjunto de los tributarios del río Segura (VIDAL ABARCA et al, 1987). Los principales afluentes del río Quípar, por la derecha, son los barrancos de los Vacras, de las Munueras y de los Calderones y, por la izquierda, los barrancos del Toril y de la Poza, las cañadas del Tornajuelo y de la Junquera y la rambla de las Peñicas. Otros cauces de cierta entidad, en la mitad sur, son las ramblas Salada y del Cantar.

Desde el punto de vista geomorfológico la superficie representada en la Hoja ofrece dos zonas de relieve muy diferente, cuyo límite viene marcado por el Accidente de Cádiz-Alicante. La mitad norte, está ocupada por la parte meridional de la Cuenca de Caravaca y la mitad sur, corresponde a los relieves subbéticos. La cuenca ofrece la topografía más suave, aunque ello no quiere decir que sea una llanura, pues se pueden observar relieves tabulares, mesas estructurales, abanicos aluviales, glacis e incluso algunos cerros testigo. En cuanto a los relieves subbéticos que limitan la cuenca por su borde sur, están mayoritariamente constituidos por materiales triásicos, muy tectonizados y ligados a la proximidad del Accidente de Cádiz-Alicante, aunque también aparecen materiales jurásicos, cretácicos y terciarios. En este sector destacan las Sierras de Melgoso, del Almirez, de la Pinosa y del Espín, las Cuerda Romana y de las Minas y los cerros Colorado, los Timonales, la Loba, Guadaperos, Peña María, del Sordo, las Caras y el Calar.



Figura 16. Vista, desde el borde noroeste de la Hoja, de un sector de la mitad sur de la cuenca de Caravaca y relieves meridionales, al fondo

Por lo que al clima se refiere, hay que incidir en que ha jugado un papel muy importante en el pasado, contribuyendo enormemente al modelado, pero en la actualidad también tiene una gran significación pues afecta de forma directa a la intensidad de los procesos que tienen lugar hoy en día.



Figura 17. Otro aspecto de la mitad sur de la cuenca de Caravaca con el cerro del Carro sobresaliendo en la llanura

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 $10-18^{\circ}\text{C}$, con inviernos suaves y veranos templados, siendo frecuente un intervalo de $2-10^{\circ}\text{C}$ para el mes más frío y de $20-26^{\circ}\text{C}$ 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 regular 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 es Zarcilla de Ramos, localidad situada en la esquina sureste de la Hoja, seguido de Las Aguzaderas, Moraleja, Moraleja de Arriba, La Junquera, Retamalejo, Tarragoya, Don Gonzalo y Rincón, todos ellos de menor entidad.

La vegetación característica es de bosque mixto, con abundancia de pino carrasco en las laderas de los ríos, mientras que en las riberas de los mismos, se pueden apreciar arbustos

y arbolado de gran porte. En relación a los cultivos, destaca el secano lorquino, además de plantaciones locales de olivos y frutales.

Las vías de comunicación son escasas, existiendo algunas carreteras comarcales que unen algunos de los núcleos de población. Ahora bien, la red de caminos de tierra es algo más numerosa, lo que permite la accesibilidad a una parte importante de la superficie de la Hoja.

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 la naturaleza del sustrato geológico y 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 influenciado por la litología y la tectónica, siendo esta última de gran importancia en la Hoja de Zarcilla de Ramos. En este sector, así como en otras áreas de las Cordilleras Béticas, existe una intensa actividad neotectónica 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 N170-150° E (MONTENAT *et al.*, 1987).

Tectónicamente la Hoja de Zarcilla de Ramos se encuentra casi en su totalidad en el Subbético Interno, situado al sur de la Falla de Crevillente (HERMES, 1985) o Accidente de Cádiz-Alicante. En este entorno se encuentra la Cuenca de Caravaca, cuya mitad sur ocupa la parte norte de esta Hoja, mientras que la mitad norte se sitúa en la contigua Hoja de Caravaca de la Cruz. Por este motivo, en la mayoría de las ocasiones se considerará la cuenca en su totalidad.

La Cuenca de Caravaca pertenece al conjunto de cuencas intramontanas que se han desarrollado al interior de las Cordilleras Béticas. La mayor parte de ellas están desconectadas unas de otras, al menos en su origen y su geometría está totalmente influenciada por los diferentes sistemas de fallas. La cuenca está limitada al norte y al este por relieves fundamentalmente jurásicos con características estructurales muy diferentes a un lado y a otro del meridiano de Barranda (BAENA, 1973), localidad situada en la contigua Hoja de Caravaca. Al oriente predominan las series corridas, unas sobre otras, que originan unidades tectónicas independientes, mientras que al oeste existe una gran cantidad de fallas pero sin evidencia de superposición. Hacia el sur y el oeste de la cuenca, el límite lo constituyen básicamente materiales triásicos, muy tectonizados, que forman parte de una serie de láminas de corrimiento. Según BAENA (1974), la abundante presencia de estos materiales estaría ligada a la existencia de grandes fracturas del zócalo, como el Accidente de Cádiz-Alicante que discurre con una dirección N60-65E y que coincide con esa banda de materiales triásicos que limitan la cuenca por el sur.

Para SANZ DE GALDEANO (1983), el Accidente de Cádiz-Alicante ha sido el condicionante estructural más importante de la Cuenca de Caravaca. 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 habría sido de gran envergadura en tiempos pretortonienses, continuando su movimiento hasta comienzos del Plioceno, donde habría tenido lugar una rotación del campo de esfuerzos dando lugar a un desplazamiento sinistroso de la falla que originaría la sedimentación de abanicos aluviales durante el Plioceno y el Cuaternario (BAENA *et al.*, 1994). Pero SANZ DE GALDEANO (1983) señala la existencia de otro accidente, algo más al norte del anterior, cuya presencia no es tan evidente pero que se manifiesta por un relieve al interior de la cuenca, constituido por las elevaciones de la Sierra de Mojantes y la Cuerda de la Serrata en la contigua Hoja, por el norte, de Caravaca de la Cruz.

Además de estos dos grandes accidentes, la morfología de la Cuenca de Caravaca también está controlada por otras fracturas que pueden englobarse en dos familias: a) de N60-70E, subparalelas a los dos accidentes principales, hasta E-O, aproximadamente y b) NO-ES, bien representada en la zona norte de la cuenca, controlando el borde oeste.

Ahora bien, la presencia de los relieves intermedios de la Sierra de Mojantes y la cuerda de la Serrata, en la contigua Hoja de Caravaca de la Cruz, determina la existencia de dos zonas bien diferenciadas dentro de la cuenca, la norte y la sur (GONZÁLEZ HERNÁNDEZ, 1996). La zona norte es la que aparece representada en la Hoja de Caravaca de la Cruz y está formada por depresiones alargadas, de morfologías rectangulares, cuyos bordes están controlados por fallas N60-70E y NO-SE. Esta zona norte se corresponde con la cuenca del río Argos. La zona sur es una depresión de forma rectangular, controlada principalmente por los dos grandes accidentes ya mencionados y equivale a la cuenca del río Quípar.

En cuanto a las formas menores se pueden encontrar bastantes ejemplos en la Hoja, debido a que toda el área, y sobre todo las zonas con relieve, ha sido objeto de una morfogénesis erosiva de gran intensidad (incisión vertical acusada, arroyada difusa, actividad en las laderas, etc.), dejando al descubierto parte del modelado estructural. Este modelado está representado por **crestas, escarpes, resaltes de capas duras, superficies estructurales y cerros cónicos**, todos ellos originados por la existencia de niveles duros y competentes intercalados en otros de poca competencia, con menor resistencia a la erosión.



Figura 18. Superficie estructural de Los Ardales, al fondo, y cerro testigo

Las crestas pueden observarse en las Sierras de Campo Coy y Melgoso, los escarpes en los parajes de La Molasa y Los Ardales y los resaltes de capa, también en la Sierra de Melgoso, alternando con las crestas. Los cerros cónicos aparecen dispersos por la superficie de la Hoja. Hay que destacar también las superficies estructurales, esculpidas sobre las calizas que aparecen en la margen derecha de la rambla de Tarragoya, en los parajes de La Molata, Las Maderas y Bancal Alto. Su morfología en forma de mesas la hace destacar en este sector de la Hoja donde presenta bordes muy netos.

También se han representado las fallas, supuestas o no, cuando tienen un reflejo claro en el relieve, así como aquellas alineaciones de carácter morfológico que pueden indicar un cierto control estructural, tal es el caso de parte norte de la Cuerda de la Vereda, donde se observa un cambio de relieve y la disposición alineada de un conjunto de abanicos aluviales. Igualmente se han señalado los valles cuyo encajamiento parece estar relacionado con la presencia de fracturas y su movimiento reciente. Respecto a la edad del modelado de estos relieves estructurales, se les ha supuesto una cronología más o menos amplia que abarcaría desde las fases álgidas de la estructuración del Orógeno Bético hasta la actualidad.



Figura 19. Ejemplo de pequeña cresta o línea de capa vertical, al norte de la localidad de Zarcilla de Ramos

La morfología de la red de drenaje también es también reflejo de la tectónica local y nos indica, por sí sola, la dirección de los principales accidentes tectónicos, activos durante el Plioceno y el Cuaternario, aunque también puede reflejar accidentes más antiguos, ya inactivos. Como señala GONZÁLEZ HERNÁNDEZ (1996) existen algunos hechos que también pueden indicarnos la influencia de la tectónica, como **encajamientos anómalos del drenaje**, y un ejemplo de ello es el del río Quípar, en la contigua Hoja de Caravaca de la Cruz, en los alrededores de La Encarnación, donde se produce un cambio brusco en su perfil longitudinal para dar lugar, a partir de este punto, a la formación de varios niveles de terraza.

Existen también algunos **valles colgados** que representan antiguos fondos de morfología plana, actualmente desconectados del nivel de base actual. Estos valles pueden haber sido originados por la existencia de una fractura (SILVA, 1988) o por un encajamiento muy rápido de la red de drenaje principal. En la Hoja de Zarcilla de Ramos estos valles se sitúan en el sector sur, en la margen derecha de la rambla Mayor donde se encuentran rellenos de sedimentos fluviales.

Por otra parte, la acusada linealidad de algunos cauces y los cambios bruscos en el perfil longitudinal, hacen pensar en un importante predominio de la tectónica dentro del proceso modelador del relieve.

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 Zarcilla de Ramos, las formas de ladera están representadas por los coluviones y por algunos cambios bruscos en la pendiente. Los **coluviones** son debidos casi exclusivamente a acción la gravedad y suelen formarse en zonas de fuerte pendiente o donde existe una ruptura de la misma, por lo que se encuentran en los valles, al pie de las laderas, o en las cabeceras de arroyos y barrancos. En esta zona, la mayor parte de estas formas se suele circunscribir en la base de los diferentes relieves y son de pequeño y mediano tamaño, con formas irregulares aunque mayoritariamente alargadas y estrechas, y se disponen a modo de bandas paralelas a los cursos de agua u orlando las zonas más altas. Algunos ejemplos se pueden ver en las laderas de los cerros del Peñón, de la Viña, Guadaperos y El Calar, todos ellos en el cuadrante sureste de la Hoja y otros situados más al norte, en los parajes de la Loma de las Yeguas, Rincón de la Sabina y Las Munueras.



