Instituto Geológico y Minero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

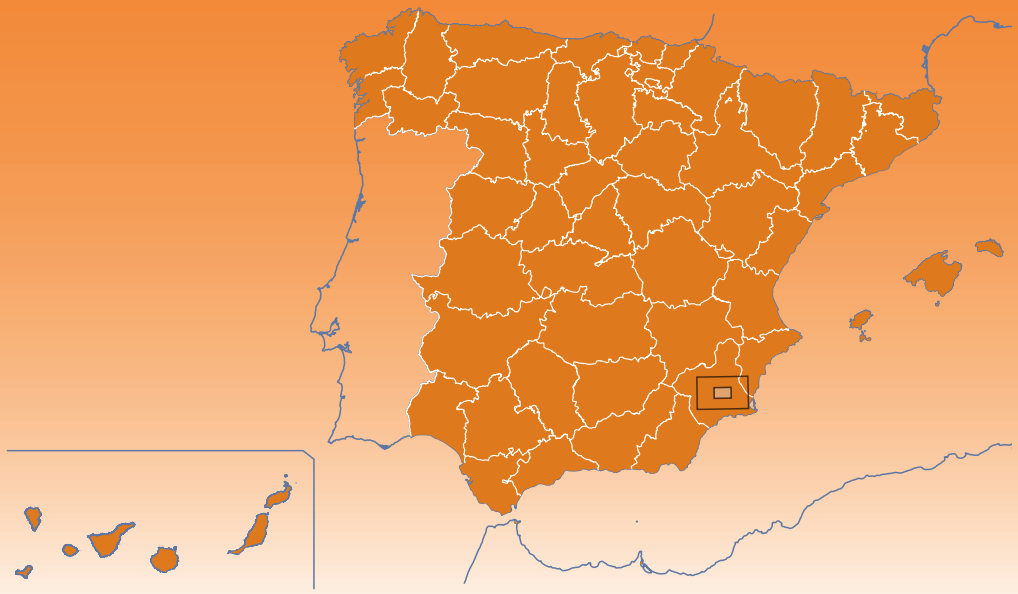
Escala 1:50.000

Tercera serie - Edición en línea

933
26-37

911 CEHEGÍN 25 - 36	912 MOLINA DE SEGURA 26 - 36	913 ORIHUELA 27 - 36
932 COY 25 - 37	933 ALCANTARILLA 26 - 37	934 MURCIA 27 - 37
953 LORCA 25 - 38	954 TOTANA 26 - 38	955 TORREPACHECO 27 - 38

ALCANTARILLA (Murcia)



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

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

ALCANTARILLA

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

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

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

Maquetación: J. Vicente Ocaña (IGME)

Las presentes Hoja y Memoria (ALCANTARILLA - 933) ha sido realizada por la UTE C.G.S.-CONSULNIMA - INYPSA, dentro del programa de actualización de las hojas MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en ella los siguientes técnicos:

Autores:

Cartografía Geológica y Memoria:
- F. Leyva Cabello (CONSULNIMA).
- F. J. García Tortosa (CONSULNIMA)
- P. Cabra Gil (CONSULNIMA).

Cartografía Geomorfológica y Memoria:
- P. Cabra Gil (CONSULNIMA).
- P. G. Silva Barroso

Petrología:
- F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)
- F. J. García Tortosa

Geología económica:
- F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)
- M. Ruiz Montes (IGME)
- F. J. García Tortosa (CONSULNIMA)

Paleontología y Laboratorios de preparación de muestras: CADÓMICA

Dirección y supervisión:
- L. R. Rodríguez Fernández (IGME)
- A. Martín-Serrano García (IGME)

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

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

Para el Mapa Geológico:

- Leyva Cabello, F.; García Tortosa, F. J.; Cabra Gil, P. (2021). Mapa geológico de la Hoja nº 933 (Alcantarilla). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

Para el Mapa Geomorfológico y de Procesos activos:

– Cabra Gil, P.; Silva Barroso, P.G. (2021). Mapa geomorfológico y Mapa de procesos activos de la Hoja nº 933 (Alcantarilla). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

Para la Memoria:

– Leyva Cabello, F.; García Tortosa, F. J.; Cabra Gil, P.; Silva Barroso, P.G.; Ruiz Montes, M. (2021). Memoria explicativa de la Hoja nº 933 (Alcantarilla). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

Para la obra completa, Mapas y Memoria:

– Leyva Cabello, F.; García Tortosa, F. J.; Cabra Gil, P.; Silva Barroso, P.G.; Ruiz Montes, M. (2021). Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 933 (Alcantarilla). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

I N D I C E

1. INTRODUCCIÓN 9

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA 9

1.2. MARCO GEOLÓGICO 10

1.3. ANTECEDENTES 13

2. ESTRATIGRAFÍA 17

2.1. ZONAS INTERNAS BÉTICAS (ZIB) 17

2.1.1. Complejo Alpujárride 19

2.1.1.1. Unidad de Carrascoy 20

2.1.1.1.1. Filitas y cuarcitas (2) con intercalaciones de carbonatos hacia techo (3) y metabasitas (1). Formación Metapelítica. Triásico Medio. Anisiense 21

2.1.1.1.2. Rocas carbonatadas (4) con intercalaciones de pizarras y cuarcitas (5). Formación Carbonatada. Triásico Medio-Superior. Ladiniense-Carniense 22

2.1.1.1.3. Yesos (6) con intercalaciones hacia techo de carbonatos (7). Fm Roy. Triásico Superior. Carniense 25

2.1.2. Complejo Maláguide 26

2.1.2.1. Unidad de Pestillos (Sierra de Carrascoy) y Unidad de Yéchar (Sierra de Espuña). Unidades Intermedias 26

2.1.2.1.1. Filitas azuladas con intercalaciones de cuarcitas (8). Pérmico-Triásico Inferior 26

2.1.2.1.2. Argilítas, pizarras rojas, cuarcitas y cuarzoarenitas. (9). Pérmico-Triásico 27

2.1.2.1.3. Dolomías gris oscuro con nódulos de sílex en la base (10). Triásico Medio-Superior. Ladiniense-Carniense 28

2.1.2.2. Unidad de Navela (Sierra de Carrascoy) y de la Santa - Morrón de Totana (Sierra Espuña) 28

2.1.2.2.1. Grauwacas con intercalación de rocas carbonatadas (11). Devónico-Carbonífero 28

2.1.2.2.2. Argilitas rojas y cuarcitas (12) con intercalaciones de conglomerados de cantos de cuarzo. En Sierra Espuña intercalaciones de conglomerados de cantos carbonatados (13) y excepcionalmente de calizas. A menudo yesos a techo. Pérmico-Ladiniense 29

2.1.2.2.3. Dolomías gris oscuro con sílex en la base. En la Sierra de Espuña con margas a techo. (14). Triásico Medio. Ladiniense 30

2.1.2.2.4. Lutitas verdes con yesos. A techo margocalizas tableadas de colores abigarrados (15). Triásico Superior. Carniense 31

2.1.2.2.5. Dolomías gris-amarillentas (16). Jurásico Inferior. Hettangiense-Sinemuriense 31

2.1.2.2.6. Calizas oolíticas (17).- Jurásico Inferior. Sinemuriense-Pliesbachiense . 32
2.1.2.2.7. Margocalizas y margas (18). Jurásico Superior 32
2.1.2.3. Terciario del Complejo Maláguide 32
2.1.2.3.1. Lutitas rojas, arenas y conglomerados con cantos de cuarzo y lidita. (19). Formación As. Oligoceno inferior 33
2.1.2.3.2. Conglomerados de cantos carbonatados (20). Formación El Bosque (Miembro conglomerático). Oligoceno superior 34
2.1.2.3.3. Calizas arenosas (21). Formación El Bosque (Miembro calcáreo superior). Oligoceno superior 35
2.1.2.3.4. Margas blancas, rojizas a techo, con intercalaciones de calizas bioclásticas (22). Formación El Bosque. (Miembro margoso-arenoso). Oligoceno superior 35
2.1.2.3.5. Areniscas, microconglomerados y lutitas rojizas-violáceas a amarillentas (23). Formación Río Pliego. Oligoceno superior-Aquitaniense..... 36
2.2. CUENCAS NEÓGENAS 39
2.2.1. USD-I. Unidad de los Brianes. Mioceno 43
2.2.1.1. Conglomerados (24). Burdigaliense-Langhiense 43
2.2.1.2. Gravas, areniscas, limos y margas amarillentas (25). Burdigaliense- Langhiense 44
2.2.2. USD-II. Unidad de la Muela de Alhama. Mioceno. Langhiense-Tortoniense Inferior 44
2.2.2.1. Conglomerados (cg) y areniscas (26) 45
2.2.2.2. Areniscas, conglomerados, limos, margas y yesos (27). Langhiense-Serravalliense 45
2.2.2.3. Areniscas calcáreas bioclásticas y conglomerados (28). Langhiense-Tortoniense basal 49
2.2.3. USD-III. Unidad de El Berro-Barrancos de Gebas. Mioceno 49
2.2.3.1. Conglomerados rojos (cgp), conglomerados carbonatados (cg), areniscas calcáreas bioclásticas, calizas (cal) y margas arenosas (29). Serravaliense superior-Tortoniense 49
2.2.3.2. Margas gris-azuladas, limolitas arenosas grises y yesos (30). Conglomerados con cantos de rocas metamórficas de color gris oscuro (31). Tortoniense 51
2.2.3.3. Calizas biohérmicas y bioclásticas (32). Tortoniense superior 52
2.2.4. USD-IV. Unidad de Los Calderones. Mioceno superior 53
2.2.4.1. Conglomerados con cantos carbonatados (cgc), areniscas (s) y margas (33). Tortoniense superior-Messiniense 53
2.2.4.2. Rocas volcánicas ultrapotásicas (Veritas y Fortunitas) (34). Messiniense 58

2.2.4.3. Conglomerados masivos con cantos carbonatados de color blanco (35). Messiniense 59
2.2.4.4. Yesos blancos y grises, masivos a microlaminados y margas policolores con yeso nodular (36). Unidad Evaporítica. Messiniense 59
2.2.4.5. Conglomerados polimícticos rojizos a violáceos (37). Messiniense 60
2.2.5. USD-V. Unidad Roja. Plioceno-Cuaternario 62
2.2.5.1. Conglomerados (cgr), areniscas de color rojo, y lutitas de color rojo a blanco grisáceo y calizas de gasterópodos (ca) (38). Plioceno-Cuaternario 62
2.3. CUATERNARIO 64
2.3.1. Bloques, gravas y cantos con matriz areno-arcillosa y encostramientos carbonatados (39). Glacis de techo de piedemonte. Pleistoceno medio..... 64
2.3.2. Conglomerados cementados con matriz arenosa y costras carbonatadas (40 y 41). Abanicos aluviales planos y de pendiente elevada. 1ª generación. Pleistoceno medio 64
2.3.3. Cantos, gravas, bloques, arenas y limos (42). Glacis de cobertera. Pleistoceno medio-superior..... 65
2.3.4. Gravas, cantos, bloques, arenas y arcillas con cementaciones carbonatadas (43). Abanicos aluviales. 2ª generación. Pleistoceno medio-superior..... 66
2.3.5. Cantos, gravas, arenas y arcillas (44). Abanicos aluviales. 3ª generación. Pleistoceno superior. 66
2.3.6. Limos y arenas con niveles de gravas (45). Glacis. Holoceno 67
2.3.7. Gravas, cantos y arenas (46 y 47). Terrazas. Pleistoceno superior- Holoceno..... 67
2.3.8. Arenas y limos con gravas dispersas (48 y 55). Abanicos aluviales y conos de deyección. Pleistoceno superior-Holoceno. 68
2.3.9. Limos y arcillas con cantos y bloques (49). Coluviones. Holoceno 68
2.3.10. Bloques y arcillas (50). Deslizamientos. Holoceno..... 68
2.3.11. Limos pardo-rosados con niveles de margas arcillosas y materia orgánica (51). Fondos endorreicos. Holoceno..... 69
2.3.12. Limos con niveles de arenas y gravas (52). Aluvial-coluvial. Holoceno 69
2.3.13. Bloques, gravas y arenas (53). Fondo de valle y ramblas. Holoceno..... 69
2.3.14. Arenas y arcillas con gravas (54). Cauces abandonados. Holoceno. 70
3. GEOMORFOLOGÍA 71
3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA 71
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO..... 72
3.2.1. Estudio Morfoestructural 72
3.2.2. Estudio Del Modelado 74
3.2.2.1. Formas de ladera..... 74

3.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial 74
3.2.2.3. Formas de meteorización química 77
3.2.2.4. Formas lacustres 77
3.2.2.5. Formas poligénicas 77
3.2.2.6. Formas antrópicas 78
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES 78
3.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA 82
3.5. PROCESOS GEOLÓGICOS ACTIVOS 83
4. TECTÓNICA 89
4.1. SECTOR DE LA SIERRA DE CARRASCOY 89
4.2. SECTOR DE SIERRA ESPUÑA 94
4.3. NEOTECTÓNICA Y ACTIVIDAD DE FALLAS 98
5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA 103
5.1. ROCAS ÍGNEAS 103
5.2. ROCAS VOLCÁNICAS 103
5.2.1. Afloramientos y tipos de rocas volcánicas 103
5.2.2. Antecedentes y edad 103
5.2.3. Descripcion petrográfica 103
5.2.4. Composición 104
5.3. ROCAS METAMÓRFICAS 104
6. HISTORIA GEOLÓGICA 106
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA 115
7.1. RECURSOS MINERALES 115
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos 115
7.1.2. Minerales energéticos 118
7.1.3. Rocas industriales 119
7.2. HIDROGEOLOGÍA 119
7.2.1. Caracteristicas climáticas e hidrológicas 119
7.2.2. Características hidrogeológicas 122
9. BIBLIOGRAFÍA 129

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Alcantarilla está situada, geográficamente, en los sectores centrales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia y al O de su capital. La morfología del área está caracterizada por una orografía con fuertes relieves en la banda meridional donde la Sierra de Carrascoy se levanta de forma muy brusca sobre el valle del Río Guadalentín y una banda occidental ocupada por los relieves nororientales de Sierra Espuña que van decreciendo en cotas en sentido S-N. Esta orla delimita una planicie central que ocupa más de la mitad de los terrenos encuadrados en esta Hoja y cuyo relleno sedimentario corresponde a materiales del Terciario Superior y Cuaternario.

La hidrología superficial tiene en los tramos bajos del Río Segura, que discurre de forma casi paralela por el borde oriental de la Hoja, y en su afluente por la margen derecha el Río Guadalentín, como principales cursos fluviales. En el sector central, al NE de la población de Alhama la Rambla de Algeciras se encuentra represada en un pequeño embalse. La Hoja está atravesada por el Canal del Transvase Tajo-Segura, en sentido N-S hasta el paralelo de Librilla en donde toma dirección E-O para discurrir por el flanco septentrional de la Sierra de la Muela y continuar por la vertiente de Sierra Espuña con dirección a Totana.

Como núcleos de población importantes deben citarse los de Pliego, Gebas y El Berro todos ellos situados en el sector occidental y por tanto en el entorno del Parque Natural de Sierra Espuña. Barqueros y Fuente Librilla son las poblaciones que se encuentran el la Planicie central de la Hoja y Alcantarilla, Sangonera la Verde, Librilla y Alhama de Murcia en el valle del Río Guadalentín. Este corredor es, con mucha diferencia, el ámbito más intensamente poblado del área encuadrada en esta Hoja.

La red viaria es importante y muy densa. Cabe destacar la Autovía Murcia-Caravaca que toca el sector noreste entre Jabalí Nuevo y Las Torres de Cotillas y la Autovía de Andalucía (A- 92), cuyo trazado discurre paralelo al Guadalentín por su margen izquierda. Además de estas dos vías de comunicación todas las localidades citadas están unidas por carreteras locales de las que a su vez se derivan multitud de caminos, en muchos casos asfaltados, que dan acceso a las explotaciones agrícolas o ganaderas. Es destacable, por los numerosos afloramientos de calidad que proporciona, el camino de servicio que discurre paralelo al Canal del Transvase Tajo-Segura.

Salvo las áreas montañosas descritas, en su mayor parte recubiertas de bosques de pinos y en las que se da una explotación ganadera tradicional (ovino y caprino), el resto de la extensión de la Hoja está cubierto por el manto vegetal, prácticamente continuo, de las explotaciones hortofrutícolas, esencialmente de albaricoque, melocotón, cítricos y almendra. En los últimos años, la industria de conservas vegetales y de zumos de frutas, ya muy consolidada, ha crecido de forma notable especialmente en los polígonos

industriales de Alcantarilla y sobre todo de Alhama de Murcia. El incremento en esta área de las explotaciones ganaderas de porcino y caprino, ha ocasionado un auge de las industrias cárnicas y de curtidos que se han sumado a las anteriores en los ámbitos industriales descritos.

La actividad turística en estos sectores del interior de la Región de Murcia es de mucho menor impacto que en litoral; aún así la demanda de plazas hoteleras en los balnearios de Alhama muestra un crecimiento continuado en los últimos tiempos y constante a lo largo de todo el año.

El denominado "turismo verde" tiene de la misma manera un auge considerable en el Parque Natural de Sierra Espuña.

La climatología y pluviometría definen un clima de tipo mediterráneo, árido/semiárido con unas temperaturas y precipitaciones medias de 18º y 300 mm respectivamente. En este contexto, las disponibilidades hídricas del área son muy inferiores a la demanda de agua para el conjunto de la zona de estudio.

El agua aportada por el Transvase Tajo-Segura intenta equilibrar el volumen creciente de la demanda, aunque los años o períodos de baja pluviometría se constata la imposibilidad de tal equilibrio lo que ha ocasionado en años precedentes graves impactos en la agricultura de la zona.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

Los materiales aflorantes en el ámbito de esta hoja se encuadran en el Sector Oriental de la Cordillera Bética la cual forma, junto con el Rif, al norte de Marruecos, la terminación oriental del Orógeno Alpino Mediterráneo que se extiende desde el Asia menor hasta el Estrecho de Gibraltar.

Se trata de una zona que, al igual que todo el borde mediterráneo, ha sufrido fenómenos tectónicos a escala continental durante la mayor parte del Mesozoico y Terciario, relacionados todos ellos con la apertura del Atlántico Norte y la colisión de las placas europea y africana.

La Cordillera Bética presenta los caracteres típicos de un orógeno alpino: evolución mesozoica preorogénica caracterizada por una gran diferenciación de dominios paleogeográficos en relación con una tectónica extensional, evolución sinorogénica compresional definida por el apilamiento de sucesivas unidades alóctonas, y la existencia de metamorfismo dinamotérmico de altas presiones y baja temperatura en las zonas internas (FONTBOTÉ y VERA, 1982).

En la Cordillera Bética, igual que en otras cordilleras alpinas, se distinguen una Zona Interna (o Zonas Internas; ***ZIB***), y una Zona Externa (o Zonas Externas; ***ZEB***), (FALLOT, 1948; FONBOTÉ, 1970, JULIVERT et al., 1977). Estas Zonas, junto a las Unidades del Campo de

Gibraltar y las Cuencas Neógenas, constituyen los cuatro dominios béticos principales. Las zonas internas Bética y Rifeña son comunes en ambas cordilleras, de manera que en conjunto se les denomina Zona Interna Bético-Rifeña.

Con el nombre de Dominio de Alborán (***DCA***) GARCÍA-DUEÑAS y BALAÑÁ (1986); BALAÑÁ y GARCÍA-DUEÑAS (1987), se define a la Zona Interna y a algunas unidades retrocabalgantes del Campo de Gibraltar y de la Predorsal o relacionados con ellas.

Las ZIB presentan intensas deformaciones que afectan al a zócalo, acompañadas de un metamorfismo, mientras que las ZEB se caracterizan por presentar series mas o menos potentes que constituyen una cobertera y se encuentran estructuradas mediante pliegues y mantos que confieren al edificio bético una arquitectura singular.

Aplicando estos conceptos a la región mediterránea, se puede decir que las ZEB se situarían en los bordes de la placa europea y africana y las ZIB en los límites entre ambas placas.

De los diferentes dominios que constituyen la Cordillera Bética el de la ZIB podría considerarse como el menos conocido y esto a pesar de los numerosos trabajos y tesis doctorales que se han realizado en esta zona. Dado que estos trabajos han atendido a los aspectos estructurales y petrográficos de forma casi exclusiva son muy escasos los que aportan estudios estratigráficos de ámbito regional y correlaciones entre distintos sectores.

Así, de este desigual conocimiento entre sectores y aspectos geológicos de la ZIB provendría su problemática geológica, sin olvidar, claro está, que es el único dominio que aparece metamorfizado, lo que le convierte aún en más complejo y difícil de estudiar que el resto de los dominios.

La ***ZIB*** se divide en cuatro complejos superpuestos tectónicamente. De inferior a superior son: *Nevado-Filábride, Alpujárride, Maláguide y la Dorsal*. Sin embargo, esta división no es aceptada de forma unánime. Así EGUELER y SIMON (1969), y KAMPSCHUUR y RONDEL (1975) distinguieron otro complejo cuya denominación inicial fue *Ballabona-Cucharón* y más tarde redefinieron como complejo *Almágride*, DE JONG, (1991), recoge la propuesta de SIMON (1963) y define el complejo *Almágride* situándolo como base de las unidades de Ballabona-Cucharón y atribuyéndolo a la ZEB. Trabajos muy recientes de SANZ DE GALDEANO (1997), GARCÍA-TORTOSA (2000, 2001, 2002), BOOTH-REA (2000, 2001, 2002), han contribuido a resolver, en parte, dicha problemática así como un mejor conocimiento de la estratigrafía y la correlación de diferentes unidades y sectores. Las conclusiones de estos trabajos, así como las derivadas del análisis de los precedentes, serán recogidas en esta memoria.

En las ***ZEB*** la diferente evolución sedimentaria a principios del Jurásico, concretamente a partir del Domeriense permite que pueda dividirse en tres grandes dominios: Zona Prebética, Unidades Intermedias y Zona Subbética.

La Zona Prebética es la más externa y se encuentra ubicada sobre la corteza continental correspondiente a la Meseta. Se caracteriza por presentar depósitos de ambientes marinos someros con intercalaciones de episodios continentales. Se divide en Prebético Externo y Prebético Interno de acuerdo a las diferentes facies que presentan el Cretácico y Paleógeno, aunque con límites variables según los diferentes criterios de autores y zonas de trabajo.

La Zona Subbética se sitúa inmediatamente al Sur de la anterior, presentando facies diferentes a partir del Domeriense, momento en el que la subsidencia alcanza un importante rango en el sector central, encontrándose radiolaritas, turbiditas y en algunas zonas evidencias de un intenso magmatismo durante el Jurásico y Cretácico, generalmente más moderno hacia sectores más orientales de la cadena. De acuerdo a sus características paleogeográficas se divide en Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno.

La sedimentación durante el Terciario está marcada por distintos episodios marinos de configuración paleogeográfica diversa y a veces compleja, a menos durante los tiempos paleógenos.

Durante el Neógeno y concretamente a partir del Aquitaniense, es decir en el Mioceno inferior la sedimentación marina se encuentra generalizada en la región objeto de estudio. Se localizan distintos episodios marinos, agrupados en una serie de Unidades o Secuencias Deposicionales, que pueden correlacionarse, con los de la plataforma marina del arco valenciano, así como con los de la cuenca del Guadalquivir.

A partir del Mioceno superior se crean una serie de cuencas marino-continentales de tipo lacustre (salino), marcadas en su mayoría por una fuerte subsidencia. Este hecho parece acontecer a partir del Messiniense medio de forma extensiva en todas las cuencas del área de estudio y perdura hasta bien entrado el Cuaternario.

Durante el Mioceno inferior tuvo lugar el acontecimiento más importante de la cadena debido a la colisión de las placas europea y africana. Por efectos de esta colisión y de forma preferencial comienza a producirse la estructuración de la Cordillera con desplazamientos y vergencias hacia el norte, favorecidos por la presencia de materiales triásicos en la base.

Durante el resto del Mioceno medio y gran parte del superior se registra una sedimentación marina, que culmina en el Tortoniense inferior o en el Messiniense en los sectores más orientales, próximos al Mediterráneo. Durante esos tiempos acontecen una serie de deformaciones que contribuyen poco a poco a la configuración y geometría actual de la cordillera.

Durante el Cuaternario la intensa actividad neotectónica y los procesos activos han dado lugar a una fuerte incisión fluvial con el desarrollo de potentes abanicos aluviales y complejos sistemas de terrazas en las cuencas fluviales del área del proyecto.

La situación de la Hoja de Alcantarilla en el contexto geológico de la Cordillera es de especial complejidad ya que se ubica en los sectores noroccidentales del denominado Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales. Dicho Corredor responde a una megaestructura tectónica de escala cortical que ha condicionado la evolución tectoestratigráfica de la zona desde, al menos, el Mioceno Medio-Superior. A su vez, se corresponde con una fuerte anomalía térmica que concentra una actividad magmática diversificada.

Por tanto, el contexto geológico de la Hoja de Alcantarilla viene caracterizado por dos problemáticas diferenciadas. De una parte, la presencia en las Sierras de Carrascoy y Espuña de unidades estructurales pertenecientes a los dos complejos superiores de las ZIB (Alpujárride y Maláguide), su definición cartográfica y sus relaciones tectoestratigráficas y por otra, un importantísimo capítulo de tectónica activa como se pone de manifiesto en el accidente de Lorca-Alhama.

En la cartografía y memoria que se propone se han introducido importantes cambios respecto a la edición anterior del MAGNA. Estos cambios afectan tanto a los terrenos de la Sierra de Carrascoy, en el sector suroriental de la Hoja, como a todo el borde oriental de Sierra Espuña que ocupa todo el margen occidental.

En la Sierra de Carrascoy cabe mencionar, en primer lugar, la reubicación cronoestratigráfica de una importante unidad de yesos del Trías y en segundo la delimitación cartográfica de otras unidades litoestratigráficas menores de carbonatos triásicos anteriormente no diferenciadas.

En el borde oriental de la Sierra de Espuña los cambios se refieren sobre todo a la diferenciación cartográfica de nuevas unidades litoestratigráficas, tanto dentro del Permo-Triásico aflorante al sur como en el Paleógeno del citado borde oriental.

Aparte de lo anterior, cabe mencionar también que en la presente edición se ha mejorado notablemente el detalle de la cartografía geológica, fruto de un esmerado y completo trabajo de revisión en campo.

1.3. ANTECEDENTES

Los primeros datos de la región se deben a MALLADA (1875 a 1911) y a BERTRAND y KILIAN (1889), los cuales diferencian tres zonas de N a S de Andalucía: Cadenas Béticas, Cadenas Subbéticas y Cuenca terciaria de Granada. BLUMENTHAL (1927), distinguió la zona Bética de las zonas Prebética, Subbética y Penibética, mientras que es FALLOT (1948) quien define los dos grandes conjuntos tectonoestratigráficos de las Zonas Externas, próximas al antepaís y exclusivamente formadas por cobertera postpaleozoica, de las Zonas Internas, donde se localizan terrenos del Paleozoico y del Trías afectados por un metamorfismo de edad Alpina.

Dentro de las primeras, el Subbético se caracteriza por la presencia de un Lías inferior calcodolomítico de carácter somero y un Lías medio-Maastrichtiense de características

pelágicas y batiales, presentándose desenraizado y cabalgante sobre el Prebético, formado por series jurásicas de características más someras.

A principios de los años sesenta publican trabajos sobre el área de estudio BUSNARDO y PEYRE. El principal aporte de conocimientos sobre el sector central de las Cordilleras Béticas tiene lugar en la segunda mitad de la década de los sesenta. Destaca la publicación de las tesis doctorales de VERA (1966) y GARCÍA DUEÑAS (1967) que realizan las primeras cartografías geológicas detalladas de la región. En estos trabajos se propone una estratigrafía de los materiales de las Cordilleras Béticas, junto a correlaciones entre las distintas secciones levantadas y finalmente se intenta la reconstrucción paleogeográfica con una diferenciación en dominios.

Otro hito importante en el conocimiento del área de trabajo fue la tesis de Paquet, J., (1969), en la que estudio el oeste de la provincia de Murcia. Es quien define por primera vez las tres unidades estructurales que caracterizan a la Sierra de Ricote, las cuales denominó de N a S como Unidad de la Bermeja, Unidad de la Garita y Unidad de la Mezquita respectivamente. La tectónica de las mismas es compleja, con pliegues de flancos invertidos y retrocabalgamientos de edad Mioceno superior, posteriores al emplazamiento del Subbético sobre el Prebético, el cual tuvo lugar en el Mioceno medio. Es, aún hoy, cita de obligada consulta.

En los años setenta se incrementan los conocimientos sobre la región. GARCÍA DUEÑAS (1970), lleva a cabo un estudio de geología estructural al norte de la Sierra de Montillana. Destacan los trabajos cuyo objetivo es obtener un mayor conocimiento sobre la edad de los materiales de las Cordilleras Béticas GARCÍA DUEÑAS y LINARES (1970) levantan la serie estratigráfica de la Sierra de Lucena-Alta Coloma. Otros trabajos de gran importancia en la zona son los de GONZÁLEZ DONOSO *et al*. (1971), y la tesis doctoral de RIVAS (1972).

KAMPSCHUUR, W. *et al.* (1972), realizan el Mapa Geológico (MAGNA) de las Hojas de Alcantarilla, Lorca y Totana lo que supone un gran avance en el conocimiento de la zona oriental de las Cordilleras Béticas.

En 1973 hay que resaltar las tesis doctorales de GARCÍA ROSELL, referente a la transversal Úbeda-Huelma y SANZ DE GALDEANO, que realiza una cartografía geológica de la transversal Jaén-Frailes. En ella, describe gran cantidad de series estratigráfica y presta especial atención a la tectónica de la transversal.

Posteriormente, JEREZ MIR *et al.* (1974) realizan el MAGNA de la hoja de Mula, al igual que de las vecinas Cieza y Calasparra, afinando y precisando el conocimiento geológico regional.

A mediados de los setenta continúan los estudios paleontológicos en el sector central de las Cordilleras Béticas. SEQUEIROS (1974) realiza su tesis doctoral sobre el Calloviense-Oxfordiense, y OLORIZ (1976) sobre el Kimmeridgiense-Tithónico inferior.

Son de gran interés los trabajos publicados por el Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada (1979), referentes a las microfacies del Jurásico de las Cordilleras Béticas y la síntesis estratigráfica y paleontológica del mismo.

AZEMA (1977) en su tesis doctoral precisa los mecanismos sedimentarios y la tectónica de la Cadena Bética en las provincias de Murcia y Alicante, atribuyendo el límite Prebético-Subbético a un accidente tectónico en dirección de carácter dextrógiro que tuvo en consecuencia el traslado de las unidades Subbéticas desde posiciones más orientales hasta las actuales.

Tanto para el conocimiento del área de la Hoja como para la mayor parte de los sectores orientales de las Cordilleras Béticas, las investigaciones realizadas por el grupo de trabajo de la Universidad de Leiden durante la década de los años 60-70 fueron de enorme importancia. Las tesis doctorales de SIMÓN, O. J. (1963), KAMPSCHUUR, W. (1972), así como numerosos trabajos posteriores, todo ello bajo la dirección del Prof. EGELER C. G., aportaron un conocimiento muy preciso sobre las Cordilleras Béticas orientales.

Entre 1977 y 1980 RUIZ ORTIZ publica varios trabajos sobre las Unidades Intermedias. PUGA y RUIZ CRUZ (1980) realizan una síntesis de los materiales subvolcánicos triásicos (ofitas) y volcánicos jurásicos, llegando a deducir el ambiente geodinámico en el que tuvieron lugar los procesos magmáticos.