Figura 20. Coluviones y glaciares en la base del cerro del Carro

Los **cambios bruscos de pendiente** se localizan en el límite sur de la Cuenca de Caravaca, en los relieves subbéticos, donde se han producido importantes desniveles debido a una intensa actividad erosiva llevada a cabo por los cauces.

3.2.2.2. *Formas fluviales y de esorrentía superficial*

Las formas fluviales son las que tienen mayor representación en la Hoja de Zarcilla de Ramos, destacando abanicos aluviales, conos de deyección, fondos de valle y rambla, aluviales-coluviales y algunas terrazas. Las formas erosivas reconocidas son: surcos debidos a la arroyada difusa, incisión vertical, cárcavas, cabeceras de cárcavas, aristas y escarpes de terrazas.

Los **fondos de valle** son aquellas formas asociadas a los lechos de los ríos y cauces actuales. En planta suelen tener formas sinuosas o rectilíneas, en cuyo caso suelen marcar las principales directrices de la tectónica regional. Algunos de ellos aunque pueden presentar carácter de **rambla**, no se han diferenciado en la cartografía; no obstante casi todos ellos tienen una dinámica de carácter torrencial y son potencialmente activos. Destacan los fondos de valle de los ríos Quípar y Turrilla, además de las ramblas Mayor, del Cantar, del Prado Jerez, del Espín, de la Junquera y Tarragoya.

Los **aluviales-coluviales** son numerosos y se desarrollan mayoritariamente en el sector este de la Hoja, en los parajes de Cañada del Lobo, Campo Coy, La Pedregosa y Campo de Santa Teresa, entre otros. Se trata de depósitos originados en el fondo de valles y vaguadas, donde apenas ha habido encajamiento y en donde los aportes de ladera se han solapado y entremezclado con los de carácter fluvial, resultando difícil su separación y por ello se han cartografiado conjuntamente. El perfil trasversal que suele presentar es cóncavo y tienen una cierta amplitud en anchura.



Figura 21. En primer término se observa el fondo de valle de la rambla Tarragoya y al fondo la mesa de La Molata

De gran interés es el caso de los **fondos de valle colgados** que se encuentran al sur de la Hoja, en la parte norte de la Sierra del Oso. Presentan poca pendiente, con una morfología de valles poco profundos, de fondo plano, y algunos pequeños saltos en sus perfiles longitudinales.

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 que los segundos y por tener una mayor pendiente. Se originan a la salida de barrancos y arroyos, cuando alcanzan un cauce de rango superior o un área abierta de menor pendiente, dando lugar a un depósito, más o menos grande, en forma de abanico.

Los **abanicos aluviales** suelen tener poca pendiente y un gran desarrollo superficial. Sus características varían según el sector de la cuenca donde se forman, por lo que según GONZÁLEZ HERNÁNDEZ (1996) pueden reconocerse varias zonas.

En primer lugar están los abanicos asociados a los frentes meridionales de las Sierras de Gadea, Mojantes (Hoja de Caravaca de la Cruz) y la Cuerda de la Serrata, cuya estribación sur se encuentra ya en la Hoja de Zarcilla de Ramos. Ocupan el norte y noroeste de la Hoja, procediendo de diversas direcciones: N, NE, O y SE. La mayor parte de ellos pertenecen al Pleistoceno medio y superior pero también quedan algunos retazos del Pleistoceno inferior.

Su dispositivo morfológico es de superposición-encajamiento. El episodio más antiguo presenta algunos encostramientos y los que vienen a continuación se encuentran superpuestos con una progradación en onlap, donde las zonas apicales se apoyan directamente sobre el sustrato y las distales llegan a fosilizar los anteriores tal y como sucede en el paraje de Campillo del Ahorcado. Los abanicos más recientes tienen sus canales de alimentación encajados en los anteriores y se abren a la depresión en los parajes de los Llanos del Hornajuelo y los Llanos del Campillo.



Figura 22. Abanicos aluviales del Pleistoceno medio en la ladera sur de la Sierra de Mojantes

Otros abanicos son los asociados al valle del río Quípar, entre los parajes de Los Cañicos y Derramadores. Los más antiguos son de edad Pleistoceno medio y los más recientes del Pleistoceno superior. Son más pequeños que los anteriores y tienen mayor pendiente, solapándose unos con otros para dar una banda continua.

Finalmente están los abanicos asociados al río Turrilla, desarrollados al este y sureste de la Hoja. Sobre los últimos se instala la localidad de Zarcilla de Ramos que da nombre a esta Hoja. Son amplios de muy baja pendiente y algunos de ellos son de muy reciente formación.

Otra forma de sedimentación fluvial la constituyen **las terrazas**, con un desarrollo poco importante en el conjunto de la Hoja, por lo que muchas veces no son cartografiables a escala 1:50.000. Su morfología es alargada, forman bandas paralelas a los valles y tienen una superficie muy plana, a techo, limitada hacia el valle por un escarpe neto, en ocasiones degradado. Sólo se han reconocido niveles de terraza en el río Turrilla, en la rambla Mayor y en la rambla

Salada, a su salida de la Hoja de Zarcilla. En estos cauces sólo aparecen terrazas bajas, de +4-5 m, pudiendo llegar a tener en algún punto +8-10 m.

Las formas erosivas están representadas por surcos originados por la **arroyada difusa o en regueros**, muy frecuentes en la superficie de los abanicos aluviales, sobre todo en los de mayor tamaño, tal y como sucede en el sector noroeste de la Hoja. La **incisión lineal** y las **aristas**, por el contrario, son muy frecuentes en la mitad sur de la Hoja, en los relieves subbéticos, donde adquieren una densidad importante. Por otra parte, existen áreas donde las cárcavas están muy desarrolladas como se observa en la Cuerda de la Vereda, Los Carrizales, Las Cumbres, barranco de las Salinas y rambla de Peñarubia, entre otras. También se observan algunas **cabeceras de cárcavas** en la Cuerda de la Vereda y, finalmente, los **escarpes de terrazas** del río Turrilla y de las ramblas Mayor y Salada.

3.2.2.3. *Meteorización química*

La meteorización química está representada única y exclusivamente por los procesos de carbonatación, manifestados en la costra calcárea de Los Ardales y de la Loma de las Salinas. Esta costra se desarrolla sobre unas calizas bastante duras que tienen una potencia de 7 a 9 m. Los tonos que adquiere son claros y rojos y en la costra parece haber habido algunas removilizaciones.

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 incluyen los glaciares de cobertera y los escarpes asociados a dichos depósitos.

Los **glaciares de cobertera** son importantes en extensión, aunque mucho menos que los abanicos aluviales, y se localizan al sur de la Loma de las Yeguas, también al sur del Cerro del Carro, en los parajes de Las Munueras, la Loma de Enmedio, Casa Nueva y en las laderas de algunos valles y barrancos de la zona más meridional de la Hoja. Tienen un origen muy similar al de los abanicos aluviales y a veces se relacionan lateralmente con ellos, pero sufren una mayor influencia de la gravedad. Su morfología es muy diferente, con un perfil longitudinal cóncavo y una potencia inferior a la de los abanicos.



Figura 23. Glacis del Ventorrillo, al suroeste de Los Royos

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Son 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. Las formaciones superficiales 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 son: litología, textura, potencia y edad.

Las **formaciones superficiales de ladera** están representadas por los coluviones.

Los coluviones están originados por la acción combinada del agua y de la gravedad y 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 del sustrato, sin ningún tipo de selección ni ordenación, con tamaños que oscilan entre pocos centímetros y 0,5 m. 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, ya holocenos.

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

Los fondos de valle están mejor desarrollados en longitud que en anchura. Están formados por bloques, cantos y gravas, de naturaleza mayoritariamente calcárea, empastados en una matriz arenosa. A veces se puede observar un cierto grado de organización dentro del depósito, con estructuras sedimentarias correspondientes a barras laterales, barras centrales, cicatrices de erosión, etc. La potencia no es siempre posible de establecer, aunque en algunos casos puede llegar a los 3 m. Se les ha asignado una edad holocena.

En cuanto a los aluviales-coluviales cabe decir que ofrecen características muy diferentes de los depósitos anteriores. 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 el aluvión, 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 y gravas, además de algunos bloques. Los elementos gruesos no siempre están bien redondeados debido a los aportes laterales. La edad de estas formaciones se considera holoceno.

Los fondos de valle colgados son difíciles de describir porque apenas existen afloramientos que permitan observar sus características. Pero en el último tramo, en su encuentro con la rambla la Mayor, se pueden ver algunos de los materiales que los forman. Se trata de arenas y limos con huellas de raíces que intercalan niveles de cantos y gravas de pequeña entidad dentro del conjunto. La máxima potencia observada está comprendida entre 4 y 6 m, asignándole una edad Pleistoceno superior.

Por lo que a los abanicos aluviales se refiere, su composición varía según el área fuente. Por ejemplo, los más septentrionales proceden de los relieves de calizas jurásicas de la Sierra de Mojantes (Hoja de Caravaca de la Cruz) y la Cuerda de la Serrata (entre la Hoja de Caravaca y la de Zarcilla de Ramos) por lo que sus aportes son mayoritariamente calcáneos.



Figura 24. Detalle del depósito de un abanico aluvial, de edad Pleistoceno medio, en las cercanías del Llano de Las Aguzaderas

Los asociados al río Quípar tienen sus áreas fuente en los relieves de conglomerados del Messiniense y del Plioceno. Por lo general son abanicos de pequeñas dimensiones en los que las facies más comunes son arenas y limos rojos con pasadas de conglomerados poco importantes.

En cuanto a la granulometría y la potencia las variaciones son importantes. Los situados al norte ofrecen granulometrías gruesas y potencias entre 4 y 9 m, y el resto presenta facies formadas por intercalaciones de arenas con niveles de conglomerados, desde centimétricos a métricos, con granulometrías más finas que los anteriores y potencias entre 4 y 6 m. El conjunto de los abanicos se desarrolla entre el Pleistoceno inferior y el Holoceno.

Los conos de deyección se diferencian de los anteriores por su menor tamaño, aunque la génesis es la misma. La secuencia de sus depósitos, al igual que en los abanicos aluviales, es granodecreciente, pero el tamaño de los granos es inferior, con máximos de unos 20 cm. La potencia media está comprendida entre 2 y 3 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.



Figura 25. Otro ejemplo de facies distales de abanicos aluviales, en este caso asociados al río Quípar. Afloramiento de aproximadamente 2 m.

Las terrazas, como ya se ha descrito anteriormente, aparecen en el río Turrilla y en las ramblas la Mayor y Salada. Están formadas por conglomerados y limos arenosos de color marrón oscuro y por barras de gravas con estratificación cruzada planar. Las potencias observadas oscilan entre 1 y 3 m. Por lo general, en todas ellas, la presencia de material fino es muy abundante. En cuanto a la edad, su desarrollo tiene lugar en el Pleistoceno superior.

Las **formaciones superficiales de meteorización química** están representadas por encostramientos calcáreos. Muchos de estos encostramientos no se han señalado en la cartografía pues suelen afectar a abanicos aluviales o glaciares, de forma puntual, o a niveles no superficiales de estos mismos depósitos. Sin embargo, sí se ha tenido en cuenta la costra que afecta a la serie pliocuaternaria de Los Ardales cuyo tramo superior está formado por bancos de calizas bastante duras con una potencia entre 7 y 9 m. El proceso de encostramiento da como resultado unas calizas marmorizadas y algo removilizadas de tonos claros, a veces rojos con la presencia de algunos detríticos. La potencia de este encostramiento es irregular. Su edad se considera plio-cuaternaria.