BAENA y JEREZ MIR (1982) realizan un importante trabajo de síntesis, donde se recopila la información sobre la estratigrafía de las Cordilleras Béticas y se hace un ensayo de reconstrucción paleogeográfica entre la Meseta y la Zona Bética.

SMET (1984), considera que no hay fundamentos suficientes para admitir una interpretación de la cordillera sólo por una tectónica de mantos, y considera una "estructura en flor" (flower structure) debida a la tectónica de desgarre, siendo el Accidente de Crevillente-Alicante el eje central del sistema.

Durante la década de los años 80, se produce un gran avance en el estudio de los materiales terciarios, trabajo fundamental para el conocimiento de la historia de la Cordillera. Cabe destacar, entre los trabajos precedentes los de GONZÁLEZ-DONOSO *et al*. (1980), GONZÁLEZ-DONOSO *et al*. (1981) y la tesis doctoral de RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., (1982), sobre el Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas. Los trabajos de OTT D´ ESTEVOU y MONTENAT (1988) fueron de gran trascendencia para el conocimiento de la tectoestratigrafía de las cuencas neógenas del Dominio Bético oriental.

ELIZAGA (1994) lleva a cabo un importante análisis de las facies sedimentarias de los depósitos lacustres del neógeno superior de la Zona Prebética.

Los trabajos de investigación realizados por ENRESA durante la década de los 90 en el Prebético también constituyen un interesante soporte y avance en el conocimiento del subsuelo de la región.

En 1993 se publica el Mapa Geológico de la Región de Murcia a escala 1:200.000. Este trabajo de síntesis realizado por BAENA *et al*. significa un avance sustancial en el conocimiento de la geología y geomorfología de esta región.

Las tesis doctorales de MARTÍN ALGARRA, A., (1987), LONERGAN, L., (1991), REY (1993), SILVA, P. G., (1994), BARDAJÍ, T., (1994) GUILLÉN MONDÉJAR, F. (1995), MARTÍN-MARTÍN, M., (1996) Y TENT-MANCLÚS J. E. (1996), han abordado distintas problemáticas que abarcan desde la tectoestratigrafía de las Zonas Internas hasta la evolución geodinámica de las Cuencas Neógeno-Cuaternarias.

Finalmente es necesario hacer referencia a las tesis doctorales que se han realizado en el área de este Proyecto. Se trata de las desarrolladas por NIETO (1997), que en su tesis doctoral sobre la Cuenca mesozoica Subbética en el sector oriental de la Cordillera Bética, realiza el completo estudio estratigráfico, sedimentológico, paleogeográfico y secuencial de la Sierra de Ricote, BOOTH-REA G. (2001) y GARCÍA TORTOSA F. J., (2002) sobre áreas colindantes que ocupan desde el Cabo Cope al SE hasta los límites septentrionales de Sierra Espuña al NO y por tanto en el ámbito de esta Hoja.

2. ESTRATIGRAFÍA

De lo anteriormente expuesto, la complejidad tectoestratigrafica de los terrenos aflorantes en esta Hoja, obliga a realizar una descripción de las distintas unidades litológicas diferenciadas en cada una de las Zonas (Complejos o Dominios) para ulteriormente intentar esbozar, en capítulos posteriores, una correlación entre las distintas unidades descritas y su evolución paleogeográfíca.

2.1. ZONAS INTERNAS BÉTICAS (ZIB)

En la Hoja de Alcantarilla, afloran materiales del Complejo Alpujárride según su definición clásica de EGUELER Y SIMÓN (1969), KOZUR *et al.* (1974, 1985), ALDAYA (1979), SANZ DE GALDEANO (1979), GARCIA-TORTOSA (2000,2002)..etc y materiales del Complejo Maláguide atendiendo a su definición desde BLUMENTHAL (1927), CHALOUAN Y MICHARD (1990) , BALANYÁ (1991), LONERGAN (1991), JOHNSON (1993), NIETO (1994), SANZ DE GALDEANO *et al* (2000), etc.

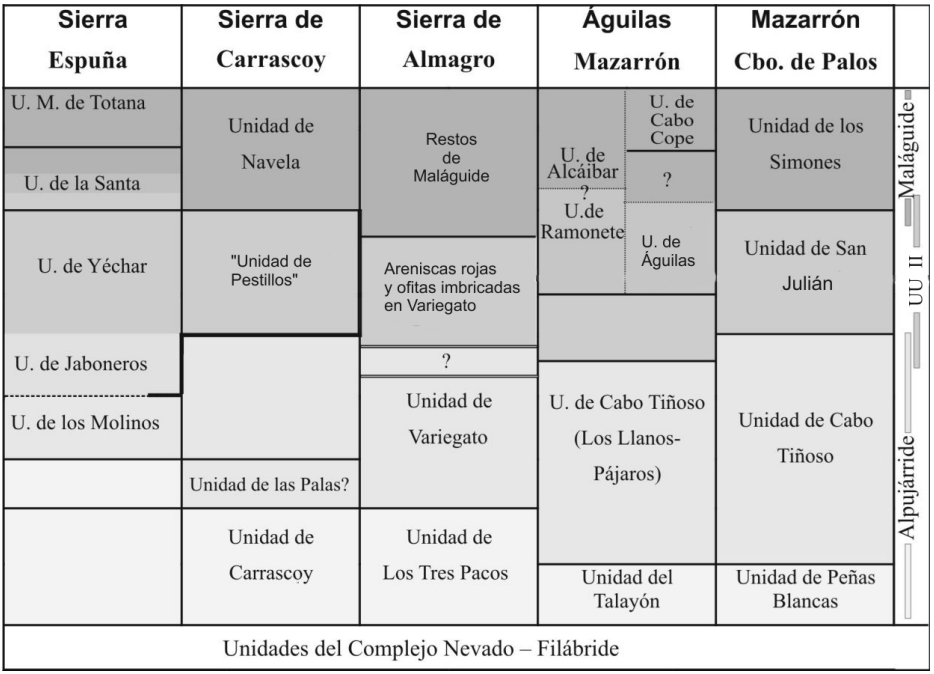
Sin embargo, otros autores describen una serie de unidades en las que se conjugan esencialmente tres características definitorias: a) se ubican tectónicamente entre los Complejos Alpujárride y Maláguide, b) tienen un metamorfismo de bajo grado, y c) en su registro sedimentario triásico, especialmente sus formaciones carbonatadas, se observan sucesiones correlacionables tanto con las Unidades Alpujárrides y las Maláguides. Esta conjunción de caracteres ocasionó el que dichos autores las describiesen como *"Unidades Intermedias"* cuya existencia no es restrictiva a las Béticas orientales ya que se citan ejemplos similares desde la Zona Interna Bético-Rifeña (DURAN-DELGA *et al*. 1963, DIDON *et al*. 1973; en Málaga (DIDON *et al*. 1973, SANZ DE GALDEANO *et al*. 1997, 1999; al NE de Granada (SANZ DE GALDEANO *et al*., 1995); en Murcia (PAQUET 1969, KAMPSCHUUR *et al*., 1974 a, b y c, LONERGAN, 1991 y 1993, GARCIA-TORTOSA *et al*., 2000 y SANZ DE GALDEANO *et al*., 2000 y 2001). De forma generalizada, estos autores citados, consideran que se trata de un conjunto de unidades que constituyeron el tránsito paleogeográfico entre ambos complejos lo que significa que este límite no fue obviamente brusco sino gradual, a diferencia de lo que opinan MÄKEL *et al*. (1979) y MÁKEL (1981), NIETO *et al*. (1994) que no admiten la existencia de las transiciones litológicas y por tanto de las Unidades Intermedias.

Dataciones mediante fisión track sobre circones indican que gran parte del Complejo Maláguide nunca ha sobrepasado los 200º C JOHNSON (1993).

En esta tesis, BOOT-REA (2000), ha diferenciado dos grupos de unidades maláguides en función de su posición estructural y del metamorfismo alcanzado en sus respectivas sucesiones Permo Triásicas. Las unidades de posición inferior, que solo afloran en las Béticas orientales, se han denominado Unidades Maláguides Inferiores y se caracterizan por haber sufrido metamorfismo alpino de grado muy bajo (anquizona) y por no mostrar formaciones pre-Permicas ni post-Triásicas. Las unidades de posición superior se han denominado Unidades Maláguides Superiores y se caracterizan porque tienen un zócalo Paleozoico, sus sucesiones Permo-Triásicas solo han sufrido diagénesis, y además tienen una cobertera post-Triásica que incluye términos desde el Jurásico al Mioceno Inferior (PAQUET, 1969,1970 y 1974; LONERGAN, 1991 y 1993; MARTÍN-MARTIN, 1996; MARTÍN-MARTIN *et al*., 1997b; SANZ DE GALDEANO *et al*., 2000).

De todo lo anteriormente expuesto es evidente que los autores que han trabajado en esta área mantienen dos posturas diferenciadas. En síntesis, parece haber coincidencia en ubicar las Unidades Intermedias en el entorno del Complejo Maláguide. La divergencia profunda se tiene cuando unos autores piensan que son la representación del nexo paleogeográfico de las series triásicas entre el Alpujárride y el Maláguide y otros no lo admiten restringiendo su definición en razón exclusiva del grado metamorfico.

En la línea de las investigaciones recientes realizadas en las Sierras de Carrascoy y de Espuña, las unidades cartográficas que se han distinguido son la *Unidad de Carrascoy,* que agrupa tanto la Unidad de Romero como la de Carrascoy, definidas por KAMPS-CHUUR (1972) como integrante del Complejo Alpujárride; *las Unidades de Pestillos y La Santa-Yéchar,* que en las publicaciones recientes se describen como Unidades Intermedias y, las *Unidades de Navela y Morrón de Totana* pertenecientes al Complejo Maláguide. Los criterios que se tienen, cuando el área de trabajo se circunscribe al perímetro de una hoja geológica, no son suficientes ya que, en este caso, necesariamente implican un conocimiento regional o incluso a nivel de cordillera. Aún así, los autores de esta memoria en el grado que tienen de conocimiento regional, piensan que dichas unidades deberían incluirse en el Complejo Maláguide, pues frente al argumento de la existencia de un cierto grado de metamorfismo que las haría más afines al Alpujárride, existen en las mismas



Cuadro1.- Cuadro de correlación de Unidades de las ZIB. Tomado de Fm J. GARCÍA-TORTOSA

bastantes más analogías estratigráficas, sedimentológicas y paleogeográficas a favor de su adscripción al Maláguide.

En el cuadro 1 se sintetiza la propuesta de correlación que se desarrollará en esta memoria.

2.1.1. Complejo Alpujárride

En esta Hoja los materiales adscritos a este Complejo afloran en la Sierra de Carrascoy. En gran medida se corresponden con los que EGUELER y SIMON (1969), y KAMPSCHUUR y RONDEL (1975) distinguieron como otro complejo cuya denominación inicial fue *Ballabona-Cucharón* y más tarde redefinieron como complejo *Almágride.*

DE JONG (1991), recoge la propuesta de SIMON (1963) y define el complejo *Almágride,* situándolo como base de las unidades de Ballabona-Cucharón y atribuyéndolo a la ZEB.

ALDAYA *et al*. (1979) propone la primera división del Complejo Alpujárride en el tercio central de las Béticas en Unidades. Para esta división se consideran las características metamórficas, estratigráficas y la posición estructural dentro de la pila de unidades del Complejo. TUBIA *et al*. (1992) establecen una división en tres grupos de unidades: Alpujárrides Inferiores, Intermedios y Superiores en los que el metamorfismo va de bajo grado en los Inferiores, medio-alto en todos los tramos litológicos de los Intermedios y de grado muy alto en los tramos basales de la sucesión metapelítica de los Superiores. En estos términos basales de las unidades más altas, el metamorfismo se desarrolló bajo facies eclogíticas (TUBIA y GIL-IBARGUCHI 1991; BALANYA *et al*.; 1993 y MICHARD *et al*.; 1997). Este primer evento metamórfico y en general el metamorfismo que afecta al Complejo Alpujárride, se ha relacionado con la superposición del Complejo Maláguide en el estadio de evolución más temprano registrado en el DCA entre el Cretácico Superior y el Oligoceno basal, según distintos autores.

KOZUR *et al*. (1974, 1985) propone que una "unidad tipo" Alpujárride está constituida en orden ascendente por una formación de esquistos de grano fino-muy fino y cuarcitas de colores variados, aunque normalmente claros, a los que se les atribuye una edad Triásico Inferior seguidos por una formación carbonatada datada como Trías Medio-Superior.

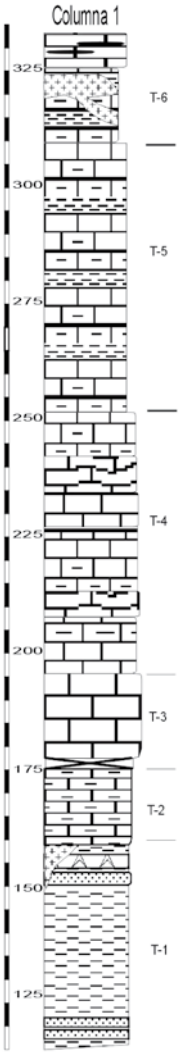
Trabajos recientes de SANZ DE GALDEANO (1997), y GARCIA-TORTOSA (2000, 2001, 2002), han contribuido a resolver en parte dicha problemática.

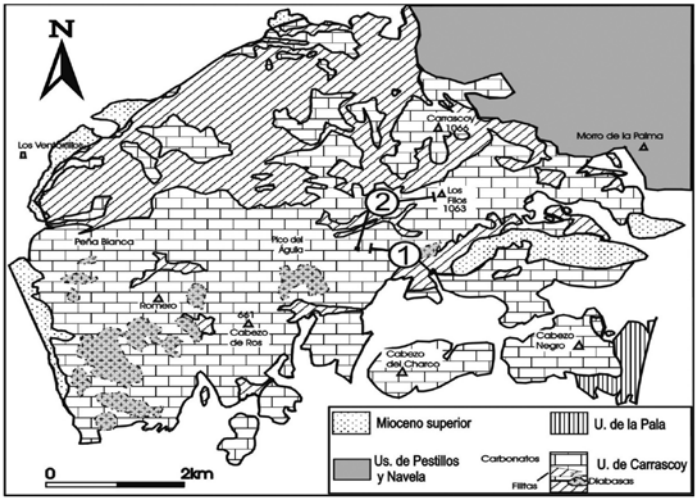
El mayor grado del conocimiento regional y de la estratigrafía detallada de estos materiales, ha permitido la correlación de diferentes unidades y por tanto simplificar la proliferación de complejos, unidades y formaciones dándole una mayor coherencia a la interpretación tectoestratigráfica de la Sierra de Carrascoy y su prolongación nororiental por las Sierras del Puerto y Mirabete en la Hoja de Murcia.

De esta forma las distintas unidades y formaciones que se incluían en el Complejo Ballabona-Cucharón o Almágride, se ha constatado que se trata de rocas del Complejo Alpujárride y como tal se describirán.

2.1.1.1. Unidad de Carrascoy

En esta unidad se diferencian la *Formación Metapelítica,* coincidente con las formaciones Pocito y Murta de las unidades Romero y Carrascoy respectivamente; la Formación Carbonatada, equivalente a las Formaciones Fuente Aledo y Filos de las unidades reseñadas y, finalmente, la Formación Roy de nueva definición estratigráfica como conjunto sedimentario superior de la Unidad de Carrascoy.





Arriba Figura 1. Modificada de Sanz de Galdeano et al., (1997). Situación de los principales cortes realizados en la Unidad de Carrascoy. A la izda. Figura 2. Columna estratigráfica sintética del corte 1 de la Unidad de Carrascoy.

Se han levantado diferentes cortes, que han sido fundamentales para conocer la estratigrafía y los cambios de facies de cada unidad.

A continuación, se describen las unidades diferenciadas en los dos cortes principales levantados en la unidad de Carrascoy, cuya localización se tiene en la Fig. 1. Se representan en sendas columnas estratigráficas sintéticas extraídas de los cortes (Figs. 2 y 3).

Para la localización y realización del corte 1 se accede por una pista que parte desde Los Almagros y llega a la falda sur de la Sierra de Carrascoy. El cruce de los Almagros aparece indicado en la carretera Alhama de Murcia - Fuente Álamo, justo a la altura de los Maldonados. El corte comienza en la cabecera de la Rambla del Puntalico (coordenadas UTM: 517877), desde donde sigue por el barranco que sube

hacia el NNO, hasta llegar, aprovechando una pista de reforestación, a lo alto del Cabezo del Barranco Blanco (coordenadas UTM: 507883). A continuación se describen Las unidades cartográficas diferenciadas en la cartografía, así como los tramos representados en las columnas realizadas en la Unidad de Carrascoy (figs. 2 y 3):

2.1.1.1.1. Filitas y cuarcitas (2) con intercalaciones de carbonatos hacia techo (3) y metabasitas (1). Formación Metapelítica. Triásico Medio. Anisiense

Aflora ampliamente en el sector centro-occidental de la Sierra de Carrascoy y sus litologías predominantes son filitas de color gris azulado, a veces violeta, alternando con importantes intercalaciones de cuarcitas en bancos. En los tramos superiores de esta alternancia en tanto que disminuyen los siliciclásticos de grano grueso se intercalan tramos carbonatados de entidad cartografiable. En la columna del corte 1 (fig. 2), se corresponde con los tramos T-1 y T-2.

KAMPSCHUUR (1972), tanto en su tesis doctoral como en la Memoria de la segunda serie de esta Hoja describe y cartografía importantes masas de yeso asociado a estos tramos altos de la Fm Metapelítica (Fm Murta). Sin embargo, en esta nueva cartografía se constata que la presencia de yesos en esta formación es prácticamente inexistente. Las importantes masas de yesos existentes en la Sierra de Carrascoy (Hojas de Alcantarilla, Murcia y Totana), no se encuentran entre la Formación Metapelítica (Fm Murta) y la Carbonatada (Fm Filos) tal como se describe en los trabajos citados, sino que están ubicadas en realidad a techo de la Fm Carbonatada constituyendo lo que se describirá como como Fm Roy.

El contacto inferior de la Fm Metapelítica no aflora en el ámbito de esta Hoja, aunque si puede observarse en la Hoja colindante de Totana donde supuestamente se situaba como contacto tectónico de la Fm Murta sobre la Fm Fuente Aledo de la Unidad de Romero. En la literatura al uso, existe controversia sobre el carácter tectónico o estratigráfico de dicho contacto. Las observaciones al respecto que hemos podido realizar en la Hoja colindante de Totana sobre el carácter de dicho contacto, se piensa que las brechas carbonatas que se utilizan como marcador del contacto son de origen sedimentario y por ende este es el carácter de referido contacto. La consecuencia inmediata de estas observaciones ha sido suprimir la Unidad de Romero y reconsiderar el registro sedimentario de la Unidad de Carrascoy con unas series más completas, equiparables y correlacionables con las del Complejo Alpujárride en áreas meridionales.

El contacto superior es gradual a la Fm Carbonatada con los tramos de alternancias reseñados con anterioridad.

Aunque en la Fm Metapelítica es difícil establecer límites o conjuntos litológicos con cierta continuidad lateral, a título tentativo podrían delimitarse dos tramos o miembros. El inferior se observa como una macrosecuencia grano y estratocreciente constituida por filitas gris azuladas y que intercalan capas de cuarcitas blancas y amarillentas con espesor centimétrico a bancos. El miembro superior se trata de una serie con mayor variedad litológica y en general constituida por una alternancia de pizarras de colores violáceos, púrpura y amarillento-verdosa con escasa intercalaciones de cuarcitas rojizas y frecuentes intercalaciones de calcoesquistos y carbonatos

recristalizados. En algunos sectores, hacia la parte alta de las filitas, se observan niveles de yeso, blanco o gris generalmente y en algunos casos alternan con calcoesquistos. Cuando aparecen estas litologías se puede comprobar que algunos paquetes de areniscas de la parte alta de las filitas, aparecen asociadas a las mismas. Son muy frecuentes las intrusiones de diabasas a esta misma altura estratigráfica. Se trata de un acumulo de secuencias granodecrecientes y carbonatocrecientes, que muestran un menor grado metamórfico respecto al miembro inferior.

El espesor promedio de la Fm Metapelítica en esta área puede superar los 150 m, en tanto que en el miembro superior las facies de colores abigarrados no supera los 20 m y siendo en el tramo de alternancias de calcoesquistos y filitas de unos 15m de espesor.

En general el grado de metamorfismo de estas filitas, incluidas en ellas las del techo, es muy bajo, aunque éste aumenta generalmente hacia el muro, donde la esquistosidad desarrolla superficies tapizadas por micas blancas, con linearidades de microplegamiento. El aumento del metamorfismo hacia la base no es absolutamente constante. En numerosos puntos no se observan a simple vista las micas de neoformación y, por el contrario se conservan bien las estructuras sedimentarias originales e incluso las micas detríticas originales del sedimento, por lo que no pocos afloramientos en realidad están constituidos por lutitas en vez de filitas. Las cuarcitas son también abundantes, localmente muy abundantes y se sitúan a diversas alturas dentro de las filitas, principalmente en la mitad inferior, con algunos niveles de espesor métrico en la parte superior. En algunos afloramientos de éstas últimas, se conservan las estructuras sedimentarias originales, en especial estratificaciones cruzadas de diverso tipo. En los sectores donde las filitas son algo más metamórficas, las cuarcitas aparecen con colores claros, mientras que hacia el techo son amarillentas e incluso rojizas.

Las dataciones realizadas por TORTOSA *et al.* (2000) en series de aflorantes en el sector meridional de Carrascoy y su correlación en el ámbito regional permiten concluir que la sedimentación carbonatada en este sector no comenzó hasta el Ladiniense por lo que a la Formación Metapelítica se le asigna, de forma provisional, una edad Ansíense o más antigua a la espera de hallazgos paleontológicos que la confirmen.

En esta Hoja solo se tienen dos pequeños afloramiento de rocas básicas a las que se conoce como *metabasitas (1)* en la bibliografía al uso. Son rocas ígneas básicas de hábito masivo con bajo grado metamórfico, cuyos relictos texturales y metamórficos indican que las rocas originales eran diabasas generalmente desarrolladas como sills. La naturaleza intrusiva de estas masas, está evidenciada por la aparición de bordes enfriados y por el metamorfismo de contacto en los sedimentos en los que se encajan. Por lo general se encuentran ubicadas en el miembro superior de la Fm Metapelítica, próximas al contacto con los carbonatos masivos.

2.1.1.1.2. Rocas carbonatadas (4) con intercalaciones de pizarras y cuarcitas (5). Formación Carbonatada. Triásico Medio-Superior. Ladiniense-Carniense

El contacto inferior de esta formación es el tránsito descrito con la Fm Metapelítica y, el superior, es concordante con los yesos masivos de la Fm Roy. Estos depósitos carbonatados son los que dan lugar a los fuertes escarpes de la Sierra de Carrascoy.

En este miembro se diferencian los tramos T-3 a T-6 representados en el la columna 1 (Fig. 2) y de T-7 a T-12 en la columna 2 (Fig. 3).

T-3. Comienza con calizas azuladas recristalizadas, en las que se puede reconocer una textura *wackestone* predominante, que ahora, debido a la recristalización, se observa como un moteado de tonos más claros y oscuros en la roca. Hacia arriba aparecen calizas masivas por lo general, debido en parte a la recristalización, que intercalan algunos niveles de calizas margosas y margocalizas, de tonos más grisáceos, en los que aparecen restos de bivalvos. Presentan microbioturbación y aparecen en bancos decimétricos y métricos. La potencia es de 20 m.

T-4. Alternancia cíclica de escala métrica, entre calizas, calizas margosas y niveles de pelitas amarillas y margas. En conjunto, se pueden distinguir varios ciclos de escala decamétrica, que comienzan por calizas de aspecto tableado, bioturbadas, que hacia arriba pasan a calizas margosas, culminando cada ciclo con niveles de espesores del orden del metro, constituidos prácticamente en su totalidad por pelitas y margas, entre las que se encuentran restos de bivalvos. También aparecen intercalados algunos niveles finos de dolomías. La bioturbación le da a algunos niveles calizos un aspecto alabeado, e incluso puede deformar la laminación. La potencia media del tramo es de unos 50 m.

T-5. Se diferencia del anterior por estar constituido en su mayoría por margas y margocalizas, de tonos amarillentos que intercalan niveles de calizas de espesores que van desde algunos decímetros a varios metros. Los paquetes calizos tienen colores beiges y azulados y presentan al igual que las margocalizas abundantes *burrows* horizontales, de varios centímetros de longitud y diámetros entre 0,5 y 2 cm. Tanto en las calizas como en las margas son abundantes los restos de bivalvos, conservándose sus conchas mejor en los niveles margosos-pelíticos que en los carbonatados.

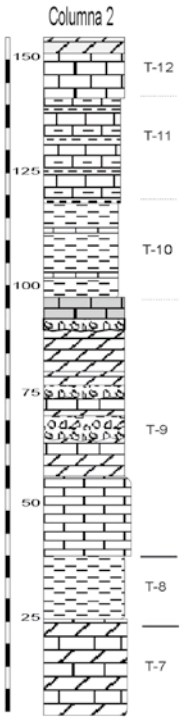
En conjunto se trata de una alternancia de paquetes calizos a la base, tabulares, que hacia arriba se van haciendo más margosos hasta que aparecen varios metros de margas, en una proporción mayor que las calizas, delimitando una serie de ciclos alternantes entre calizas y margas. La potencia se puede estimar en más de 60 m, aunque los despegues intraformacionales dificultan la medición exacta.

T-6. Se presenta semicubierto y bastante tectonizado en todos los puntos en los que aflora, hecho que puede deberse al carácter poco competente del mismo. Se trata de margas con una potencia que no superan en todo caso los 20 m, en las que frecuentemente aparecen intrusiones de rocas subvolcánicas. En algunos puntos, asociado a este tramo aparecen calizas claras, con textura *mudstone*, aspecto pseudotableado y silificaciones paralelas a las superficies de estratificación.

Como se decía anteriormente, la columna 2 es prácticamente la continuación de la anterior, de manera que comienza en las inmediaciones del Cabezo del Barranco Blanco (coordenadas UTM: 507883), desde donde se sigue hacia el noreste, hasta llegar a la parte alta de la sierra (coordenadas UTM: 517891). Aparecen los siguientes miembros:

T-7. Dolomías grises oscuras, excepto la parte alta del mismo que está mineralizada y presenta colores marrones-ocres. La potencia es de 20 m.

Debajo a la izda. Figura 3. Columna estratigráfica sintética del corte 2 en la Unidad de Carrascoy.



T-8. Tramo de pelitas azuladas, de 15 m de potencia, que hacia arriba dan paso a niveles de calizas y calcoesquistos.

T-9. Las calizas aparecen estratificadas en niveles decimétricos-métricos, que intercalan algunos niveles de dolomías grisáceas. Hacia arriba existen algunos niveles intercalados de calcoesquistos y dolomías, que ocasionalmente son más abundantes que las calizas. Se trata de dolomías grises claras, tableadas en niveles centimétricos y, a veces masivas, en paquetes de orden métrico, que alternan con niveles de calizas azuladas bioturbadas, estratificadas en niveles decimétricos y niveles de calcoesquistos de tonos azulados y beiges.

Aparecen algunos niveles constituidos por dolomías anaranjadas–amarillentas con nódulos irregulares de sílex de color rojo-marrón oscuro (ferrosos) y con abundantes brechas sinsedimentarias, que también intercalan al igual que en todo el tramo, algunos niveles de calizas azuladas. Asociados a las brechas sinsedimentarias, que están constituidas por cantos intraformacionales, angulosos y centimétricos, en algunos puntos se observan facies de *mud-flows* y *debris flow*, con una matriz carbonatada-arcillosa de tonos amarillentos.

Dentro de los niveles de calizas azuladas, algunas presentan laminación milimétrica y una bioturbación que le da un aspecto alabeado a la laminación. En algunos niveles algo terrígenos (asociados a pelitas) se observa laminación cruzada de bajo ángulo y muros erosivos.

Aparecen silicificaciones irregulares, de tonos marrones y anaranjados, con espesores no superiores a dos centímetros, alargadas y paralelas a la laminación interna. Éstas se concentran sobre todo en niveles bien estratificados en bancos decimétricos, constituidos por calizas de color beige, laminadas y que, lateralmente, pasan a calizas azuladas, con el mismo tipo de silicificaciones.

La parte alta del tramo está constituida por un banco de escala métrica de calizas oscuras, que también presentan silicificaciones de colores marrones-rojizos. A pesar de estar algo recristalizadas, se reconoce su textura original como un *grainstone* de granos no esqueletales, presentando un bandeado a base de niveles claros y oscuros que se corresponden con diferentes tamaños de grano. La potencia total del tramo es del orden de 60 m.

T-10. Pelitas amarillentas-blancas que alternan con niveles de metapelitas azuladas, apenas metamórficas (son pelitas, pero con algo de metamorfismo y se pueden correlacionar con las pelitas de la Picadera, en la unidad de Cabo Tiñoso). Intercalados entre las pelitas-metapelitas aparecen algunos niveles decimétricos de calizas azuladas y beiges, a veces dolomitizadas. Potencia variable por cuestiones estratigráficas, en torno a 25-30 m.

T-11. Alternancia de calizas en niveles decimétricos-métricos, calcoesquistos y pelitas amarillentas. Su potencia puede superar los 20 m en algunos puntos.

T-12. Se trata del tramo más alto observado, que está constituido por calizas azuladas y niveles de calcoesquistos, culminando el tramo con calizas y dolomías oscuras. El espesor que presenta en inferior a 15 m.

En síntesis, la Formación Carbonatada de la Unidad de Carrascoy alcanza espesores próximos a los 300 m, y por lo general, pueden distinguirse dos conjuntos litológicos:

El inferior en el que sobre un primer paquete de dolomicritas gris-azuladas y con aspecto masivo, alternan Mudstone y Wackestone dolomitizadas con filitas oscuras y/o pizarras verdes. En el tramo de alternancias es característica la presencia de cubos de pirita en las pizarras oscuras, la bioturbación es intensa y los restos fósiles, a veces bien conservados, son frecuentes. Es frecuente que el tramo de techo sean mudstone tableadas de colores crema claro con nódulos de sílex de color crema a veces abundantes.

El conjunto superior se observa como una serie de carbonatos masivos en los que las dolomías de color gris oscuro con porosidad móldica y los grainstone oolíticos dolomitizados constituyen las facies predominantes, aunque quizás sea la presencia facies con slump y de niveles de mud y debris flows intercalados, lo que caracteriza de forma significativa a este miembro.

KAMPSCHUUR (*op. cit*) describe estos niveles como rauhwackas monomicticas atendiendo a que en su espectro composicional solo observa cantos de la Fm Carbonatada. En general estos niveles están constituidos por cantos angulosos y heterométricos de dolomías en una matriz lutítico-carbonatada de colores rojizos. Lateralmente se observan cambios desde facies matriz soportadas a granosoportadas. En publicaciones recientes se constata que estos niveles son una constante dentro del conjunto superior de la formación carbonatada por lo que constituyen un criterio de correlación litoestratigráfica. De la misma manera, también puede comprobarse que, en algún caso, distintos autores los han considerado como base de unidades tectónicas superiores.