Las **formaciones superficiales de carácter poligénico** se limitan a los glaciares de cobertera. Están formados por tramos de cantos subangulosos de calizas y areniscas que alternan con niveles de carácter más fino, limo-arenosos, con una potencia que no supera los 3 metros. Por su edad se han dividido en dos grupos, unos pertenecientes al Pleistoceno medio y otros al Pleistoceno superior.

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, 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 actualmente en este sector del sureste español.

Dado que la superficie representada en una Hoja a escala 1:50.000 es relativamente pequeña, parece lógico considerar la evolución de su relieve dentro de la evolución geodinámica regional. En este proceso reconstructivo también parece lógico retroceder en el tiempo, en este sector de la Béticas, al menos hasta el final del Terciario y ver cómo la historia más antigua ha ido condicionando la evolución cuaternaria posterior.

El territorio representado en la Hoja de Zarcilla de Ramos pertenece a la Zona Subbética de las Cordilleras Béticas y más concretamente al Subbético Interno, situado inmediatamente al sur de la falla de Crevillente (HERMES, 1985) o Accidente de Cádiz-Alicante cuyo trazado divide a la Hoja en dos partes diferentes. La parte norte corresponde a la mitad sur de la cuenca de Caravaca y la parte sur, a los relieves subbéticos con una gran variedad de materiales entre los que destacan las arcillas, margas, calizas y dolomías del Triásico.

La Cuenca de Caravaca, al igual que la mayoría de las depresiones interiores de las Cordilleras Béticas, se individualiza como tal durante el Tortoniense, asociada a la actividad del Accidente de Cádiz-Alicante o falla de Crevillente aunque, para SANZ DE GALDEANO (1990), en muchos casos, las fallas que limitan estas cuencas sean incluso anteriores. Esta individualización se manifiesta antes en la mitad sur de la cuenca, situada en esta Hoja, debido a la proximidad de la falla.

La sedimentación en la cuenca de Caravaca está condicionada por la distribución de las zonas deprimidas y de los umbrales generados por los movimientos tectónicos. Probablemente estos movimientos deben tener una cierta continuidad hasta ya entrado el Plioceno, siendo las áreas de subsidencia las que permiten la acumulación de materiales durante este período. Pero SANZ DE GALDEANO y VERA (1992) consideran que es durante el Plioceno inferior cuando existe una reorganización de las antiguas cuencas, debido a una extensión radial.

Posteriormente, ya en el Plioceno medio, algunos autores también señalan una fase de reestructuración geodinámica en la cuenca que se manifiesta por la entrada de sedimentos conglomeráticos desde el norte y noroeste, ocupando una mayor extensión que los sedimentos de la fase anterior y llegando incluso a fosilizar al Mioceno superior.

Pero en el Plioceno superior se produce un basculamiento en la zona sur de la cuenca que reactivaría los accidentes que limitan los frentes montañosos con una importante producción de sedimentos. Es entonces cuando se inicia la sedimentación en el sector norte de la cuenca,

es decir en el sector que ocupa la parte sur de la Hoja de Caravaca de la Cruz. GONZÁLEZ HERNÁNDEZ (1996) ya señala la existencia en la cuenca de Caravaca de dos áreas bien diferenciadas, la norte y la sur, que aunque en un momento estuvieron conectadas, a partir de un momento determinado, tienen una evolución independiente, coincidiendo con dos subcuencas hidrográficas y geológicas diferentes: La cuenca del Argos que correspondería a la zona norte y la cuenca del Quípar, a la zona sur, siendo esta última la que aparece en la Hoja de Zarcilla de Ramos.

Sobre el Plioceno superior y ligeramente discordantes aparecen unos sedimentos rojos formados por limos y arcillas con intercalaciones de calizas detríticas en las que se registran procesos edáficos de marmorización y a los que se ha asignado una edad Plio-Cuaternario. Actualmente estos materiales están desconectados del resto de la cuenca y forman la superficie más alta de la misma, en el paraje de Los Ardales. Esta superficie correspondería al momento en el que se produce la colmatación de la cuenca neógena de Caravaca y a partir de entonces se inicia el encajamiento y sedimentación de los diferentes sistemas de abanicos aluviales, del Pleistoceno inferior, procedentes de los relieves jurásicos del norte (Sierra de Mojantes y cuerda de la Serrata) y del noroeste.

Durante el Pleistoceno medio, algunos autores como SANZ DE GALDEANO y VERA (1992) citan, dentro del contexto geodinámico general en el que se encuentra la cuenca de Caravaca, una fase de reestructuración en la que se originarían áreas levantadas y otras en las que predominaría la subsidencia. Así, la activación de la dirección N 20 E produce la elevación de la parte central de la cuenca, lo que hace que los sectores norte y sur de la misma queden definitivamente desconectados, formando dos cuencas hidrográficas diferentes, Argos y Quípar, situación que se mantiene hasta la actualidad. También SILVA (1994) identifica en este período 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.

En el Pleistoceno superior, debido a esta desconexión, la evolución de la zona norte y de la zona sur se desarrolla de forma absolutamente diferente. Durante este período, en la zona norte se consolida la reorganización del drenaje que ya fue iniciada en la fase anterior y la sedimentación tiene lugar en casi todos los frentes montañosos. En la zona sur la sedimentación queda circunscrita al sector norte de la Hoja de Zarcilla de Ramos y sur de la Hoja de Caravaca de la Cruz, es decir al frente meridional de la Sierra de Mojantes y de la cuerda de la Serrata y a ambos márgenes del río Quípar. Se trata de abanicos aluviales que se encajan en los del Pleistoceno medio lo que podría indicar un aminoramiento de la actividad de las fallas N 20 E que hasta entonces había originado una superposición de depósitos en la margen izquierda del río Quípar.

En este mismo período siguen los procesos de encajamiento del río Argos, marcando la evolución de la cuenca en este sector norte. En un momento determinado, el encajamiento de dicho río se produjo a gran velocidad, como podría deducirse de los fuertes escalones que presentan los cauces de la margen izquierda en su perfil longitudinal. Este proceso también

estaría acelerado por la presencia de materiales poco competentes, margas del Cretácico, en el fondo de la depresión.

Por lo que se refiere al río Quípar que representa la parte sur de la cuenca de Caravaca, está desconectado del nivel de base fundamental, predominando los procesos de encajamiento sobre los sedimentarios. Pero este encajamiento no es tan acusado como el que se produce en el río Argos, por lo que es probable que el río Quípar no haya estado conectado realmente a un nivel de base regional hasta época muy reciente.

Ya en el Holoceno y paralelamente a la evolución de los principales ríos, en la cuenca de Caravaca, también se produce erosión en los relieves y son los tributarios los que desarrollan esta labor mediante procesos de incisión lineal, retroceso de cabeceras, acarcavamientos, escarpes, etc.

También en el Holoceno, e incluso en la actualidad, los movimientos de ladera dejan su impronta en el relieve, siendo los coluviones y las caídas de bloques los reflejos más visibles, produciendo ligeras modificaciones en la forma en las vertientes y contribuyendo al modelado del relieve local.

3.5. PROCESOS ACTIVOS

La actividad reciente acaecida en el sector de la cuenca de Caravaca y concretamente en la Hoja de Zarcilla de Ramos está representada en la cartografía de "Procesos Activos". En ella se muestra tanto la naturaleza como la intensidad de los diferentes procesos, ya sean endógenos o exógenos. Ahora bien, la morfogénesis actual está determinada mayoritariamente por la tendencia semiárida del clima regional y por los procesos geotectónicos, estos últimos 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 N170-150° E (MONTENAT *et al.*, 1987).

Los movimientos neotectónicos han controlado de forma primordial la evolución del relieve en épocas recientes, como ya se ha descrito en el apartado anterior. Uno de los rasgos más característicos en la Hoja es la presencia del gran Accidente de Cádiz-Alicante, también conocido como falla de Crevillente y que según diferentes autores funcionó de forma dextra hasta

comienzos del Plioceno y, a partir de ese momento, como consecuencia de la rotación del campo de esfuerzos, funcionó de forma senestra en algunos sectores (SANZ DE GALDEANO, 1983). De hecho BAENA *et al.*, (1994) cita movimientos senestros de este accidente en las proximidades de Coy.

La relación entre morfología y tectónica, es fácil determinar con el análisis de las tres direcciones dominantes de la tectónica regional:

- N40-70E. Es la dirección predominante en casi todos los elementos considerados, y está claramente relacionada con la actividad del Accidente de Cádiz-Alicante que conforma el borde sur de la cuenca y con el accidente situado al norte del mismo, al que discurre subparalelo, y que divide la cuenca en dos partes bien diferenciadas. La dispersión de direcciones se debe a que estos accidentes no se limitan a una única fractura como ya han apuntado algunos autores (VAN DE FLIERT *et al.*, 1980; SANZ DE GALDEANO, 1983; DE SMET, 1984 y HERMES, 1985). Este grupo se manifiesta principalmente en las alineaciones de la red de drenaje, como algunos tramos de los ríos Argos, Quípar y rambla Tarragoya, entre otros, y en fracturas concretas que tienen un reflejo morfológico como las que se observan en el cuadrante noreste de la Hoja.
- N80-90E. Corresponde a muchos de los frentes montañosos que presentan desarrollo de abanicos aluviales. Estas direcciones también son visibles en la red de drenaje, sobre todo en los cauces que discurren hacia el este.
- N130-150E. No son los más significativos, pero están bien representados en la red de drenaje, más frecuentemente en el área de la Cuenca que en los relieves.

Por otra parte, en este sector existe una cierta actividad diapírica asociada al funcionamiento de las grandes fallas. El material diapírico, generalmente triásico reactiva su movimiento por la presencia de fallas más recientes. Tal sucede en la cuenca de la rambla Tarragoya, donde el triás del basamento afecta a los materiales pliocenos, incluso cuaternarios antiguos, en el paraje de casa Nueva, donde confluyen la rambla Tarragoya y el Barranco de la Junquera (BAENA *et al.*, 1994). En esta cuenca, RODRIGUEZ ESTRELLA (1983), mediante estudios geoelectrónicos para aguas, detecta numerosos fenómenos de halocinesis en relación con la tectónica reciente.

Existen además un conjunto de formas y anomalías geomorfológicas que se registran en esta región y que son indicadoras de actividad geotectónica. Entre ellas están los **escarpes de falla**, sometidos a la erosión desde el momento en que se generan y por tanto su grado de conservación disminuye a medida que el tiempo transcurre. Los más significativos son los que se registran en la superficie de Los Ardales, en la que los escalones topográficos corresponden claramente a fallas normales, pero no es posible observar los escarpes debido a la degradación temporal y a la naturaleza de los sedimentos sobre los que se desarrolla.

En relación con la red de drenaje, se pueden observar también algunos rasgos sospechosos de su adaptación a la tectónica, como son: **linealidad de los cauces, encajamientos anómalos, inflexiones y valles colgados**. A excepción de la linealidad de los cursos de agua, el resto son poco representativos en esta Hoja.



Figura 26. Mesa de Los Ardales, muy suavemente escalonada hacia el suroeste por fallas verticales. El tiempo ha suavizado los pequeños escarpes

3.5.2. Sismicidad

La sismicidad de la Región de Murcia se enmarca en el área sísmica del sureste peninsular que se extiende, por el sur, hasta la zona del Magreb, en el norte de África. La actividad sísmica de esta zona está relacionada con los procesos cinemáticos 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 MARTINEZ 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 (MARTINEZ SOLARES y HERRAIZ, 1986), La tasa anual de terremotos con $I \geq V$ es doble en Murcia que el resto de la Península.