Los niveles fosilíferos que se encuentran en las facies de alternancia una asociación con restos de bivalvos, equinodermos, gasterópodos, crinoides, etc. entre los que KAMPSCHUUR (*op. cit*) cita *Aviculopecten sp*. KOZUR *et al*. (1974 y 1985), SANZ DE GALDEANO *et al*. (1997) y GARCIA-TORTOSA *et al*. (2000), citan tanto en Carrascoy como en el sector de Mazarrón-Cartagena una asociación de microfósiles entre los cuales la presencia de *Triasodiscus eomesozoicus*, *Lameliconus procerus*, *Teutloporella nodosa* y *Gsobergella spiroculiformis* determinan una edad Ladiniense-Carniense para el conjunto de la Formación Carbonatada de la Unidad de Carrascoy

2.1.1.1.3. Yesos (6) con intercalaciones hacia techo de carbonatos (7). Fm Roy. Triásico Superior. Carniense

Estos materiales se definen por primera vez en esta memoria asignándoles, de manera informal, la denominación de Fm Roy. Afloran extensamente a lo largo del borde septentrional de la Sierra de Carrascoy y de forma más reducida en sectores situados al oeste del vértice Carrascoy.

Se trata de una potente sucesión que alcanza los 300 m de espesor constituida por yesos estratificados, laminares que intercalan carbonatos en sus tramos intermedios y superiores y desde láminas a paquetes con entidad cartográfica. Los carbonatos en general son mudstone dolomíticas con fuerte recristalización y de colores amarillentos a rojizos. No se han reconocido restos fósiles por lo que se les asigna una edad Carniense dada su posición estratigráfica.

2.1.2. Complejo Maláguide

Dentro de la Hoja de Alcantarilla, el Complejo Maláguide está representado tanto en la Sierra de Carrascoy como en la de Espuña, aunque con una diferencia importante, en tanto que en Carrascoy solo afloran terrenos del Paleozoico y del Triásico en el registro sedimentario de este complejo, en Espuña, existe además una importante cobertera Mesozoico-Terciaria.

Definido por BLUMENTHAL (1927), ocupa la posición más alta de los complejos integrados en el DCA., recubriendo a los restantes del Dominio de Alborán.

El basamento de este complejo registra metamorfismo de grado bajo atribuido a la Orogenia Hercínica (CHALOUAN, 1968; CHALOUAN y MICHARD, 1990; BALANYÁ, 1991), en cambio, su cobertera mesozoica y terciaria no ha sufrido metamorfismo o a lo sumo anquimetamorfismo en las unidades de posición estructural inferior (LONERGAN, 1991; NIETO, 1994; LONERGAN y PLATT, 1995; SANZ DE GALDEANO *et al*., 2000).

2.1.2.1. Unidad de Pestillos (Sierra de Carrascoy) y Unidad de Yéchar (Sierra de Espuña). Unidades Intermedias

Estas unidades se encuentra en posición tectónica superior los materiales asimilados al Complejo Alpujárride y su constitución es bastante similar al menos en lo que respecta a los grandes conjuntos litológicos.

En el ámbito regional se distinguen una formación metapelítica que se correspondería *sensu lato* con las formaciones siliclásticas de la Unidades de Pestillos y de la Santa-Yéchar y una Formación Carbonatada coincidente con los depósitos carbonatados de estas unidades descritas por KAMPSCHUUR (*op. cit*).

2.1.2.1.1. Filitas azuladas con intercalaciones de cuarcitas (8). Pérmico-Triásico Inferior

El contacto inferior de esta unidad es tectónico sobre los materiales de la Unidad de Carrascoy y el superior es asimismo tectónico con los sedimentos encuadrados en el Complejo Maláguide que se superponen a las filitas alpujárrides.

Aunque como se ha dicho estos materiales se corresponden con la Unidad de Pestillos definida por KAMPSCHUUR (*op. cit*), hay que señalar al respecto que no se han encontrado, en ningún punto, los escasos afloramientos de rocas carbonatadas grises (Fm Carbonatos) que dicho autor

diferenció a techo de esta Unidad. Muy al contrario, lo que se ha comprobado y así se refleja en la cartografía, es que dichos carbonatos son en realidad los que coronan las potentes masas de yesos de la Fm Roy.

Con un espesor muy variable (20-100 m), debido a la naturaleza de los contactos que limitan esta serie, la Fm Metapelítica esta constituida por filitas gris-oscuro a negras y mayoritariamente por filitas azuladas que intercalan capas centi a decimétricas de cuarcitas de colores grises a amarillento-rojizas. Toda la serie se encuentra cruzada por numerosas venas de cuarzo lechoso lo que le confiere un aspecto característico.

KAMPSCHUUR (*op. cit*) cita la presencia de capas conglomeráticas de color rojo con cantos de cuarzo redondeados y observa secuencias gradadas en lo que define como Fm Argilita-cuarcita de la Unidad de Navela.

Ante la ausencia de restos fósiles y por correlación con las unidades alpujárrides similares se le atribuye una edad Permo-Triásica sin excluir que sea exclusivamente Triásico Inferior.

2.1.2.1.2. Argilítas, pizarras rojas, cuarcitas y cuarzoarenitas. (9). Pérmico-Triásico

Equivalente a la Formación Fontanar de KAMPSCHUUR *et al*. (1972), el contacto inferior normalmente se observa tectonizado en la Sierra de Carrascoy dadas las diferencias litológicas con las filitas azules pero en el ámbito incluso local de los sectores orientales de esta sierra en su prolongación hacia la hoja de Murcia, hay buenos afloramientos donde puede verse un contacto gradacional con alternancias de las filitas con las facies de pizarras rojas. En Espuña, la ausencia de pizarras azules en la Unidad de la Santa-Yéchar ocasiona que sean estas facies las que se encuentren en contacto tectónico, fuera de la hoja, con otras unidades intermedias. El superior concordante con las dolomías del miembro suprayacente.

Este miembro tiene, como facies litológicas dominantes, las pizarras rojas, violáceas y verdes y las cuarzoarenitas de colores ocres a rojizos. Las facies de argilitas y las capas cuarcíticas son minoritarias. En sectores suroccidentales próximos (Hojas de Totana y Lorca) se encuentran intercalados dos tipos de conglomerados de muy diferente espectro litológico y, por tanto, con distinta área fuente: conglomerados con cantos de cuarzo, sílex, jaspe rojo y cuarcita, bien redondeados y de color rojizo (tipo Verrucano) normalmente intercalado en los tramos basales del miembro y conglomerados calclitíticos con cantos de los carbonatos del Paleozoico Maláguide bien redondeados y de color gris, situados en el tramo medio.

En algunos afloramientos se han observado secuencias grano y estratodecrecientes con capas decimétricas a bancos de areniscas cuarcíticas con estructuras tractivas, limos pizarrosos de color verdoso y lutitas esquistosas de color púrpura a violáceo. Hacia techo del miembro disminuyen el numero y espesor de las capas de areniscas y se intercalan en las facies argilolíticas láminas y capas delgadas de dolomicritas amarillentas. El espesor máximo estimado para todo el conjunto varia entre los 80-90 m.

Se le atribuye una edad Pémico-Triásico Inferior (hasta Ladiniense pro parte).

2.1.2.1.3. Dolomías gris oscuro con nódulos de sílex en la base (10). Triásico Medio-Superior. Ladiniense-Carniense

El miembro superior de esta unidad equivalente a la Formación Yéchar de KAMPSCHUUR *et al*. (1972), está constituido por dolomicritas recristalizadas, mudstone y wackestone dolomíticas, de bien estratificadas en el tramo basal, donde normalmente muestran sílex en nódulos de color crema, a masivas en los tramos de techo Son frecuentes los niveles de brechas de cantos de dolomía, aparentemente sinsedimentarias. El color, uniforme, es gris muy oscuro.

En los afloramientos dentro de la Hoja de Alcantarilla el espesor alcanza los 150 m. Su contenido fosilífero es muy pobre, se cita la presencia de lamelibranquios mal conservados en sus tramos basales dentro de la Hoja de Lorca. Se le atribuye por criterios de correlación regional una edad Ladiniense sin descartar el Carniense en sus tramos de techo.

2.1.2.2. Unidad de Navela (Sierra de Carrascoy) y de la Santa - Morrón de Totana (Sierra Espuña)

Todos los autores coinciden en ubicar ambas unidades como el tipo clásico del Complejo Maláguide. La Unidad de Navela definida por KAMPSCHUUR *et al*. (*op. cit*) se sigue manteniendo vigente en tanto que se trata de una unidad simple. Caso contrario es la Unidad Morrón de Totana. En el sentido de SANZ DE GALDEANO *et al*. (*op. cit*) agrupa las Unidades de Atalaya y Morrón de Totana de KAMPSCHUUR *et al*. (*op. cit*) y de BOOT-REA (*op. cit*), incluyéndolas bien como escamas dentro de la unidad mayor, bien como redefinición de contactos mecánicos como estratigráficos, más o menos mecanizados. Este ultimo autor incluye estas unidades dentro de lo define como Unidades Maláguides Superiores.

2.1.2.2.1. Grauwacas con intercalación de rocas carbonatadas (11). Devónico-Carbonífero

En el sector centro oriental de la Sierra de Carrascoy hay unos afloramientos de muy reducida extensión los cuales en la edición precedente del Magna fueron bien identificados y cartografiados si bien en la actualidad, y salvo alguna excepción han sido difícil de reconocer. Su situación morfológica y los profundos cambios antrópicos (laboreo reforestación, etc.) pueden ser las causas de esta dificultad.

La serie esta constituida esencialmente por litarenítitas (grauwacas), de color verde oliva, en secuencias gradadas, decimétricas a centimétricas, que intercalan capas de mudstone limosas gris oscuro. Las facies siliciclásticas muestran gradación positiva, laminación cruzada hummocky y un paso gradual con los depósitos mixtos y carbonatados en los que la laminación ondulada y paralela es igualmente muy visible. Dado el tipo secuencial descrito estos materiales podrían interpretarse como depósitos de corrientes de turbidez en plataformas dominadas por tormentas. El espesor visible no supera los 30 m.

No se han encontrado restos fósiles salvo los restos vegetales carbonizados e inclasificables que se observan en las capas más gruesas de las grauwacas. Por su posición tectoestratigráfica se le atribuye una edad Devónico-Carbonífero como corresponde al Paleozoico de las Unidades Maláguides Superiores. Sin embargo, KAMPSCHUUR *et al*. (*op. cit*), reseñan que en este

sector de Carrascoy no se encuentran evidencias claras de la discordancia angular y erosiva que se presupone en el ámbito regional entre las formaciones del Paleozoico Maguide y las Permo Triásicas suprayacentes.

2.1.2.2.2. Argilitas rojas y cuarcitas (12) con intercalaciones de conglomerados de cantos de cuarzo. En Sierra Espuña intercalaciones de conglomerados de cantos carbonatados (13) y excepcionalmente de calizas. A menudo yesos a techo. Pérmico-Ladiniense

Esta unidad aflora tanto en Sierra Espuña como en Carrascoy. Aunque se ha pretendido en la introducción al Complejo Maláguide, incluido el preámbulo a las Unidades Intermedias, dar cabida a las opiniones de los distintos autores para fundamentar las divisiones que se describen, quiere reseñarse que para los autores de esta memoria, en base de los conocimientos precedentes y acumulados en el desarrollo de estos trabajos, no tiene sentido distinguir unidades dentro del Maláguide pues, a nuestro juicio, en ambas sierras solo existe un manto de corrimiento, en el que incluiríamos las Unidades Intermedias, aunque con escamas de menor envergadura.

Esta unidad seria equivalente a las Formaciones Carrasquilla y Garita de KAMPSCHUUR *et al*. (*op. cit*).

La facies litológica dominante son las lutitas y fangolitas pizarrosas y de colores muy variados, salmón, marrón rojiza y verde-amarillentas, en las que se intercalan capas de aresnisca de cuarzoarenitas a literanitas de colores rojos y amarillentos. Sin embargo, la facies mas llamativa de esta unidad son los conglomerados de los que se tiene dos tipos: en capas decimétricas a bancos de color rojo y con un espectro dominado por los cantos muy redondeados de cuarzo, sílex y jaspe rojo. (tipo Verrucano) y en bancos métricos a decamétricos de color gris oscuro de clasto soportados a matriz soportados y con un espectro dominado por los cantos carbonatados y en mucha menor proporción los de cuarzo-cuarcita. En este caso, hay una fuerte heterometria con cantos de carbonato tamaño bloque pocio redondeados y gravas de cuarzo con muy buen redoneamiento. El cemento es carbonatado y el encostramiento superficial de estos cuerpos, unido a su litología y color, ha ocasionado que, en cartografías precedentes, sean confundidos con las unidades carbonatadas suprayacentes. De manera puntual en algunos afloramientos, estas capas de conglomerados de cantos carbonatados pasan en cambio lateral a mudstone vadosas masivas de color crema a gris-rosado y con porosidad fenestral muy acentuada Tienen cantos de dolomías gris oscuro dispersos en los tramos de transición conglomerado-caliza.

Sin embargo, esta circunstancia no debe dar pié, como afirman algunos autores SANZ DE GALDEANO *et al*. (*op. cit*), a cuestionar la existencia, en el sector meridional de Sierra Espuña, de determinados y repetidos contactos mecánicos entre las formaciones detrítica inferior y carbonatada superior, extrapolando exageradamente la cuestión, niegan la existencia de cabalgamientos y generalizan las intercalaciones detríticas con constantes cambios de facies.

A este respecto se puede afirmar, al menos en el sector encuadrado dentro de la Hoja de Alcantarilla, que no existen los pretendidos cambios laterales de facies entre las dolomías superiores y la formación detrítica, así como el que las intercalaciones carbonáticas son

mayoritariamente conglomerados y solo excepcionalmente calizas por lo que deben considerarse dentro de los límites de la formación detrítica inferior, al contrario de lo que piensan dichos autores.

A grandes rasgos la serie se estructura en dos tramos o miembros. El inferior organizado en secuencias granodecrecientes (Fl-Fsc y Gm-Sh-Fsc), con reducción progresiva hacia techo del espesor en las facies finas, dando una macrosecuencia grano y estratocreciente cuyo techo puede establecerse en unas areniscas de grano medio-fino, color amarillento con un moteado en marrón oscuro y cemento carbonatado. Son bancos métricos con gran continuidad lateral, que muestran estructuras de acreción lateral y amalgamación de capas y de corriente (chanel-fill, cruzada plana, en artesa, bimodal, etc.).

Sobre estas areniscas se encuentra el miembro superior, de espesor muy reducido (5 a 15 m), y constituido por alternancias centi a milimétricas de areniscas carbonatadas de grano muy fino, lutitas carbonatadas de color verdoso y asalmonado y carbonatos dolomíticos con laminaciones de color gris, en tránsito litológico gradual a la unidad carbonatada suprayacente. Es frecuente, sobre todo en las escamas septentrionales, la presencia de capas de yeso con laminación alternante gris claro-negro intercaladas en las facies descritas en este tramo y como termino superior de la secuencia.

En conjunto, dadas las facies litológicas descritas, y su estructuración, parece que estos materiales son depósitos fluviales y fluviomareales (areniscas amarillas) en el miembro inferior y de supra a intramareales en el miembro de transición.

El contacto inferior de esta unidad tectónico, salvo en las escasas localidades descritas donde aflora el substrato paleozoico y el superior es concordante con la unidad carbonata superior.

Dentro de la Hoja el espesor puede estimarse entre 140 a 220 m No se tiene constancia de hallazgos fósiles por lo que se le atribuye una edad Pérmico Ladiniense en base a criterios regionales.

2.1.2.2.3. Dolomías gris oscuro con sílex en la base. En la Sierra de Espuña con margas a techo. (14). Triásico Medio. Ladiniense

Su correspondencia serían las Formaciones Lobos y Leiva de KAMPSCHUUR *et al.* (*op. cit*).

Esta unidad está constituida por carbonatos de color gris en capas bien estratificas en sus tramos basales a estratificación difusa hacia techo. Normalmente se observa un primer paquete con espesor métrico de dolimicritas grises en capas centimétricas con intercapas de margas verdes, sobre el que se tiene un paquete con espesor variable (5 a 10 m) constituido por mudstone dolomitizadas grises con abundante silexde color crema, en nódulos y capas con escasa continuidad lateral. El resto de unidad son dolomicritas, mudstone y wackestone, con fuerte recristalización y dolomitización de todas las facies que intercalan capas y bancos de brechas monomicticas sinsedimentarias (rauwakas), especialmente hacia techo de la unidad.

En Sierra Espuña, especialmente en las escamas septentrionales, la unidad culmina con un tramo de alternancia de dolomicritas gris claro alternantes con margas verdosas que de forma progresiva pasan a margas verde-grisáceo que intercalan láminas de yeso gris oscuro.

La presencia de restos fósiles es frecuente pero los procesos diagenéticos los hacen indeterminables. El contacto inferior es estratigráfico y concordante y el superior es del mismo tipo, salvo en aquellas escamas en las que lo es de carácter tectónico. El espesor estimado esta en el entorno de los 200 m. La edad que se atribuye por criterios regionales es Ladiniense Carniense.

2.1.2.2.4. Lutitas verdes con yesos. A techo margocalizas tableadas de colores abigarrados (15). Triásico Superior. Carniense

Estos materiales afloran ampliamente en el Barranco de Leiva y en los alrededores de la localidad del Berrón, serían equivalentes a la Formación Sanatorio KAMPSCHUUR *et al*. (*op. cit)*.

El contacto inferior de estos materiales es el tránsito concordante con la unidad anteriormente descrita, en tanto que a techo se tienen en concordancia los depósitos carbonatados del Lías Inferior. En general se trata de lutitas verdes y grises con intercalaciones de láminas y capas muy finas de dolomías blanco amarillentas con laminación paralela y porosidad móldica, que intercalan capas a menudo muy gruesas de yesos con coloraciones variadas desde grises muy oscuros, rojos e incluso blancos. Estas litologías muy incompetentes, ocasionan en esta unidad una estructuración con aspecto caótico, que hace muy dificultoso tanto el realizar una serie como tener una estimación aproximada de su espesor; puede indicarse-que estos depósitos parecen estructurarse en una macrosecuencia carbonato creciente y con un espesor no inferior a los 150 m.

Al conjunto de estos sedimentos se les atribuye una edad Trías Superior (Carniense y/o más moderno), aunque en concreto estos depósitos dada su posición estratigráfica tan cercana a las dolomías del Lías podrían ya corresponder al transito Triásico-Jurásico.

2.1.2.2.5. Dolomías gris-amarillentas (16). Jurásico Inferior. Hettangiense-Sinemuriense

Estos materiales afloran de manera extensa en el borde centro oriental de Sierra Espuña y de forma muy reducida en la sierra de Manzanete. Su contacto inferior es transicional y concordante con la unidad de margas y yesos descrita y el superior, con las calizas oolíticas suprayacentes, es neto e igualmente concordante. Se trata de dolomías grises y amarillentas de masivas a estratificadas en bancos que intercalan láminas de margas hacia techo. En los escasos afloramientos donde el depósito no tiene una fuerte dolomitización, se observan laminación con colores alternantes gris-amarillo posiblemente de origen biogénico (mallas de algas). Localmente muestran textura brechoide que se explica por la disolución de niveles salinos (sulfutas y otras sales) intercalados en esta serie. Se trataría de depósitos de plataforma somera de dominio mareal en medios intra a supramareales. Por criterios regionales se les atribuye una edad Hettangiense-Sinemuriense.

2.1.2.2.6. Calizas oolíticas (17).- Jurásico Inferior. Sinemuriense-Pliesbachiense

Afloran tanto en el borde centro occidental como en la Sierra de Manzanete.

La litología dominante es de grainstone oolíticas y de grainstone y packstone oolíticas con peloides, fragmentos de bioclastos y granos de cuarzo, que intercalan capas de micritas, mudstone y wackestone peletíferas.

Estos depósitos carbonatados, con un espesor próximo a los 50 m, en la Sierra de Manzante y de más de 100m en Sierra Espuña, se organizan en secuencias estrato y grano decrecientes (muddy secuences) desde rudstone y/o grainstone oolíticas con estratificación cruzada plana como termino basal a mudstone con birdeseyes como término superior. Hacia techo de la serie, en algunos afloramientos, se ha observado una capa caliza con bivalvos pelágicos y estructuras hummock cross bedding (H.C.S). Se trataría de depósitos de barras calcareníticas que se desarrollan en plataforma abierta de alta energía, limitando hacia continente zonas de plataforma con baja energía donde se depositan las facies micríticas. En S. Espuña son frecuentes las intercalaciones de grainstone oobioclásticas, con espesores decimétricos y estructuras H.C.S; lo que indica que, en la plataforma descrita, las tempestades, eran un elemento importante de redistribución de los depósitos.

La microfacies contenida en estos sedimentos carbonatados es de bivalvos, espículas de esponja y radiolarios (SEYFRIED, 1979) las data como Sinemurienses-Pliesbachienses. NIETO (1997, 2003), atribuyen una edad Lías-Dogger a las calizas oolíticas del Complejo Maláguide (Fm Chorro) en las Sierras de Manzanete y Espuña. Es destacable la similitud de las facies de los jurásicos del Maláguide y del Prebético, explicable por representar en la paleogeografía cuencal los depósitos de plataforma desarrollados en los márgenes de dos continentes distintos.

2.1.2.2.7. Margocalizas y margas (18). Jurásico Superior

En la sierra de Manzanete, en el sector noroccidental de la Hoja y en contacto concordante con las grainstone oolíticas, se encuentra un afloramiento de dimensiones reducidas en el que la serie aflorante está constituida por una alternancia de mudstone litográficas, margocalizas seudonodulosas y margas de color gris a verdoso. Dado lo reducido del afloramiento y del espesor de la serie aflorante, unido a la ausencia de fósiles, no ha permitido dar una cronología precisa a estos materiales. Las facies litológicas tipo ritmita carbonatada bien podrían corresponder a las alternancias de techo de la Fm Chorro atribuidas al Malm (NIETO *et al*., 2003), o bien podría tratarse, dada su posición del tramo intermedio del Dogger, cuya litología es igualmente micrítica y que separa las grainstone oolíticas inferiores de las superiores, en cuyo caso y como es obvio esta unidad cartográfica tendría una edad Dogger.

2.1.2.3. Terciario del Complejo Maláguide

Los terrenos del Terciario del Maláguide en el área de esta Hoja y en sus colindantes suroccidentales conforman dos ciclos sedimentarios mayores de edad Cretácico Superior-Paleoce-

no-Oligoceno Inferior y Oligoceno Superior-Aquitaniense Superior, respectivamente (MARTÍN-MARTIN *et al*., 1997 y SIERRA-KIEL *et al*., 1998).

Los materiales que constituyen el Ciclo Sedimentario Inferior del Terciario Maláguide (CSITM), son pretectónicos en tanto que los del Ciclo Superior (CSSTM) son sintectónicos. Ambos ciclos están separados por una discordancia angular (Límite de Tipo I), asociada a una fase tectónica de edad Oligoceno Superior basal. Esta discordancia es la primera de tipo regional reconocida en el ámbito del Maláguide. Durante el Aquitaniense Superior culminó la historia orogénica de este dominio con su emplazamiento definitivo sobre el Alpujárride.

El CSITM se ha dividido en unidades litológicas descriptivas, con rango de formación, que pueden agruparse en Secuencias Deposicionales (SD). Estas secuencias han sido estudiadas en profundidad y datadas con precisión por MARTÍN- MARTÍN *et al*., (1997). Están limitadas por superficies de discontinuidad (Límites de Tipo II) y/o por cambios en la tendencia megasecuencial en los depósitos de áreas subsidentes.

El CSSTM está formado por dos unidades clásticas con rango de formación que muestran diferente litología, área-fuente, medio de depósito pero que conforman una única secuencia deposicional de edad Oligoceno Superior- Aquitaniense. Las características de esta SD evidencian la rápida evolución y relleno sedimentario de una cuenca subsidente con dos áreas fuentes bien diferenciadas: una situada al SE que suministraba material proveniente de la erosión del Mesozoico y Terciario del Maláguide y otra situada al N y NO y cuyos aportes denotan una procedencia de materiales esencialmente paleozoicos. MARTÍN-MARTÍN *et al*. (*op. cit*).

En la hoja de Alcantarilla los terrenos pertenecientes al CSITM son muy escasos en tanto que los del CSSTM tienen un buen desarrollo de las Formaciones Bosque y Río Pliego, con series consideradas como holotipos, descritas dentro de esta Hoja.

2.1.2.3.1. Lutitas rojas, arenas y conglomerados con cantos de cuarzo y lidita. (19). Formación As. Oligoceno inferior

Los materiales que atribuimos a esta formación afloran, de forma muy reducida, en los alrededores de la localidad de El Berro. En la anterior edición del Magna fueron confundidos con las series triásicas que los rodean.

La unidad litológica denominada por LONERGAN (1991), como "Upper Eocene unit" y definida con carácter formal por MARTÍN-MARTIN (1997b), se caracteriza por una litología variada en la que se alternan conglomerados, areniscas, lutitas y calizas arenosas.

En la presente Hoja esta unidad esta constituida por una facies predominante de lutitas rojas que intercalan capas de areniscas y conglomerados de colores amarillentos a rojizos.

La mala calidad de los afloramientos y el reducido espesor de la serie aflorante (15-20 m), impiden realizar observaciones más detalladas, aún así parece que estas facies se organizan en secuencias grano y estratodecrecientes (Gms-Gt-Sh-Fsc), en las que las capas de

conglomerados muestran base erosiva, cicatrices internas con amalgamación de cuerpos y gradación normal e inversa.

El límite inferior de esta unidad es una discordancia cartográfica (angular y erosiva) sobre los terrenos del Triásico Superior-Lías Inferior y el superior es, en este caso, la superficie de cabalgamiento de una unidad Maláguide. A nivel regional este límite es una discordancia regional (límite de tipol) que delimita los ciclos sedimentarios mayores reseñados.

El hecho más destacable de esta Formación viene dado por su constitución litológica de las facies de conglomerados y areniscas. En su espectro litológico de inmediato llama la atención la presencia de abundantes cantos de lidita y de cuarzo subredodndeados a redondeados y con una moda en 3-4 cm. Del mismo modo es relevante la presencia, en menor proporción, de cantos de grauwacas y pizarras. Estos materiales tienen una clara procedencia Maláguide, específicamente las series paleozoicas de este Complejo. Aunque en esta Hoja no afloran el resto de las Formaciones del CSICM infrayacentes a la Fm As, en general se trata de unidades de depósito carbonatadas y bioclásticas en medios marinos de plataforma externa y/o talud-cuenca. Por esta razón la posición estratigráfica y las facies litológicas de la Fm As significan una primera ruptura en los depósitos de la cuenca terciaria al tiempo que refleja una importante remodelación de la patria sedimentaria con la llegada de siliciclásticos de grano grueso de origen Maláguide. Estas razones servirán para en capítulos posteriores realizar una nueva propuesta de organización de los ciclos sedimentarios del terciario creemos que más acordes con la evolución tectónica regional.

Los materiales aflorantes en esta Hoja no proporcionan registro fósil que permita atribuirles una cronología cierta. En sectores muy próximos donde la serie muestra una mayor variedad litológica se han podido identificar macroforaminíferos resedimentados de formaciones anteriores del Paleoceno-Eoceno junto con especies del Oligoceno inferior por lo que, a la Formación As, se le asigna esta edad.

2.1.2.3.2. Conglomerados de cantos carbonatados (20). Formación El Bosque (Miembro conglomerático). Oligoceno superior

PAQUET (1969), describió una unidad constituida por conglomerados, calizas de algas y sus equivalentes laterales a la que denominó El Bosque. LONERGAN (1991) la describió con la denominación informal de Formación Bosque y MARTÍN-MARTÍN (1996) la definió con carácter formal como Formación Bosque situando su estratotipo en La Sabina situada al oeste de El Berro dentro de la Hoja de Coy. El límite inferior esta marcado por una discordancia de carácter regional sobre los materiales mesozoicos fosilizando unidades cabalgantes y el superior es la discordancia de los depósitos siliciclásticos de la Formación Río Pliego. Aunque en el estratotipo se describen cuatro miembros en cambios de facies lateral y vertical, en los afloramientos de esta Hoja sólo se han identificado y cartografiado tres de ellos no teniendo constancia de las calizas basales que ya en su estratotipo son de espesor muy reducido.

En la edición precedente de esta Hoja MAGNA, las distintas unidades cartográficas correspondientes a los Miembros de la Formación Bosque no estaban bien definidas, por lo que su cartografía en esta edición es prácticamente nueva.

En esta Hoja el Miembro Inferior de la Formación Bosque está constituido por conglomerados clastosoportados con cemento carbonatado y aspecto masivo a estratificados en bancos de espesores métricos. Solo en muy contados afloramientos se han observado interestratos margoso calcáreos y gradaciones tanto positivas como negativas. Hacia techo, intercalan de forma progresiva capas de calizas con cantos en el paso lateral y vertical con el Miembro Calcáreo Superior.

El espectro litológico de estos depósitos, al menos en esta Hoja es simple, son conglomerados, monomicticos con cantos carbonatados de subangulosos a subredondeados con una moda en 12-15 cm y un centil en bloques de 70-80 cm. Su procedencia son las series jurásico-terciarias infrayacentes. El espesor máximo en las series observadas puede alcanzar los 350 a 400 m. Se les atribuye un medio de depósito de tipo fan delta y dada la ausencia de cicatrices erosivas, depósitos de zonas de oxidación, etc., posiblemente los afloramientos descritos correspondan con las zonas submareales de dichos abanicos deltaicos. Por posición estratigráfica se le asigna una edad Oligoceno superior.

2.1.2.3.3. Calizas arenosas (21). Formación El Bosque (Miembro calcáreo superior). Oligoceno superior

Este Miembro está constituido por dos tramos bien definidos. El inferior es una monótona sucesión de calizas masivas a estratificadas organizadas en secuencias grano estratocrecientes con un termino en grainestone y packstone bioclásticas en las que abundan las algas rojas, foraminíferos encostrantes, macroforaminíferos, bivalvos, equinodermos, etc. y un término superior constituido por wackestone y mudstone con clastos dispersos de tamaño grava (carbonatados y de cuarzo).

El tramo superior es una alternancia de grainstone y packstone bioclásticas en capas decimétricas en ocasiones gradadas con amalgamación y con superficies ondulantes (swaley) y margas o margocalizas de color amararillento-verdoso. En apariencia se organizan en secuencias grano y estrato decrecientes conformando por tanto para todo el conjunto del Miembro un ciclo de carácter simétrico. El espesor observado es del orden de los 150 a 200 m en la magnifica sección estratigráfica aflorante al SO de los Altos de las Atalayas.

Las facies descritas y su organización representan un paso desde los medios de dominio fluvial de los fan-deltas a medios de plataforma abierta con dominio mareal y tormentas esporádicas en subambientes desde plataforma interna (tramo inferior) a plataforma externa.

En el estratotipo de referencia la asociación macroforaminíferes determinada permite asignar una edad Oligoceno superior a este Miembro.

2.1.2.3.4. Margas blancas, rojizas a techo, con intercalaciones de calizas bioclásticas (22). Formación El Bosque. (Miembro margoso-arenoso).Oligoceno superior

Como ya se ha descrito se encuentra en paso gradual con el infrayacente y su constitución es una monótona sucesión de potentes tramos de margas blancas, rojizas hacia techo, que inter-

calan capas decimétricas de grainstone o packstone bioclásticas y centimétricas de areniscas bioclásticas (litareneritas), a veces con cantos carbonatados y de cuarzo de tamaño grava. En la serie aflorante en las Atalayas estas capas tienen gradación positiva y en algún caso las calizas muestran laminación cruzada y estratificación hummocky. En los tramos margosos suelen observarse capas gradadas de espesor milimétrico y escasa continuidad lateral. Estas facies litológicas parecen corresponder a depósitos en una plataforma externa-talud en donde las tormentas "storm-surge ebb", tienen una significativa importancia en la redistribución de los materiales depositados previamente en la plataforma interna. En el estratotipo se describen como tramo superior del Miembro, capas de calizas bioconstruidas (boundstone o bindstone) con abundantes algas rojas y foraminíferos encostrantes. Este hecho indicaría un retorno a condiciones de baja energía en plataforma interna.