Concretamente en la Hoja de Zarcilla de Ramos, como se indica en el esquema, pertenece a una zona de la sismicidad alta, donde la intensidad máxima, para un periodo de retorno de 500 años, es de VII, sin embargo no existen epicentros localizados dentro del área representada por la Hoja. El terremoto más cercano registrado se localiza en la pequeña localidad de Singla en la contigua Hoja, por el norte, de Caravaca de la Cruz, con una magnitud igual o mayor a 3.

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 Zarcilla de Ramos existen movimientos sísmicos, al igual que en toda la provincia de Murcia, pero no existen datos de terremotos importantes por lo que existe mayor dificultad en relacionarlos con algún accidente. Sin embargo, en el “Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de Murcia”, la Falla de Crevillente y la de la rambla Tarragoya-río Quípar son considerada como accidentes sismotectónicos de tercer orden.

3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera

Además de los tectónicos, existen otros procesos que también tienen funcionamiento en tiempos recientes, incluso en la actualidad. Entre ellos están los procesos de ladera, originados generalmente a lo largo de los frentes montañosos y al pie de algunos relieves estructurales. Se observan algunas caídas de bloques, por debajo de algunos escarpes, pero de escasa o nula importancia, a nivel cartográfico. En la mitad norte de la Hoja es completamente normal que no se den mucho este tipo de procesos pues el relieve es bastante suave y en la mitad sur, aunque la topografía es más accidentada, son los procesos de erosión fluvial los que acaparan toda la actividad. No obstante, en un futuro podrían darse algunos movimientos gravitatorios, pero de muy baja intensidad.

Los únicos depósitos que dan cuenta de la existencia de movimientos de ladera son los coluviones, pero por sus características pueden asignarse a etapas anteriores como el Pleistoceno superior y el Holoceno.

Finalmente, por lo que se refiere a la peligrosidad de estos movimientos, en el “Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad de Murcia”, asigna este sector a una peligrosidad baja, definiéndola como “zonas con pendientes suaves y movimientos de ladera de poca magnitud, con escasa posibilidad de ocurrencia de nuevos movimientos.

3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación

Los procesos de inundación y sedimentación no destacan especialmente en esta región puesto que las mayores inundaciones, dentro de la Comunidad de Murcia se dan en la Vega Baja del Segura, de lo cual hay abundante información, ya desde la Edad Media. Sin embargo, en la Hoja de Zarcilla de Ramos no son muy frecuentes, aunque hay que considerar un cierto grado de vulnerabilidad en el valle de la rambla Tarragoya y en algunos fondos de valle de

la mitad sur de la Hoja, rambla Mayor y barranco de las Salinas que, en épocas de grandes lluvias, pueden funcionar ocasionalmente 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 el la ocupación humana, pero en este sector no existe ese peligro puesto que se trata de una zona muy poco habitada, con núcleos de población pequeños que en su mayoría no pasan de ser aldeas.

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 mitad sur de la Hoja y en algunos sectores de la mitad norte, donde los materiales margo-arenosos del Terciario y un clima semiárido facilitan esta actividad.

El mayor paisaje erosivo se encuentra al norte de la rambla Mayor, donde existe una zona de cabecera y un cambio de cuenca, puesto que los cursos de agua que aquí nacen, como las ramblas Mayor y Salada, se dirigen hacia el sur, para desembocar en el Guadalentín, a la altura de Lorca. La densidad de cauces, en este sector es muy acusada, dando un relieve de aristas y barrancos, de cierta extensión. En algunas ramblas, como la de Peñarubia, se pueden observar algunos buenos ejemplos de cárcavas.

Por lo que se refiere a los procesos relacionados con determinadas litologías, sólo cabe destacar el techo de la mesa de Los Ardales, en los que se han producido encostramientos y marmorizaciones.



Figura 27. Huellas de los procesos de incisión lineal en los relieves próximos a Don Gonzalo, al sureste de la Hoja

Finalmente hay que añadir que a la vista de los procesos anteriormente descritos, tanto su intensidad, extensión, ubicación, etc., como la influencia del clima reinante en la región, no se suponen cambios importantes en el relieve local, al menos en un futuro inmediato.

4. TECTÓNICA

La región abarcada por la Hoja de Zarcilla de Ramos, según numerosos autores (HERMES, 1978, 1984, 1985; VAN DE FLIERT *et al.*, 1980; SMET, 1984 a y b) comprende un área afectada por la Falla de Crevillente o Accidente Cádiz-Alicante (SANZ DE GALDEANO, 1983, 2008). Este accidente tectónico se ha definido como una falla de salto en dirección dextrorsa, con una dirección media N70° 75°E, que corta oblicuamente varios dominios geológicos de la Cordillera Bética, especialmente el Subbético, como sucede en la región considerada, aunque más hacia el este coincide con el contacto entre las Zonas Externas Béticas y el Bloque de Alborán. NIETO y REY (2004) estimaron que el desplazamiento asociado a dicho accidente tectónico tiene valores comprendidos entre 80 y 100 km. Recientemente, SANZ DE GALDEANO (2008) ha mostrado que esta estructura debe cortar a zonas profundas de la corteza.

En la parte norte de la Hoja de Zarcilla de Ramos afloran materiales que han sido atribuidos al Subbético Externo (terminación de la Sierra de la Serrata, parte meridional de la Sierra de la Encarnación). Estos afloramientos constituyen el sustrato de la cuenca neógena de Caravaca que por el sur está limitada por los afloramientos de la unidad cartográfica 33 (Unidad Complejo de Yesos) en cuyo seno pueden observarse bloques de materiales de edades muy diferentes y de dominios paleogeográficos variados (Subbético Externo, Medio e Interno). Por el sur, el afloramiento de la unidad cartográfica 33 está limitado por la Sierra del Almirez, que ha sido atribuida al Subbético Interno. Faltarían, por tanto, los afloramientos correspondientes al Subbético Medio, estando únicamente representado este dominio paleogeográfico por algunos bloques embebidos en la Unidad Complejo de Yesos.

La Unidad Complejo de Yesos podría ser definida como una mega-brecha (SMET, 1984 a y b; PÉREZ-VALERA, 2005) donde habría bloques de carbonatos del Trías (cerro del Sordo, Guadaperos, Mingrano, Madroñeras), Jurásicos atribuidos al Subbético Externo (El Carro y los afloramientos del Rojo), asignados al Subbético Medio (Jarosa, Majar Hondo, Don Gonzalo), pertenecientes al Subbético Interno (Tornajo, Marrajo), Cretácicos (Gasón) o Paleógenos (Sierra del Melgoso). Además de estos bloques de dimensiones kilométricas hay otros de tamaño menor, hasta centimétricos. A estos hay que añadir numerosos bloques de rocas ofíticas de dimensiones muy variables también. Todos ellos se encuentran embebidos en una matriz arcillo-yesífera de origen triásico, fuertemente deformada. Uno de los primeros fenómenos que llama la atención es que los contactos entre los bloques y la matriz son por medio de fallas que muestran buzamientos mayores a 60°, incluso llegan a ser verticales. Generalmente son fallas que muestran cambios laterales de dirección, que suelen coincidir con los cambios en el buzamiento. En relación con estos contactos, la matriz muestra una fuerte deformación que llega incluso a la homogeneización tectónica, desarrollándose milonitas.

Como se ha indicado con anterioridad, el rango de tamaños de los bloques tectónicos va desde la escala centimétrica a la kilométrica. El número de bloques gradualmente disminuye con el aumento de su tamaño. En cartografía, la forma de los bloques varía entre equidimensionales (por ejemplo Tornajo, Marrajo, cerro del Sordo) y elongados (Sierra del Melgoso, Loma Quemada, bloque de la Casa de Don Pedro), estos últimos con una razón longitud / anchura de 5/1. El tamaño y la forma de los bloques tectónicos están íntimamente relacionados con las propiedades reológicas de las secuencias estratigráficas que los componen. Así, bloques constituidos por secuencias estratigráficas potentes, de rocas competentes (calizas, dolomías), sin intercalaciones margosas, tendrán geometrías equidimensionales (Tornajo, Carro, cerro del Sordo, Marrajo, cerro Guadaperos, por ejemplo). Cuando el bloque está constituido por secuencias estratigráficas potentes, pero donde hay alternancias de calizas y margas, los bloques son alargados (por ejemplo la Sierra del Melgoso).

En planta, los ejes mayores de los bloques muestran orientaciones comprendidas entre N45°E y N75°E, es decir, son subparalelos al eje de la banda formada por la Unidad Complejo de Yesos, o bien forman un pequeño ángulo con dicho eje. La estructura interna de los bloques es un reflejo de su forma y orientación. La estratificación, los planos axiales de los pliegues y las

fallas que los limitan se disponen subparalelos a los ejes de los bloques. En algunos bloques (por ejemplo en la Sierra de la Pinosa) la estratificación y los ejes de los pliegues muestran curvaturas subparalelas a la del bloque. Estos datos indican que su deformación interna se originó con posterioridad a la génesis de ellos y después de que fueran englobados en la matriz arcillo-yesífera. No obstante, las fallas que limitan los bloques pueden llegar a cortar las estructuras internas de los mismos, lo que se interpreta como que las fallas y la formación de los bloques continuó después de la deformación interna.



Figura 28. Cabalgamiento de la Unidad Complejo de Yesos, unidad cartográfica (33), sobre la Formación Capas Rojas, unidad cartográfica (25). Rambla del Cantar

En el área de Las Cumbres, situada en la vertiente norte de la rambla Mayor, se ha observado el contacto septentrional entre la Unidad Complejo de Yesos y la Formación Capas Rojas. Se trata de una superficie de cabalgamiento hacia el norte que dispone la primera de estas unidades sobre la Formación Capas Rojas. Por otro lado, en el área de la rambla del Cantar se observa que la unidad cartográfica 33 cabalga hacia el sur a la Formación Capas Rojas y a la unidad cartográfica 28 (margas y calcarenitas arenosas del Eoceno medio-Mioceno inferior). A menor escala, puede observarse un patrón similar en el área del cortijo de cueva Torrente. En este afloramiento puede observarse como la unidad cartográfica 33 (Unidad Complejo de Yesos) muestra una estructura en flor positiva de tamaño métrico. En la parte central de esta estructura los niveles de brechas de matriz arcillo-yesífera se disponen con una dirección N110°E y verticalmente. Desplazándose en sentido N170°E, puede observarse como esos niveles van cambiando su buzamiento, hasta alcanzar valores de 30° de buzamiento hacia el sur. Desplazándose hacia N340°E, es visible el cambio de buzamiento de estos materiales, hasta alcanzar valores de 50° hacia el norte.



Figura 29. Panorámica del área de las Cumbres. Posición relativa de la Unidad Complejo de Yesos (**33**), Formación Capas Rojas (**25**), margas y calcarenitas arenosas (**28**) y conglomerados, arenas y arcillas (**41**)

En cuanto a los materiales de la cuenca neógena de Caravaca, en el área de la Sierra de Campo Coy se disponen discordantes sobre los materiales de la unidad cartográfica 33, Unidad Complejo de Yesos. En las inmediaciones de este rasgo orográfico presentan un buzamiento comprendido entre 30° y 35° con componente noroeste, que se va suavizando, hasta hacerse horizontal conforme se consideran afloramientos más alejados de esa Sierra. No obstante, en áreas alejadas, por ejemplo en la rambla del Tornajuelo es posible observar algunos pliegues anticlinales, muy abiertos y discordancias intraformacionales en los materiales de la unidad cartográfica 41. Estos rasgos nos indican que, con posterioridad a la principal fase de deformación, la actividad tectónica continuó, afectando a los materiales del Mioceno superior y del Plioceno.

5. ROCAS ÍGNEAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

Las rocas ígneas más abundantes en esta Hoja son las **ofitas** (unidad cartográfica 34), que aparecen como bloques en el seno de la Unidad Complejo de Yesos. A partir de los datos de BAENA (1974) y de MORATA (1993) se puede concluir que la mineralogía principal de estas rocas está constituida por plagioclasas, clinopiroxeno y actinolitas. Esto permite clasificarlas como ofitas del grupo 1 de MORATA (1993). En cuanto a la mineralogía accesorio, estos autores indican que se caracteriza por la presencia de prehnita, sericita, epidota, apatito, feldespato potásico, esfena, minerales metálicos (magnetita e ilmenita) y carbonatos. Como minerales secundarios hay que mostrar la presencia de sericita, saussurita, y clorita.

La textura predominante es porfídica de grano fino a medio, con una matriz subofítica de grano fino. Como rasgo textural más llamativo destaca la presencia de cristales tabulares de plagioclase, con una importante alteración a saussurita. La prehnita aparece en agregados radiales ocupando huecos. Los minerales metálicos se disponen diseminados. Los carbonatos, escasos, aparecen como cristales de pequeño tamaño que ocupan, en estadios tardíos, huecos que quedan entre los minerales principales.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante este intervalo de tiempo, en la región considerada se produjo la sedimentación, en medios marinos epicontinentales, de los carbonatos de la Formación Cehegín (unidades cartográficas 1 y 2). En ellos habría momentos de influencia continental, como lo muestra la presencia de areniscas intercaladas en la unidad cartográfica 1. Según PÉREZ-VALERA (2005), los materiales de la Formación Cehegín se depositaron en áreas subsidentes y con un importante espacio de acomodación.

Durante el Hettangiense-Sinemuriense se desarrolló una amplia plataforma carbonatada, muy somera, donde existieron abundantes praderas de algas en contextos inter- a sub-mareales. Estos materiales son el reflejo de la transgresión con la que se inició el Jurásico. Estas condiciones fueron alteradas durante el Sinemuriense, de manera que el bloque del Tornajo quedó configurado como un área emergida con desarrollo de paleokarst y de materiales bauxíticos. Por otro lado, bloques como Don Gonzalo (atribuido al Subbético Medio), quedaron configurados como áreas más subsidentes y sometidas a unas condiciones de plataforma distal, con alguna influencia hemipelágica, lo que favoreció el desarrollo de las calizas con sílex. Por último, el Marrajo (Subbético Interno) quedó configurado como una plataforma externa, donde se desarrollarían cuerpos sedimentarios similares a arrecifes, pero contruidos por los *lithiotis* (de tipo *Lithiopera*). En medios de "lagoon", poco energéticos, proliferarían los *lithiotis* de tipo *Gervilleiopera*.

Durante el Carixiense se produciría la ruptura de dicha plataforma. Este evento ha sido relacionado con el inicio de la etapa "sin-rift" de la evolución del paleomargen sudibérico (VERA, 2001; RUIZ-ORTIZ *et al.*, 2004; entre otros). Esto supuso la diferenciación entre Prebético y Subbético, la compartimentación en surcos y umbrales de este último, así como la implantación de unas condiciones sedimentarias pelágicas en todo el Dominio Subbético.

En el Dominio Subbético no se tienen evidencias de sedimentación hasta el Bajociense, aunque en el Tornajo, no se reanuda la sedimentación hasta el Calloviense. En los bloques del cerro de El Carro (Subbético Externo), Don Gonzalo (Subbético Medio) y del Marrajo (Subbético Interno), se depositaron facies de calizas con sílex, propias de medios hemipelágicos, que puntualmente pudieron estar afectadas por olas de tormentas. En el Almiraz, la sedimentación fue de calizas oolíticas, propias de plataformas carbonatadas someras con aguas agitadas.

Posiblemente en el Bathoniense superior hubo un nuevo evento tectónico que modificó las condiciones sedimentarias en toda la cuenca subbética (REY, 1993; VERA, 2001; VERA *et al.*, 2004; entre otros). Así, los afloramientos atribuidos al Subbético Externo quedaron configurados como umbrales pelágicos con tasas de sedimentación muy bajas, en los que se depositaron las calizas nodulosas de la Formación *Ammonitico Rosso* Superior, cuya sedimentación se inició posiblemente al final del Bathoniense o durante el Calloviense. Condiciones similares se desarrollarían en los bloques atribuidos al Subbético Medio, aunque posiblemente algo más subsidentes. En el Tornajo (Subbético Interno) aún no hay registro sedimentario, que se inició

en el Calloviense. Por último, en el área del Almiraz, el evento tectónico en cuestión, daría lugar a la emersión de este bloque, con el desarrollo de paleokarst. En el Calloviense parece que se produjo la reimplantación de la sedimentación en todo el Dominio Subbético, con el desarrollo de las facies *Ammonítico Rosso* (Formación *Ammonítico Rosso* Superior, unidades cartográficas 6, 11, 17 y 21), propias de umbrales pelágicos poco subsidentes y con tasas de sedimentación muy bajas (REY, 1993; VERA, 2001; VERA *et al.*, 2004). Estas condiciones sedimentarias perduraron hasta el Tithónico (Cerro de Don Gonzalo, Subbético Medio) o el Berriasiense inferior. No obstante, en el Tornajo, a partir del Kimmeridgiense y hasta el Berriasiense inferior, se implantaron unas condiciones de umbral pelágico algo más subsidente y con mayor tasa de sedimentación, lo que no favorecería el desarrollo de las facies ammonítico rosso, que fueron reemplazadas por las calizas margosas con oolitos pelágicos. Otra particularidad de este intervalo temporal es que en el Almiraz, no hay registro de materiales del Kimmeridgiense, reanudándose la sedimentación en el Tithónico. Primero se desarrollaron facies ammonítico rosso, pero posteriormente se implantaron unas facies turbidíticas que serían el resultado de la inestabilidad de los sedimentos, que se depositaban sobre el paleokarst desarrollado en el techo de la Formación Camarena.

Durante el Berriasiense medio-Barremiense se homogeneizó la sedimentación en todo el Dominio Subbético, implantándose unas condiciones sedimentarias pelágicas en las que se formaron las alternancias de calizas margosas y margas.

De acuerdo con REY (1993), la paleogeografía de la cuenca cambió en el Barremiense terminal. Esta quedó compartimentada en cubetas confinadas limitadas por escarpes de fallas, lo que favoreció el estancamiento de las aguas. En una de estas cubetas se depositaron los materiales de la unidad cartográfica 23 (Formación Fardes), a la que llegarían flujos turbidíticos con oolitos abundantes, procedentes del desmantelamiento de la Formación Camarena, que afloraría a favor de paleofallas. Estas condiciones perduraron hasta el Cenomaniense inferior, al menos en la vertiente occidental de la Sierra del Almiraz, que es donde afloran los materiales atribuidos a la Formación Fardes.

A partir del Cenomaniense inferior se implantaron en la cuenca subbética unas condiciones pelágicas con aguas bien oxigenadas, en las que se depositaron los materiales de las formaciones Capas Blancas y Capas Rojas. Estas condiciones perduraron hasta el Maastrichtiense en áreas septentrionales (Sierra del Melgoso) y hasta el Eoceno medio en regiones más meridionales (Sierra de la Pinoso).

Según VERA (2000) durante el Paleoceno se inició la subducción de la corteza oceánica desarrollada entre el paleomargen sudibérico y la microplaca de Alborán. Como consecuencia, se desarrolló una importante inestabilidad tectónica que favoreció la génesis de flujos turbidíticos que alcanzaron partes distales de la cuenca subbética. En la región que se trata en esta memoria, esos flujos procedían del desmantelamiento de suelos ricos en *Microcodium*, lo que dio lugar a las calcarenitas de *Microcodium* de la unidad cartográfica 26. Durante el Eoceno la subducción progresó, de manera que en este intervalo de tiempo puede hablarse del inicio

de la colisión de la microplaca de Alborán con el margen sudibérico (VERA, 2000; VERA *et al.*, 2004). En el dominio subbético la sedimentación continuó siendo pelágica, con depósito de la Formación Capas Rojas, que lateralmente cambiaba a las facies calcareníticas de la unidad cartográfica 28. Estos últimos materiales pudieron depositarse en contextos de rampa hemipelágica, con posible influencia de olas de tormentas. Lateralmente estos materiales pasaban a flujos turbidíticos (unidad cartográfica 27).

Durante el Aquitaniense-Burdigaliense inferior continuó la sedimentación turbidítica en la cuenca, con materiales procedentes del desmantelamiento de plataformas carbonatadas (unidad cartográfica 30).

Según VERA (2000) hacia la mitad del Burdigaliense ocurrió una fase de deformación significativa que supuso el final de la sedimentación turbidítica en el margen sudibérico y el inicio de la sedimentación de las facies de "Albarizas". En la región considerada, durante este intervalo de tiempo tuvo lugar la sedimentación de las margas de la unidad cartográfica 31, que serían cronológicamente equivalentes a las facies de "Albarizas". No obstante, a la cuenca sedimentaria donde se estaban depositando estas margas llegarían importantes aportes calcareníticos, puntualmente muy distorsionados, que darían lugar a la unidad cartográfica 32. Simultáneamente se registra la etapa de mayor actividad tectónica de la Falla de Crevillente (SANZ DE GALDEANO, 2008), de forma que se generaría la unidad cartográfica 33 (Unidad Complejo de Yesos). En relación con esta etapa de intensa deformación es posible que buena parte del Subbético Medio quedara totalmente distorsionado y reducido a los bloques del área de la Jarosa y cerro de Don Gonzalo. También se verían afectados tanto el Subbético Externo como el Interno. Así, se incorporarían a la mega-brecha los bloques de El Carro y Los Royos (ambos del Subbético Externo) y los del Tornajo y Marrajo (del Subbético Interno). La Unidad del Almiraz constituiría el autóctono relativo meridional de esta falla.

Durante el Tortoniense inferior, la Cordillera Bética quedó parcialmente estructurada (VERA, 2000; VERA *et al.*, 2004), individualizándose las cuencas post orogénicas intramontañosas, como la de Caravaca.

El borde meridional de esta cuenca está configurado por los materiales altamente deformados de la Unidad Complejo de Yesos, mientras que los bordes oriental y septentrional (parcialmente aflorantes en esta Hoja) están constituidos por carbonatos jurásicos y cretácicos atribuidos al Subbético Externo.

Los primeros depósitos en esta cuenca postorogénica son unas areniscas, margas y conglomerados de origen marino, datados como Tortoniense superior. Por la naturaleza de los cantos de los conglomerados, parecen proceder del desmantelamiento de los relieves circundantes recién creados. De acuerdo con VERA (2000), durante el Messiniense, tuvieron lugar cambios paleogeográficos importantes, de forma que gran parte de la Cordillera quedó emergida. Así, muchas cuencas postorogénicas quedarían desconectadas del mar y configuradas como mares someros con una importante evaporación, lo que daría lugar a la sedimentación de

rocas evaporíticas, representadas en la cuenca de Caravaca por la unidad cartográfica 38 (yesos masivos). No obstante, durante este intervalo de tiempo, la inestabilidad tectónica continuaría, deformándose especialmente el borde sur de la cuenca, lo que favorecería que, a partir de yesos previos, se formaran flujos turbidíticos que dieran lugar a los yesos laminados de la unidad 39.