El espesor de este miembro puede estimarse en unos 250 m. La asociación de nanoplancton calcáreo encontrada en las margas de este miembro determina la zona NP25 del Oligoceno superior (Catiense). Por tanto, la Formación Bosque en su contexto ocuparía la parte superior del Oligoceno Inferior y gran parte del Oligoceno Superior.

Es importante resaltar en este punto que, al contrario de la opinión de algunos autores como MARTÍN-MARTÍN *et al*. (1997), SERRA-KIEL *et al*. (1998), este Miembro no representa en absoluto un cambio lateral de facies a la Formación Río Pliego suprayacente ya que como puede observarse en la ermita de Pliego y en otras localidades de la hoja colindante de Mula, la Formación Río Pliego esta en discordancia angular y erosiva sobre el Miembro Calcáreo Superior de la Formación Bosque, habiendo desaparecido en su totalidad por la erosión el Miembro Margoso-Arenoso, el cual, se encuentra ampliamente expuesto sólo un poco más hacia el oeste , entre el punto anterior y el cementerio de Pliego. Estas observaciones junto al drástico cambio litológico y composicional, llevan a la consideración de que la Formación Río Pliego no es en ningún caso un cambio lateral, pro parte, de la Formación Bosque.

2.1.2.3.5. Areniscas, microconglomerados y lutitas rojizas-violáceas a amarillentas (23). Formación Río Pliego. Oligoceno superior-Aquitaniense.

En el ámbito de la Hoja, esta unidad aflora exclusivamente en los alrededores de la localidad de Pliego, aunque si lo hace de forma muy amplia, rellenando la Depresión del Río Pliego entre la Sierra de Manzanete al sur y la de Mula al norte.

El contacto inferior de esta unidad es una discordancia angular y erosiva sobre las formaciones precedentes. Un punto singular donde se observa dicha discordancia se tiene en la ermita de Pliego junto a la carretera local de Pliego a Librilla donde la Fm Río Pliego se superpone con una fuerte discordancia erosiva sobre las calizas del miembro tercero de la Fm Bosque. El contacto superior es la discordancia angular y erosiva de los depósitos que rellenan la cuenca del Neógeno Superior.

Las series parciales realizadas a lo largo de las vertientes del Río Pliego y en las laderas de la Sierra de Manzanete, permiten realizar una descripción tentativa de la estratigrafía de esta

unidad. En función de la granulometría y de la estructuración interna se diferencian las siguientes facies:

A. Lutitas de tonos rojo-violáceos y amarillentos con intercalaciones de litarenitas de grano muy fino

Es la facies litológica más característica de esta formación y aunque a simple vista parece la más abundante, no lo es, al menos en el sector estudiado. De igual manera su color es engañoso ya que en roca fresca es de una tonalidad grisácea muy oscura. Los procesos de oxidación dan lugar a tonalidades rojizas, y los erosivos y de percolación, ocasionan que las facies arenosas de esta formación tengan una patina superficial roja, cuando su color en fresco es gris a blanco-amarillento.

Muestran un aspecto microlaminado con intercalación de láminas de limolitas grises a amarillentas. Las láminas son muy continuas y en detalle se observan con base débilmente erosiva y gradación positiva (laminación de "shear sorting").

En esta litología y de forma progresivamente más abundante, se intercalan capas centimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino con base débilmente erosiva y gradación positiva. Se trata de facies turbidíticas C_2 (T_a^e), D_1 (T_b^e) y D_2 (T_c^e) de MUTTI (*op. cit.*). En esta litofacies la presencia de restos vegetales y nódulos dispersos, suele ser una constante.

Las características litológicas y de ordenación secuencial parecen indicar que se trataría de depósitos relacionados con un sistema turbidítico caracterizado por secuencias masivas, predominantemente fangosas, en las que se insertan secuencias areniscosas que rellenan pequeños canales aislados y restringidos a los sectores proximales del sistema, de forma que, hacia cuenca, las secuencias fangosas son difícilmente discernibles de los depósitos propios de la llanura de cuenca. Los niveles de lutitas gris oscuras o verdosas, no asociados a las capas litareníticas, se explican por procesos de by passing en tanto que los niveles violáceos de espesor decimétrico representarían el depósito normal de cuenca producido por decantación de fangos con baja tasa de sedimentación lo que permite la oxidación del hierro.

El funcionamiento hidrodinámico de este sistema turbidítico sería similar a un Tipo III (MUTTI, 1979) de baja eficacia de transporte.

B. Alternancias de litarenitas de grano medio y lutitas grises y rojo-violáceas

Se trata del conjunto litológico mayoritario en los afloramientos observados y lo constituyen las alternancias de litarenitas y lutitas cuya relación arena/pelita varia de 1/2 a 5/1.

En este segundo conjunto litológico se observan, por una parte, capas centimétricas, tabulares con base débilmente erosiva a plana y techo ondulado desprovistas del intervalo gradado (Ta) y con intervalos de laminación paralela y cruzada de ripples, normalmente convolucionadas, muy bien representado. Tienen un intervalo de decantación con espesor equivalente en lutitas gris oscuras. Se corresponderían a las facies F9 de MUTTI (1991) generadas por

corrientes de turbidez de baja densidad, que transportan solamente arena de muy fina a fangos. El depósito de arena se realiza por tracción-decantación, ocasionando la laminación paralela de alto flujo.

Otra facies relativamente abundante, la constituyen las litarenitas con tamaño de arena gruesa-media a fina y espesores de decimétricos a bancos (0,30 a 130 cm). Son capas que muestran la secuencia de BOUMA completa con un intervalo basal (Ta) con granoclasificación positiva bien desarrollada que en las capas más gruesas engloba cantos blandos ("mud chips") y gravas heterolíticas dispersas o concentradas en la base. Sobre este intervalo se disponen los de laminación paralela (Tb), laminación de ripples (Tc) y los de decantación de finos (Td y Te). En esta secuencia lo normal, es observar una relación arena/pelita variable de 6/1 a 2/1. La base de estas capas es erosiva con geometrías de plano paralelas a ligeramente canaliformes y con estructuras de carga e hidroplásticas y de inyección de fangos.

La litología de estas areniscas muestra espectro lítico sumamente variado. En general, son litarenitas con unos porcentajes de cuarzo y feldespatos inferiores al 20% y 5% respectivamente, y una matriz arcillosa que oscila entre el 10% y el 15%. El resto son fragmentos líticos en los que por orden de abundancia se tienen rocas metamórficas, carbonatadas, volcánicas (ácidas y básicas) y micas.

En ambas litofacies se han observado fenómenos de eslumpamiento y brechificación (brechas intraformacionales) entre capas planoparalelas (Río Pliego-Barranco de la Plata).

Las marcas de corriente ("flute" y "groove marks") relativamente escasas en el área de la Hoja han dado direcciones N 80°E a N120°E con sentido de aportes ONO-ESE y NNO-SSE.

El conjunto de facies descritas, para la Fm Río Pliego en el ámbito de este estudio, parecen ordenarse, al menos en el sector de la Depresión encuadrado en esta Hoja, en un ciclo de facies negativo y por tanto en posición regresiva. La arquitectura de este ciclo se organiza en macrosecuencias grano y estratocrecientes, que culminan con las litarenitas masivas, seguido de un cortejo de macrosecuencias granodecrecientes que en principio conformarían una megasecuencia simétrica.

Cada macrosecuencia negativa y su conjunto constitutivo del ciclo grano y estratocreciente, se estructura con facies de lutitas gris-oscuras o rojizo- violáceas y litarenitas de grano fino a muy fino, con laminación paralela muy marcada, como depósitos correspondientes a cuenca y lóbulo externo pasando hacia techo a facies de lóbulo y franja de lóbulo en las litarenitas de grano medio-grueso con intervalo (Ta) bien desarrollado y gradación normal y finalmente, a facies de relleno de canal en los cuerpos amalgamados de conglomerados con gradación negativa, etc.

Las macrosecuencias positivas son indicativas de una retrogradación del sistema, en la cual de nuevo se pasaría de forma paulatina a términos de cuenca.

La evolución de la agradación vertical de estas megasecuencias en el ciclo negativo, se realiza con pérdida paulatina de términos finos, no tanto en su representación como en su espesor.

Esta secuencia de primer orden (Secuencia Deposicional compleja) de probable carácter progradante, sería el resultado del avance, por efectos tectónicos, de cuñas clásticas procedentes de un orógeno, situado, en sentido amplio, al oeste de esta área.

MARTÍN-MARTÍN *et al*. (*op cit*), han identificado una asociación compuesta por: *Dictyococcites bisectus* BUKRY y PERCIVAL 1971, *Helicosphaera recta* HAQ 1966, *H. Euphratis* HAQ 1966, *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE y WILCOXON 1967, *S. distentus* BRAMLETTE y WILCOXON 1967, *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE 1959, *cyclicargolithus abisectus* WISE 1973, *C. floridanus* BUKRY 1971 y *Reticulofenestra gartneri* ROTH y HAQ 1967. Esta asociación indica una edad comprendida entre la zona NP24 y la NN1 es decir desde el tránsito Oligoceno inferior-superior hasta el Mioceno inferior (Aquitaniense inferior).

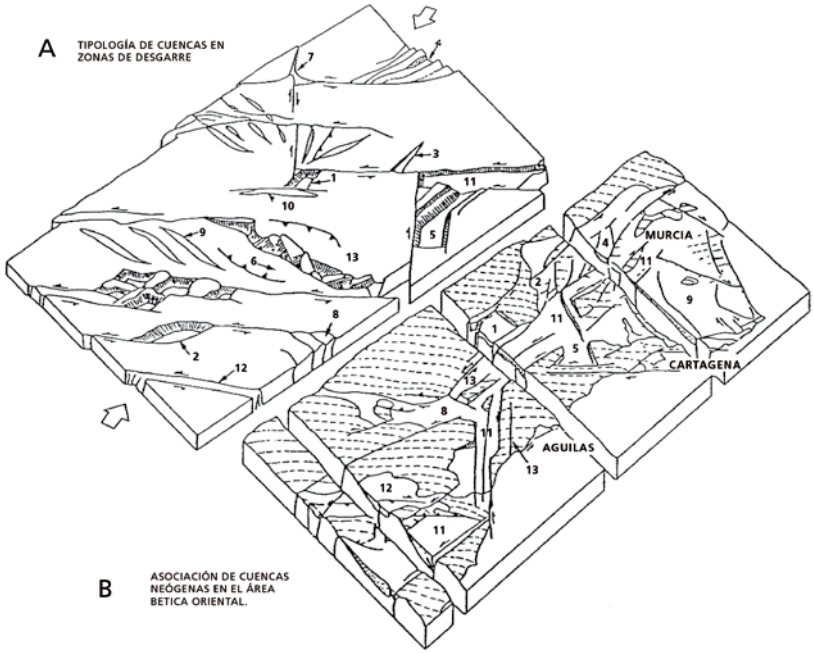
2.2. CUENCAS NEÓGENAS

El edificio bético formado en su parte oriental por mantos de corrimiento (EGELER Y SIMON, 1969; EGELER Y FONTBOTÉ, 1976) se presenta muy troceado y ampliamente recubierto por los terrenos neógenos, principalmente de edad Mioceno superior. (OTT d'ESTEVOU *et al*.; 1988). (fig. 4). Esos depósitos se reparten en una sucesión de cuencas de dimensiones modestas, entre las cuales los fragmentos de unidades alóctonas (esencialmente terrenos paleozoicos y triásicos) constituyen umbrales emergidos durante el Neógeno. Este dispositivo, se sitúa sobre el trazado de un vasto corredor de desgarre, que atraviesa toda la parte oriental de la cadena bética, siguiendo una dirección general NE-SO (N45º-65ºE). Los juegos de las diferentes familias de fallas, asociadas a la zona de desgarre, han controlado la fragmentación del edificio de mantos y la formación de las cuencas sedimentarias. Los accidentes mayores de este corredor tectónico, actúan, por lo menos, desde el principio del Mioceno (MARTÍN-ALGARRA *et al*., 1988), funcionando en régimen compresivo como consecuencia de la convergencia entre África e Iberia, cuyos efectos se aprecian, asimismo, en las partes más occidentales de la cadena (ESTÉVEZ *et al*., 1982, 1983; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1982; SANZ DE GALDEANO 1983, 1996, 1997 y 2000).

Por otra parte, el corredor de desgarre, corresponde a una zona de fuerte anomalía térmica en la cual se encuentra concentrada, una actividad magmática diversificada. Su actividad en particularmente intensa durante el Tortoniense superior donde se encuentran una gama, excepcionalmente variada, de manifestaciones plutónicas, volcánicas, y metalogénicas (BELLÓN, *et al*., 1983; BORDET., 1985; BOLZE *et al*., 1986; HERNÁNDEZ *et al*., 1987).

Esos fenómenos de naturaleza variada (juegos de desgarre, implicaciones tectono-sedimentarias, manifestaciones magmáticas) circunscritas en el espacio y el tiempo, jalonan de manera significativa, una discontinuidad litosférica revelada por los datos geofísicos (BANDA *et al*., 1990). El corredor de desgarre se sitúa sobre una zona de corteza fuertemente reducida y marca el límite de dos dominios litosféricos diferentes (LAZOUZIÈRE *et al*., 1988).

En este contexto la variedad de las configuraciones geométricas y de los comportamientos tectono-sedimentarios confiere a las cuencas del Neógeno reciente una gran diversidad tal como se resume en la fig. 4.



	Cuencas en extensión	En Murcia
1.-	Graben en rumbo (CROWELL, 1974)	Lorca y Alborán
2.-	Graben sigmoidal (CROWELL, 1974)	Quizas Barqueros
3.-	Graben en cicatriz de tensión (DIBBLEE, 1977)	
4.-	Graben en "cola de caballo" sobre la terminación conforme del desgarre (ARTHAUD. y ot., 1979)	Alcantarilla-Molina de Segura
5.-	Graben en transtensión en el cuadrante extensional limitado por fallas transcurrentes pseudo-conjugadas dextras y sinextras (LAROUZIERE, 1985)	Mazarrón
	Cuencas en compresión	
6.-	Tipo cuña, sobre la parte contraria (CROWELL, 1974)	
7.-	Intersección compresional subsidente de fallas de desgarre (BEJOLY y CASTAING, 1983)	
8.-	"Cola de caballo" sobre la terminación contraria de la falla de desgarre (ARTHAUD. y ot., 1977)	Suroeste de Puerto Lumbreras
9.-	Sinclinales "en escalón" (WILCOK. y ot., 1973)	Quizas el Campo de Cartagena
10.-	Sinclinales a lo largo de fallas de desgarre (DUEE. y ot., 1985)	Entre Puerto Lumbreras y Sª de Enmedio
11.-	"Surcos sobre desgarre (MONTENAT. y ot., 1985)	Hinojar, norte de Carrascoy
12.-	Acanaladuras en un corredor de desgarre erosionado (MONTENAT. y ot., 1985)	Parte de Palomares-Pozo la Higuera
13.-	En zonas de "lanzadera tectónica" con rotación de bloques (CAIRE., 1975)	Arco de Aguilas

Figura 4.- Tipología de cuencas de desgarre (A) y comparación con el área del corredor de desgarre de las Béticas Orientales (B). Tomada y retocada de OTT d'ESTEVOU et al. (1988).

OTT d'ESTEVOU *et al*. (1988), distinguen fundamentalmente dos tipos de cuencas:

I) Los surcos sobre desgarre. Se trata de cuencas subsidentes cuyo ancho inicial era siempre reducido (alrededor de 5 km), según el trazado de los principales desgarres (algunas decenas de km de largo), cuales quieran que sean las orientaciones y el sentido de desplazamiento de estos últimos (Fig. 5). Su perfil transverso es fuertemente asimétrico: la parte cercana del accidente, donde el relleno sedimentario es más espeso, ha experimentado, una estructuración vigorosa y contemporánea de los depósitos. Ésta se traduce, bien sea por dispositivos en "flower structure" característicos de deformación en transpresión, o bien, por un pliegue sinclinal, acompañado a menudo por juegos de fallas inversas, cuando domina la deformación por compresión. Los dos tipos de deformación pueden coexistir en una misma cuenca, en función de las respectivas orientaciones de los diversos segmentos de accidentes que controlan su desarrollo, así como de la variación de la dirección de acortamiento regional.