Durante todo el Plioceno la cuenca, configurada como continental, pasaría por varios estadios lacustres palustres, posiblemente relacionados con la evolución de abanicos aluviales, que en determinados momentos llegarían a coalescer y a favorecer el represamiento de las aguas, con la consiguiente formación de medios lacustres y palustres.

Ya en el Plioceno medio, hay una fase de reestructuración geodinámica en la cuenca que se manifiesta por la entrada de sedimentos conglomeráticos desde el norte y noroeste llegando incluso a fosilizar al Mioceno superior.

En el Plioceno superior se produce un basculamiento en la zona sur de la cuenca que reactiva los accidentes que limitan los frentes montañosos con una importante producción de sedimentos. Es entonces cuando se diferencia la Cuenca del Quípar, que aparece en la Hoja de Zarcilla de Ramos.

Sobre el Plioceno superior y ligeramente discordantes se sitúan depósitos de edad plio-cuaternaria, que actualmente están desconectados del resto de la cuenca y forman la superficie más alta de la misma, en el paraje de Los Ardales. Esta superficie corresponde al momento de colmatación de la cuenca neógena de Caravaca y es a partir de entonces, cuando se inicia el encajamiento y sedimentación de los diferentes sistemas de abanicos aluviales.

Durante el Pleistoceno medio se cita, dentro de un contexto geodinámico general, una fase de reestructuración en la que se originarían áreas levantadas y otras en las que predominaría la subsidencia dando lugar a dos cuencas hidrográficas diferentes, Argos y Quípar, situación que se mantiene hasta la actualidad.

En el Pleistoceno superior, en la zona sur la sedimentación queda circunscrita al frente meridional de la Sierra de Mojantes y de la Cuerda de la Serrata y a ambos márgenes del río Quípar, desconectado del nivel de base fundamental, predominando los procesos de encajamiento sobre los sedimentarios.

Ya en el Holoceno y paralelamente a la evolución de los principales ríos, también se produce erosión en los relieves y son los tributarios los que desarrollan esta labor mediante procesos de incisión lineal, retroceso de cabeceras, acarcavamientos, escarpes, etc.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES. INDICIOS MINEROS

En la Hoja de Zarcilla de Ramos son abundantes las canteras de rocas ornamentales que explotan las calizas oolíticas de la Formación Camarena (unidad cartográfica 20). Estas se concentran especialmente en la Sierra del Almirez y en algunos de los bloques de mayor tamaño de estas calizas dispuestos en la vertiente occidental de la Sierra (explotaciones 1 a 9 de la Tabla 1).

En cuanto a los indicios mineros cabe resaltar que se encuentran en relación con las ofitas o con los materiales carbonatados del Ladiniense (números 11 a 17 de la Tabla 1). En ningún caso se han observado labores mineras encaminadas a la explotación de estos indicios, aunque sí se han detectado algunas calicatas antiguas.

Nº	X (UTM)	Y (UTM)	MATERIALES QUE SE EXPLOTAN	UTILIDAD
1	591180	4189340	Calizas oolíticas (Formación Camarena)	R. ornamentales
2	592380	4192600	Calizas oolíticas (Formación Camarena)	R. ornamentales
3	593800	4190900	Calizas oolíticas (Formación Camarena)	R. ornamentales
4	593800	4190900	Calizas oolíticas (Formación Camarena)	R. ornamentales
5	593900	4191420	Calizas oolíticas (Formación Camarena)	R. ornamentales
6	593920	4188180	Calizas oolíticas (Formación Camarena)	R. ornamentales
7	593940	4188800	Calizas oolíticas (Formación Camarena)	R. ornamentales
8	594000	4191000	Calizas oolíticas (Formación Camarena)	R. ornamentales
9	594300	4191720	Calizas oolíticas (Formación Camarena)	R. ornamentales
10	591300	4196800	Arcillas, yesos margas. Triásico	Sal común
11	591600	4193900	Dolomías brechoides. Triásico	Galena
12	595600	4189500	Dolomías brechoides. Triásico	Galena, calcita, dolomita
13	596700	4194800	Dolomías brechoides de grano fino. Triásico	Galena, fluorita, pirita
14	597000	4191200	Dolomías brechoides. Triásico	Galena, pirita, cerusita
15	598200	4192750	Margas, arcillas, areniscas, calizas, yesos, ofitas. Triásico	Magnetita, hematites
16	600000	4192600	Dolomías brechoides y tableadas. Triásico	Galena, fluorita, pirita
17	600100	4190000	Dolomías, arcillas, yesos. Triásico	Galena, calcita, cuarzo

Tabla 1. Recursos minerales y rocas ornamentales en la Hoja 931

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas

La Hoja de Zarcilla de Ramos 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 río 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 km², 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 1.000 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 18° C en el Campo de Cartagena y Vegas Media y Baja del río Segura y 10° 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 río 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 efimeros o intermitentes. La producción fundamental de recursos hídricos se concentra, por tanto, en la cabecera de la cuenca (río Mundo y curso alto del 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.

El medio físico-natural de la Hoja de Zarcilla de Ramos presenta una altitud media en torno a 810 metros. El relieve es accidentado, con Sierras de litología carbonática y margosa, orientadas en dirección SO-NE, cortadas transversalmente por valles de fondo plano, sobre todo en

la parte meridional y oriental. Las cotas más altas se localizan en el tercio meridional, como Calares de Leria (1.333 m), Tello (1.242 m) y el Cerro del Sordo (1.112 m); otras elevaciones son el Cerro del Ahorcado (1.128 m) y Cerro del Carro (1.264 m). Las menores alturas se sitúan en el cauce del río Turrilla, cerca la localidad de Zarcilla de Ramos, donde la cota desciende hasta 650 m.

La orografía de la zona condiciona las características climáticas, de modo que los valores de temperatura media anual se sitúan entre 11° C y 16° C, dependiendo de la altitud. La oscilación térmica es considerable, con inviernos suaves (2° C -10° C) y veranos templados (20°C -26°C). Las precipitaciones medias presentan valores anuales entre 400 mm y 500 mm, mayores en las partes altas de las Sierras, distribuidas en primavera, otoño e invierno en un 88% y con un marcado carácter torrencial. La evapotranspiración oscila entre 650 y 800 mm/año. Estas características imprimen un déficit hídrico en esta Hoja y serían las correspondientes a un clima estepario seco, de acuerdo con la clasificación de Köppen (GEIGER, 1970; LÓPEZ GÓMEZ, 1987). Según el Mapa de Cultivos y Aprovechamientos (MMA, 1982), el clima de esta zona es de tipo Mediterráneo seco.

Al igual que en el resto del sureste 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).

La vegetación la constituye el pino carrasco en las laderas y cumbres de las montañas, mientras que los arbustos y el arbolado de gran porte forman la vegetación de ribera, además de plantaciones locales de olivos y frutales.

El territorio más septentrional de esta Hoja está dominado por la cuenca del río Quípar, que es uno de los afluentes de mayor longitud del río Segura y de caudal continuo, y por las ramblas de la Junquera y Tarragoya, de caudales efímeros. La mitad sur de la Hoja está ocupada por las cuencas del río Turrilla y su principal afluente, la rambla Mayor. Este río, que nace por la confluencia de varias ramblas procedentes de las Sierras de **Burete** y Lavia, aparece seco en gran parte de su curso y desemboca en el **Guadalentín** en la zona del embalse de Puentes, después de cruzar de norte a sur las **Tierras Altas de Lorca**. Otros cauces de cierta entidad son las ramblas Salada y del Cantar. El resto son barrancos cortos y de gran pendiente, sin un caudal continuado. Todos estos cauces tienen una respuesta hidrológica muy irregular y están condicionados directamente por los aguaceros sobre sus cuencas vertientes.

7.2.2. Características hidrogeológicas

La cuenca del río 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.s. 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 hidrogeológi-

cas, 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 hm³/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 hm³/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 hm³/año, sus aportaciones anuales han sido muy variables y en pocas ocasiones han superado los 400 hm³/año. De acuerdo con el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997), en una situación hidrológica media y contando con los 600 hm³/año procedentes de la primera fase del trasvase Tajo-Segura, el déficit actual es de 460 hm³/año. Del total del déficit, 250 hm³/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 30, tomada del Mapa de Masas de Agua Subterránea (MMA 2005), se refleja la distribución geográfica de las masas de agua en el ámbito del Proyecto de actualización y revisión geológica de la Región de Murcia. De acuerdo con esta delimitación, en más del 50% de la superficie de la Hoja no existen acuíferos definidos y la única MASb incluida casi en su totalidad dentro de esta Hoja es la 070.038 Alto Quípar (U.H. 07.20). El resto de las masas que aparecen en esta zona se limita a una mínima representación del extremo más meridional de la 070.032 Caravaca (U.H. 07.17) y a una insignificante presencia de sectores muy reducidos de algunos acuíferos de las masas 070.043 Valdeinfierno (U.H. 07.26) y 070.039 Bullas (U.H. 07.21). En consecuencia, solo se describirá en esta memoria la primera, efectuándose la descripción del resto en las de las Hojas adyacentes.

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. Son más numerosos los que se encuentran relacionados con la masa de agua subterránea del Alto Quípar, mientras que sólo existen algunos en la de Bullas.

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORDUTM	COORDUTM	COTA	MUNICIPIO	NATURALEZA	PROF	USO	REDES OFICIALES
2437	1	0003	30	575820	4206129	1029	Caravaca de la Cruz	Pozo con sondeo		Regadío	
2437	1	0006	30	573833	4198518	1080	Caravaca de la Cruz	Manantial		Interés*	
2437	1	0007	30	573054	4198074	1090	Caravaca de la Cruz	Manantial			Calidad y nitratos
2437	1	0009	30	574706	4198310	1060	Caravaca de la Cruz	Manantial		Interés*	
2437	1	0011	30	576755	4198114	1035	Caravaca de la Cruz	Manantial		Interés*	
2437	1	0012	30	571819	4206131	1105	Caravaca de la Cruz	Sondeo		Regadío	
2437	1	0013	30	575019	4199808	1150	Caravaca de la Cruz	Sondeo	144	Abastecimiento	
2437	2	0001	30	583059	4198342	1077	Caravaca de la Cruz	Sondeo	106	Regadío y abast	
2437	2	0006	30	585442	4202274	898	Caravaca de la Cruz	Manantial		Abast e interés*	
2437	2	0011	30	585943	4202395	996	Caravaca de la Cruz	Manantial		Abast e interés*	
2437	2	0013	30	583161	4198642	990	Caravaca de la Cruz	Sondeo	125	Regadío y abast	
2437	4	0002	30	598774	4199614	800	Lorca	Manantial		Interés*	
2437	5	0001	30	576641	4196394	1100	Caravaca de la Cruz	Manantial		Regadío y abast	
2437	5	0002	30	572968	4193573	1120	Caravaca de la Cruz	Manantial		Regadío-interés*	
2437	5	0003	30	575231	4195155	1160	Caravaca de la Cruz	Manantial		Interés*	
2437	8	0002	30	599428	4194131	708	Lorca	Sondeo	200	Regadío	
2437	8	0004	30	600116	4192650	680	Lorca	Galería		Regadío	
2437	8	0006	30	598275	4190115	710	Lorca	Sondeo	230	Núcleo expl.	
2437	8	0011	30	597532	4194647	786	Lorca	Sondeo	150	Núcleo expl.	
* Punto de interés geológico, hidrogeológico o ambiental											

Tabla 2. Selección de Puntos de Agua

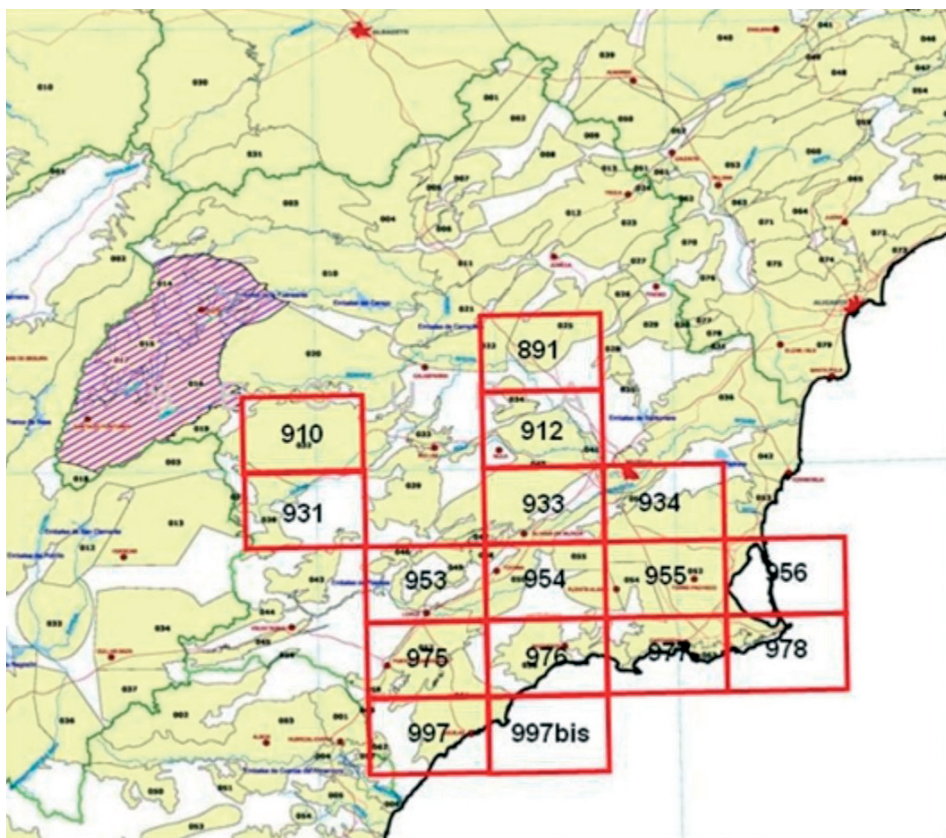


Figura 30. Masas de Agua Subterránea en la Cuenca del Segura. MMA (2005)

070. 038.- Alto Quípar (U. H. 07.20)

La masa de agua subterránea del Alto Quípar se localiza en la cuenca alta del río Quípar, al norte de la provincia de Almería y oeste de la Región de Murcia, en la margen derecha del río Segura, dentro de la Demarcación Hidrográfica del Segura. Ocupa una extensión de 181,4 km² que se reparte entre las provincias de Murcia (110,2 km²), Almería (70,4 km²) y Granada (0,8 km²). Aparece en una banda que atraviesa la Hoja de Zarquilla de Ramos (931) de norte a sur, con una anchura muy irregular, desde 14 km a 6,5 km. La mayor parte de su superficie, aproximadamente un 90%, está dentro de esta Hoja, y tan solo 2 pequeños acuíferos (El Moral y Los Hoyos) se ubican fuera de la misma.

Se caracteriza geomorfológicamente por su relieve montañoso carbonatado, con desarrollo de modelado kárstico, y laderas con fuerte pendiente. Los relieves más elevados y abruptos se

sitúan al sur, con cotas por encima de 1.300 msnm; el punto más bajo está en la rambla de la Junquera (1.000 msnm).

Desde el punto de vista geológico regional, los materiales que componen esta masa pertenecen al Subbético Externo, a las unidades terciarias pre y sin-orogénicas y a las unidades neógenas post-orogénicas. Las formaciones geológicas permeables están limitadas a zonas aisladas tectónicamente, que ocupan alrededor de 60 km², y que principalmente están constituidas por materiales carbonáticos del Jurásico inferior y del Terciario y por rocas detríticas Plio-cuaternarias. Los límites laterales de la masa están formados por arcillas y margas del Keuper y del Cretácico inferior (Subbético Interno, Unidad de Almirez), margas y arcillas del Mioceno y margas del Cretácico-Eoceno.

La MASb Alto Quípar está formada por varios acuíferos que son el resultado del emplazamiento tectónico de las Unidades Subbéticas (figura 31). Los materiales permeables son: calizas, dolomías, brechas y carniolas del Jurásico inferior, de alta permeabilidad (acuíferos de Moral, Carro y Espín), con espesores comprendidos entre 100 m (acuífero de Carro) y 280 m (acuífero de Espín); calizas, areniscas y calcarenitas del Mioceno, de permeabilidad media (acuíferos de Pocicas, Saltador, Moralejo, Tejericas y Oso), con potencia variable entre 80 y 100 m; calizas y areniscas del Cretácico-Eoceno (acuífero Los Hoyos) y conglomerados y arenas post-orogénicos depositados entre el Mioceno superior y el Cuaternario.

El acuífero del cerro del Moral constituye un isleo tectónico que descansa sobre los materiales arcillo-yesíferos del Trias. El contacto tectónico entre dichos materiales a veces está “fossilizado” por un piedemonte cuaternario, como ocurre en el norte y noreste.

El acuífero del cerro del Carro es un isleo tectónico que presenta sus estratos, en general, buzantes hacia el norte. Cabe destacar un cabalgamiento de vergencia norte en la serie monoclinal anteriormente citada y otros dos de vergencia suroeste en los alrededores de Royos. En esta pedanía se dan, asimismo, sendos anticlinales de dirección casi norte-sur.

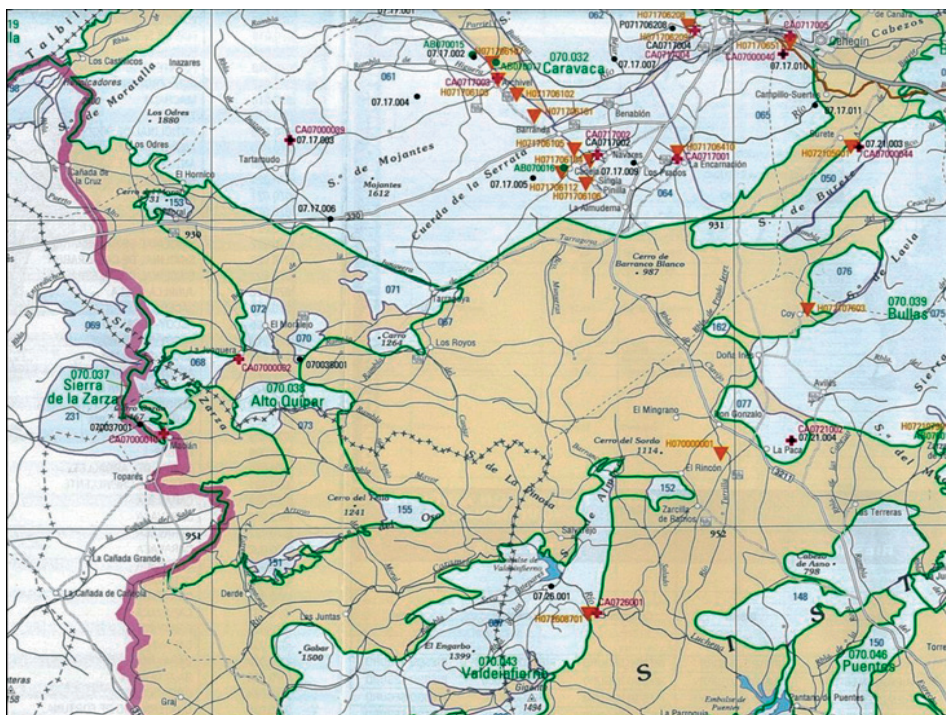


Figura 31. Acuíferos definidos en la MASb 070.038 Alto Quípar: 067 (Carro); 068 (Espín); 070 (Moralejo); 071 (Pocicas); 072 (El Saltador); 073 (Tejericas); 151 (Los Hoyos); 153 (El Moral) y 155 (Oso). Fuente, CHS (2007)

El acuífero de Espín está constituido por un máximo de 280 m de dolomías y calizas del Lías Subbético y también por conglomerados, gravas y arcillas del Cuaternario que se ponen en contacto con los materiales liásicos. El acuífero descansa sobre un impermeable compuesto por margas y margocalizas del Cretácico-Eoceno. La estructura del Puntal del Espín es la de un isleo tectónico liásico, con forma de sinclinal de dirección casi oeste-este, que descansa anormalmente sobre el Cretácico. Dentro de él se aprecia una cabalgamiento interliásico, de forma redondeada, que constituye en cierto modo otro isleo tectónico.

El acuífero de Pocicas está formado por calizas del Mioceno inferior-medio y por los conglomerados del Plioceno y gravas del Cuaternario. Las calizas reposan sobre las margas del Cretácico o del Triás, en el extremo occidental del acuífero, y los conglomerados descansan sobre las margas del Plioceno, en el extremo oriental. Los límites no están bien definidos, a excepción de la parte oeste, en la que el Cretácico margoso y el Triás constituyen unas claras barreras hidrogeológicas. Por el sur y sureste se ha tomado como límite la rambla de Tarra-goya, ya que en ella se dan las principales salidas del acuífero en el contacto entre con-glomerados y margas del Plioceno o entre calizas del Mioceno y arcillas del Triás. Por el norte y

noreste el límite se ha considerado coincidente con la rambla de la Junquera, ya que presenta una disposición bastante “lineal” y porque, al menos en su confluencia con la rambla de Tarragona, aparece un suave anticlinal en las margas del Plioceno que debe continuar a lo largo de la rambla de la Junquera.

El acuífero del Saltador tiene, a grandes rasgos, una estructura de sinclinal de dirección casi norte-sur, motivada por el diapirismo del Trías. El acuífero está formado por calizas del Mioceno inferior-medio, siendo el impermeable de base las arcillas del Mioceno inferior, así como las del Trías. Los conglomerados y arenas del Plioceno están conectados hidrogeológicamente con las calizas del Mioceno.

La estructura del acuífero Moralejo es muy similar a la del acuífero Saltador, sinclinal de dirección casi norte-sur, con la única diferencia de que aquí no reposa el Plioceno sobre el Mioceno inferior-medio, aunque éste aflore inmediatamente al norte.

El acuífero de Tejericas presenta unas características muy similares a los acuíferos del Saltador y Moralejo. Se trata, a grandes rasgos, de un sinclinal, pero de dirección oeste-este.

El acuífero de Sierra del Oso está formado por calizas del Mioceno solapadas por margas y areniscas, con estructura en varios pliegues de dirección este-oeste. El muro lo definen las margas del Cretácico.

El acuífero de los Hoyos, compuesto por unas calizas del Eoceno, presenta una estructura imbricada, con varios cabalgamientos que tienen su nivel de despegue en las margas y arcillas del Cretácico inferior.

La recarga se produce por infiltración directa de la precipitación en los afloramientos permeables, aunque también hay un aporte procedente de los cauces superficiales, como es el caso de la rambla de Tarragona (IGME-DGA, 2010). La descarga natural tiene lugar a través de los numerosos manantiales concentrados en el sector central de la masa, por la zona de la Fuente del Pino y a lo largo de los cauces de la rambla de la Junquera y la cañada de las Peñicas, antes de desembocar en el río Quípar. Algunos sondeos ubicados al norte y sur de la rambla de la Junquera también explotan los recursos hídricos.

A continuación se resumen los datos de balance de aquellos acuíferos de los que se dispone de información (IGME, 1982):

ACUÍFERO	RECARGA (hm ³ /año)	DESCARGA	CAUDAL (l/s) / COTA (m s.n.m.)
El Moral	0,15-0,17	Manantiales del Moral	5 / 1.150
El Carro	0,15	Fuente del Royo	3 / 1.020
Espin	0,25	Fuente de la Junquera	5-9 / 1.090
Pocicas	1,20 (incluye infiltración rambla Tarragoya)	Fuentes de Torre Alta Fuente Peñicas Bombeo en pozos	6-30 / 900 5 / 958
El Saltador	0,5	Manantiales del Carracal Molino de la Juncosa	0,5-3 / 1.080 4-20 / 1.060
Moralejo	0,25	Fuente del Estrecho	8 / 1.035
Tejericas	0,70-0,80	Fuente de la Capellania Fuente de Casa Mula Barranco de las Salinas	10 / 1.100 5 / 1.120 2-5 / 1.160

Según CHS (2007), la MASb del Alto Quípar tiene unos recursos naturales de 3,56 hm³/año, una demanda medioambiental de 2,47 hm³/año y unos recursos disponibles de 1,09 hm³/año. No existe por el momento ningún acuífero con declaración de sobreexplotación.

Las facies hidrogeoquímicas de las aguas subterráneas son bicarbonatada cálcico-magnésica, sulfatada cálcica y clorurada sódica. Estas facies están relacionadas con las litologías carbonáticas de las formaciones principales y con el contacto natural de las aguas con los materiales salinos del Trías (facies Keuper).

La presión a la que está sometida esta masa de agua subterránea es la ocupación del suelo: 9.075,2 hectáreas de secano, 8.498,9 ha de forestal, 473,6 ha de regadío y 24,5 ha de suelo urbano.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Nombre:

Pliegue y abanico de capas en materiales del Messiniense (unidad cartográfica 41).

Situación:

Cañada de Tornajuelo. Coordenadas: N 37° 57' 55"; W 2° 2' 51". Se accede a pie desde la intersección de la cañada del Tornajuelo con la carretera C-18.

Descripción:

Se trata de un pliegue muy abierto (ángulo entre flancos próximo a 120°) construido en los conglomerados arenas y arcillas de la unidad cartográfica 41. El flanco septentrional tiene una dirección N80°E y un buzamiento de 15°N; el flanco meridional tiene una dirección N70°E y

un buzamiento de 45°SE . Sobre este último flanco se dispone un abanico de capas que homogeneiza la irregularidad generada por el pliegue, de forma que las capas más modernas terminan por recubrir a esta estructura.



Figura 32. Pliegue y abanico de capas en materiales de la unidad cartográfica 41 (Plioceno inferior, Cañada de Hornajuelo)

9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUADO, R. Y REY, J. (1997). "Palaeogeographic context of the Burdigalian basins northeast of Velez-Rubio (External zones of the Betic Cordilleras, SE Spain)". *Bull. Soc. Geol. France*, 168: 25-34.
- 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). "Palaeomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain". *Herat Planet. Sci. Letters*, 119: 225-241.
- BAENA, J. (1973). "Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). Hoja nº 910 (Caravaca de la Cruz)". *IGME*.
- BAENA, J. (1974). "Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). Hoja nº 931 (Zarcilla de Ramos)". *IGME*.
- BAENA, J. Y JEREZ MIR, L. (1982). "Síntesis para un ensayo peleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética s.s." *Copl. Int. IGME*.
- 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 Geotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia (Escala 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.
- CASTILLO REQUENA, J.M. (1978). "Estudio sobre el comportamiento de la gota de aire frío y la distribución de sus consecuencias pluviométricas en la España peninsular". *Paralelo 37º nº 2*, 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*.
- 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 (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".
- DEKKER, L.; VAN ROOIJEN, P. Y SOEDIONO, H. (1966). "On the occurrence of oolitic limestones intercalated in pelagic Aptian-Albian marls in the Subbetic WNW of Lorca (Prov. Murcia, Spain)". *Geol. Mijnb.*, 45: 301-309.
- DE SMET, M.E.M. (1984). "Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Tectonophysics*, 107: 57-59.
- FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, E. (2003). "Estructura del contacto entre las Zonas Externas e Internas en el área de Sierra de María y los Vélez (sector oriental de las Cordilleras Béticas)". *Tesis Universidad Granada*. 147 pp.
- GEIGER, F. (1970). "Die Aridität in Südostspanien". *Stuttgartter Geographische Studien, Stuttgart*.
- GÖLZ, E. VON (1978). "Basische eruptiva ('Ophite') im Mesozoikum von Murcia (SE Spanien)". *Arb. Inst. Geol. Palaont. Univ. Stuttgart*, 72. 101 pp.
- GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ, F.M. (1996). "Geomorfología y geotectónica del Plioceno y Cuaternario de la Cuenca de Caravaca (Murcia)". *Tesis Licenciatura, Univ. Salamanca*.

- HERMES, J.J. (1978). "The stratigraphy of the subbetic and Southern prebetic of the Vélez Rubio – Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordillera of Southern Spain". *Proc. Kon. Nederl. Akad.*, 81: 1-54.
- HERMES, J.J. (1984). "New data from the Vélez Rubio Corridor: support for the transcurrent nature of this linear structure". *Proc. Kon. Nederl. Akad.*, 87: 319-333.
- HERMES, J.J. (1985). "Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional)". *Estudios Geol.*, 41: 157-176.
- IGME (1982). "Estudio Hidrogeológico de la Comarca Caravaca-Cehegín".
- IGME (1994). "Estudio de los Recursos Hídricos Subterráneos de la Unidad del Subbético de Murcia".
- IGME (2004). "Geología de España". *IGME-Sociedad Geológica 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".
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1973). "La Vega Alta del Segura. Clima, Hidrología y Geomorfología". *Universidad de Murcia*.
- LÓPEZ-GALINDO, A. (1985). "Aplicación de la mineralogía a la correlación de series estratigráficas: El ejemplo del Cretácico medio". *Bol. Soc. Esp. Min.*, 8: 295-306.
- LÓPEZ-GALINDO, A. (1986). "Las facies oscuras del Cretácico medio en la Zona Subbética. Mineralogía y sedimentación". *Tesis Universidad Granada*. 305 pp.
- LÓPEZ GÓMEZ, A. (1987). "Els Embassaments Valencians Antics, Valencia". *C.O.R.U.T.*, 72 págs.
- 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-Sopalmó, 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.; VERA, J.A. Y AGUADO, R. (2006). "Reworked Microcodium calcarenites interbedded in pelagic sedimentary rocks (Paleocene, Subbetic, southern Spain): Paleoenvironmental reconstruction". *Paleoenvironmental record and applications of calcretes and palustrine carbonates* (Eds.: Alonso-Zarza, A.M. y Tanner, L.H.). *The Geological Society of America, Special paper*, 416: 189-202.
- MOLINA, J.M.; RUIZ-ORTIZ, P.A. Y VERA, J.A. (1991). "Jurassic karst bauxites in the Subbetic, Betic Cordillera, Southern Spain". *Acta Geol. Hung.*, 34: 163-178.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. Y MASSE, P. (1987). "Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins involving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)". *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11:1-22.
- MORATA, D. (1993). "Petrología y geoquímica de las ofitas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Tesis Universidad Granada*. 342 pp.
- NIETO, L.M. Y REY, J. (2004). "Magnitude of lateral displacement on the Crevillente Fault Zone (Betic Cordillera, SE Spain): stratigraphical and sedimentological considerations". *Geological Journal*, 39: 95-110.
- PÉREZ-VALERA, F. (2005). "Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética". *Tesis Universidad 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.
- PUGA, E.; VAN DE FLIET, J.R.; TORRES-ROLDÁN, R.L. Y SANZ DE GALDEANO, C. (1988). "Attempts of whole-rock K/Ar dating Mesozoic volcanic and hypabissal igneous rocks from the Central Subbetic (Southern Spain). A case of differential Argon loss related to very low-grade metamorphism". *Estudios Geol.*, 44: 47-59.

- REY, J. (1993). "Análisis de la Cuenca Subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravaca-Vélez Rubio". *Tesis Universidad Granada*. 460 pp.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1983). "Neotectónica relacionada con las estructuras diapíricas en el sureste de la Península Ibérica". *Tectiterra*, 5-318, Madrid.
- 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 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*.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Estudios Geológicos*, 39: 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990). "Geologic Evolution of the Betic Cordilleras in Western Mediterranean, Miocene to present". *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA, J.A. (1992). "Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Research*, 4: 21-36.
- SANZ DE GALDEANO, C. (2008). "The Cádiz-Alicante fault: an important discontinuity in the Betic Cordillera". *Rev. Soc. Geol. España*, 21: 49-58.
- SILVA, P.G. (1988). "El Cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: aspectos geomorfológicos y geotectónicos". *Tesis 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.

- SMET, M.E.M. (1984a). "Investigations of the Crevillente Fault Zone and its role in the tectogenesis of the Betic Cordillera, Southern Spain". *Tesis Univ. Amsterdam*, 174 pp.
- SMET, M.E.M. (1984b). "Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Tectonophysics*, 107: 57-79.
- SWEETING, M.M. (1972). "Karst Landforms". *McMillan Press Ltd, London*.
- TURSĚK, D.; SEYFRIED, H. Y GEYER, O.F. (1975). "Geologische un paläontologische untersuchungen an einem korallenvorkommen in Subbetischen unterjura von Murcia (Süd-Spanien)". *Acad. Sc. Art. Slov. Razprave Diss. XVIII. Ljubljana*, 5: 120-151.
- VAN DE FLIET, J.R.; HEBEDA, E.H.; PRIEM, H.N.A.; SMET, M.E.M. Y VERDURMEN, E.A.T. (1979). "Pillow lavas and basic intrusives of early Cretaceous age in the Cantar area (prov. Murcia), Spain". *Estudios Geol.*, 35: 605-608.
- VAN DE FLIET, J.R.; GRAVEN, H.; HERMES J.J. AND SMET, E.M. (1980). "On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting". *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73: 223-237.
- VAN ROOIJEN, P. (1966). "Further data on oolitic limestones intercalated in the pelagic sequences of the Subbético, W-NW of Lorca (prov. Murcia, Spain)". *Geologie in Mijnbouw*, 46: 459-462.
- VERA, J.A. (2000). "El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos". *Rev. Soc. Geol. 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-CHIVÉLET, 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.
- VIDAL ABARCA, M.R.; MONTES, C.; SUÁREZ, M.L. Y RAMÍREZ-DÍAZ, L. (1987). "Caracterización morfo-métrica 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.