En el interior hay estructuras de mediana dimensión (métrica a decamétrica): pliegues de arrastre con eje subvertical, fallas inversas, fracturas de desgarre conjugadas, indican una deformación compresiva. Las discordancias observables en el interior del relleno sedimentario, sellan estas estructuras de escalas variadas, estableciendo con claridad su origen precoz.

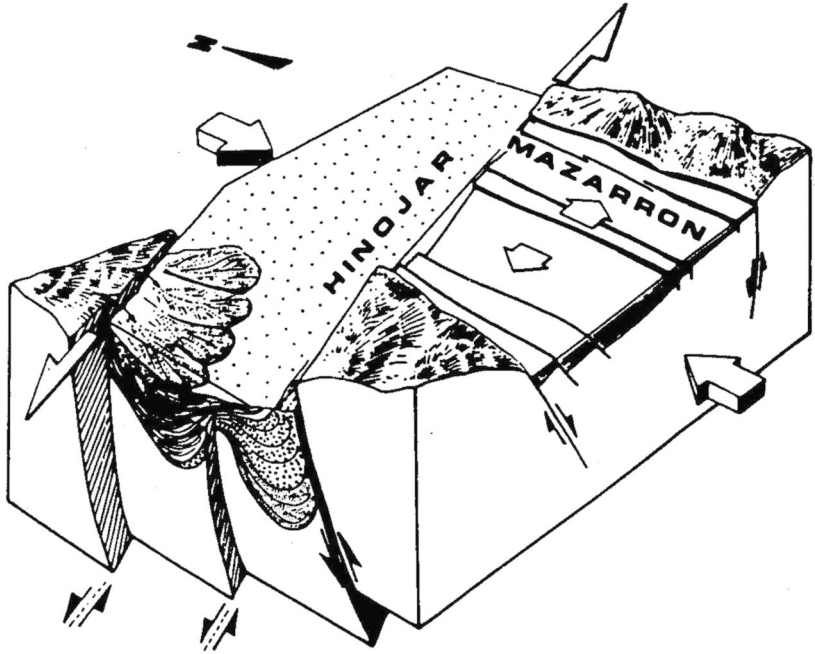


Figura 5.- Evolución simultánea de las cuencas de Hinojar (compresión) Mazarrón (Distensión) en régimen de compresión N-S. Tomado de OTT d'ESTEVOU *et al*. (1988).

La verticalización de los depósitos, todavía no litificados, provoca su desestabilización y su resedimentación bajo la forma de derrames gravitatorios de amplitud variable (debris flow y mud flow, deslizamientos en masa de materiales turbidíticos más o menos desmembrados, despegues de bloques carbonatados, etc.).

La amplitud de los movimientos horizontales, una veintena de kilómetros desde el final del Tortoniense a lo largo de los desgarres del corredor de cizalla: quince kilómetros sobre el accidente del Guadalentín (SILVA P., 1994), 75 a 100 Km en el de Crevillente-Alicante NIETO Y REY (2003) ocasiona que la configuración del marco paleogeográfico neógeno se haya encontrado constantemente modificada. En numerosos lugares, cuerpos detríticos importantes, así como los macizos que los han alimentado, se encuentran actualmente ampliamente desconectados por el efecto de los juegos de estos desgarres. Conglomerado de la Aguadera en la cuenca del Hinojar (Totana).

La formación de los pliegues "en échelon" de escala kilométrica, acompaña al juego de los desgarres mayores y en consecuencia, al poder realizarse durante la sedimentación, han favorecido el desarrollo de depósitos carbonatados, a veces arrecifales, sobre el emplazamiento de los abombamientos anticlinales.

II) Los grabens. Su geometría suele ser poligonal cuadrangular y no presentan depocentros con subsidencia notable. Estas cuencas se sitúan en los sectores en extensión de fallas de desgarre seudo-conjugadas (Mazarrón: LAROUZIÈRE *et al*., 1987) o sobre los relés conformes de desgarres, donde realizan dispositivos del tipo "rhomb – grabens" (Cuenca de Lorca). Sus bordes, poco deformados, muestran una estructuración en graderío, separado por fallas normales.

La coexistencia en el interior de la banda de desgarre de áreas deformadas en compresión y en extensión, es un aspecto característico de dichos sistemas tectónicos, ya observados en otras partes. Esta coexistencia se traduce por la evolución simultánea de cuencas sedimentarias dependientes de uno o de otro tipo de la deformación: de "surcos sobre desgarre" y de los grabens. Las cuencas relacionadas con esta última categoría son bien conocidas: se trata de "rhomb- grabens" o "pull apart", considerados, a menudo, como el arquetipo de la cuenca en régimen transcurrente. En realidad, son poco frecuentes en el dominio este-bético, donde los "surcos sobre desgarre" representan la entidad sedimentaria más generalizada y la más original en lo que concierne a sus características tectono-sedimentarias.

En este encuadre regional, la Cuenca Neógena de Mula se encuentra limitada al norte y sur por dos de los accidentes de desgarre más importantes de las Codilleras Béticas Orientales: El accidente de Cádiz- Alicante (SANZ DE GALDEANO, 1983), también llamado Falla Nor-Bética (BAENA *et al*., 1993), o Zona de Falla de Crevillente-Alicante (NIETO Y REY, *op, cit*), de carácter dextral y, el accidente de Lorca-Alhama sinestral. Por el norte la cuenca está limitada por los relieves de las sierras del Cajal y de Ricote, a lo largo del accidente Cádiz-Alicante; al sur queda separada de la Depresión del Guadalentín por los modestos relieves de la Muela de Alhama y las alineaciones de cuestas de Librilla-Alcantarilla que se desarrollan a lo largo del trazado de la Falla de Lorca-Alhama. El borde occidental de la cuenca está constituido por un

sistema de fallas *en echelon* de dirección N-S, que la ponen en contacto con los relieves de los matreriales triásicos, jurásicos y paleógenos de la Sierra de Espuña y, en el borde oriental, las unidades de depósito se continúan por la Hoja contigua de Fortuna, atravesadas por el Valle del Segura que las disecta en sentido N-S.

El interior de la cuenca está atravesado en diagonal por fracturas importantes de dirección N10º-30ºE cuyo trazado puede ser observado de forma prácticamente continua entre los dos accidentes mayores del corredor de cizalla. Como se describirá en capítulos posteriores, este sistema ejerce un control sedimentario muy evidente y llevan asociadas importantes manifestaciones volcánicas y geotérmicas. Tal como se recoge en la Fig. 4, la cuenca de Mula se trataría de un modelo próximo a los que se describen como graben en *"cola de caballo"*

En la Hoja de Alcantarilla, en las cuencas neógenas, se han diferenciado las siguientes Unidades Sedimentarias de Depósito con rango de SD (Seccuencias Deposicionales):

USD I.- Mioceno. Burdigaliense-Langhiense: Unidad de Los Brianes

USD II.- Mioceno. Langhiense-Serravalliense: Unidad de la Muela de Alhama

USD-III.- Mioceno. Serravalliense superior-Tortoniense: Unidad de El Berro y Los Barrancos de Gebas

USD-IV.- Mioceno. Messiniense: Unidad de Los Calderones

USD-V.- Plioceno-Cuaternario: Unidad Roja

2.2.1. USD-I. Unidad de los Brianes. Mioceno

Aflora exclusivamente en el sector suroriental de la Hoja, constituyendo los depósitos terciarios más antiguos aflorantes en el flanco meridional de la Sierra de Carrascoy.

2.2.1.1. Conglomerados (24). Burdigaliense-Langhiense

En las proximidades del Caserío de la Navata pueden observarse los escasos afloramientos de estos depósitos. Se trata de conglomerados cuyo contacto inferior es una discordancia angular y erosiva sobre los carbonatos, pizarras y filitas de las unidades del Complejo Maláguide. El espesor de estos conglomerados es muy variable estimándose en un promedio de 20 a 30 m en la Rambla de los Jurados. En la serie realizada puede establecerse una evolución desde facies matrizsoportadas (debritas), a clastosoportados con cemento carbonatado en capas o bancos amalgamados. Son polimícticos, heterométricos y de subangulosos a subredondeados. En la composición de sus cantos el predominio lo constituyen los cantos de carbonato (dolomías y calizas), cuarzo lechoso y de forma muy minoritaria los cantos metamórficos. La matriz es margoso arenosa de color rojizo-violáceo en el paquete basal a gris-amarillento en el resto de los depósitos En alguno de los bancos de techo se observan fragmentos de lamelibranquios, equinodermos y algas. Dada la mala clasificación de estos

depósitos y la ausencia casi total de estructuras sedimentarias, estos conglomerados marinos, podrían ser atribuidos a abanicos deltaicos.

No se tienen criterios objetivos para asignar una edad a estos conglomerados por lo que se establece por criterios regionales y por la datación de la unidad suprayente como Burdigaliense- Langhiense inferior.

2.2.1.2. Gravas, areniscas, limos y margas amarillentas (25). Burdigaliense- Langhiense

En paso gradual con los conglomerados descritos se encuentra una serie constituida por gravas, areniscas, limos y margas de color amarillento a grisáceo y con un espesor promedio de 100 m.

En el registro sedimentario de esta unidad pueden establecerse dos tramos bien diferenciados; el inferior caracterizado por la presencia de capas discontinuas de gravas de composición calclitítica y el superior con ausencia de conglomerados y donde es frecuente encontrar, especialmente en sus tramos superiores, capas eslumpadas, brechas intraformacionales y olistolitos de la propia unidad.

La organización sedimentaria es simple; se trata del cúmulo sistemático de una secuencia elemental de espesor decimétrico constituida por areniscas a veces con grava dispersa con laminación paralela y más escasa de ripples en paso a limos amarillentos bioturbados y lutitas carbonatadas o margas grisáceas a veces con linsen de limos blanquecinos. Como ya se ha descrito en el tramo inferior se intercalan cuerpos de gravas con base erosiva y morfología canaliforme que disminuyen su presencia de forma progresiva. En el tramo de techo el intervalo detrítico pierde espesor conservándose el de la secuencia, e intercalando las facies de deslizamiento. El afloramiento tan reducido de unidad dentro del ámbito de la Hoja no permite disponer de un mayor número de datos en cuanto a su arquitectura estratigráfica. Dado lo descrito podría tratarse de depósitos de frente deltaico donde se generan procesos deposicionales en taludes con alta inestabilidad.

En las muestras recogidas en el tramo margoso de esta unidad se determinan: *Orbulina suturalis, Globigerina bollii, G. bulloides, G. praebulloides, Globigerinoides trilobus, G. bisphaericus, Globorotalia mayeri, G. scitula, G. praemenardii, Globoquadrina dehiscen*, radiolas de Equínidos, fragmentos de Bivalvos, etc. que permiten atribuir a estos sedimentos una edad Langhiense-Serravalliense.

2.2.2. USD-II. Unidad de la Muela de Alhama. Mioceno. Langhiense-Tortoniense Inferior

En discordancia bien sobre los terrenos del Complejo Maláguide, ya sobre el registro sedimentario de la unidad anterior, en el ámbito de la Hoja los depósitos que se encuentran son conglomerados, areniscas, margas y areniscas calcáreas bioclásticas o calizas muy arenosas en general de color gris a amarillento. En cartografía su afloramiento más continuo es la Sierra de la Muela de Alhama que mantiene una dirección N70E subparalela a la falla de Lorca-Alhama y la serie ya reseñada del flanco meridional de la sierra de Carrascoy. La calidad de ambos aflo-

ramientos es buena y por tanto de las observaciones de campo como de las series realizadas, pueden establecerse la presencia de las unidades cartografiadas, con características litológicas similares e igualmente la ausencia en el área de Carrascoy de uno de los tramos separados en el sector de Alhama.

2.2.2.1. Conglomerados (cg) y areniscas (26)

De forma regional esta unidad comienza con un conglomerado polimíctico y heterométrico y fuertemente cementado, cuyo espesor varía entre los 100 m en Alhama de Murcia y los 150 m en Carrascoy "Conglomerados de El Relojero". Los cantos son mayoritariamente de dolomías y calizas, aunque no es despreciable la proporción de rocas metamórficas, procedentes del Complejo Maláguide. La heterometría es muy marcada con un centil próximo a los 70-80 cm y una moda en 12 a 15 cm.

En general este conglomerado presenta facies matrizsoportadas, solo en sus primeros metros, a clastosoportadas con cemento carbonatado-ferruginoso, en la casi totalidad de la unidad. Hacia techo se pierde el carácter masivo y de forma progresiva los conglomerados alternan con gravas arenosas y areniscas (litarenitas) estructurándose en secuencias granodecrecientes de espesores decamétricos a métricos con bases erosivas y estratificación cruzada en surco de media a gran escala. De manera uniforme el color es rojo vinoso a pardo rojizo. La morfología de estos conglomerados y su estructuración parece indicar que se trataría de depósitos relacionados con abanicos posiblemente canalizados en cañones cuya ubicación está regida por la morfología del subtrato pre-neógeno. Los datos aportados por la geofísica muestran que los conglomerados de la Muela de Alhama desaparecen rápidamente en dirección NE en tanto que los del Relojero lo hacen hacia el S y SE.

Dada la ausencia de fauna se le atribuye una edad Langhiense Serravalliense por criterios de correlación regional y por datación de las unidades suprayacentes.

Estos conglomerados constituirían el LST "lowstand systems tract" de la USD-II.

2.2.2.2. Areniscas, conglomerados, limos, margas y yesos (27). Langhiense-Serravalliense

En tránsito gradual con los conglomerados masivos infrayacentes, tanto en el sector de la Muela de Alhama como al sur de Carrascoy, la serie continúa con uno de los registros sedimentarios más característicos del neógeno de estas cuencas. Se trata de alternancias de conglomerados, areniscas, y margas en facies turbidíticas. La presencia de yeso es una constante sobre todo en los tramos basales de esta unidad.

En las series realizadas en ambos sectores, se identifican un término basal con presencia de capas de conglomerados, olistolitos y yeso, el intermedio con alternancia de pebbly mudstone, areniscas y margas y un término superior de carácter margoso. El color varía desde el pardo rojizo de la base a crema y gris-amarillento de los tramos superiores. Las facies más características de estos tramos son las siguientes:

C. Término con conglomerados

En función de la granulometría y de la estructuración interna se diferencian las siguientes facies:

Conglomerados y areniscas con gradación normal. Se trata de secuencias de espesores métricos con granoclasificación normal en las que solo se encuentran los intervalos de conglomerados y arenisca. La composición de los conglomerados es prácticamente la misma que la de los anteriormente descritos, variando su menor tamaño y su mayor redondeamiento tamaño. El paso al intervalo arenoso es difuso y las únicas estructuras observadas han sido laminaciones paralelas. Las areniscas son litarenitas en las que las fracciones predominantes son las de rocas metamórficas y carbonatadas. El cemento es mixto carbonatado y ferruginoso. Subiendo en la serie, se observa una progresiva disminución del espesor del intervalo conglomerático en tanto que aumenta el arenoso llegando a constituir cuerpos de espesores métricos y aspecto masivo en los que se amalgaman capas de areniscas de grano grueso y medio que muestran bioturbaciones y filoncillos de yeso.

Facies heterolíticas con olistolitos y yeso. Se trata de un paquete muy característico con el que finaliza el término inferior. Su espesor es decámétrico variando desde los 15 m en Alhama a los 45 m de Carrascoy. Su litología es de areniscas de grano grueso a fino con abundante matriz lutítico-carbonatada y con yeso en filones y como cristales dispersos. Su aspecto es masivo, aunque es frecuente observar láminas discontinuas de lutitas carbonatadas ligadas a cicatrices de amalgamación. La presencia de "mud chips" y de olistolitos intracuenca (conglomerados y areniscas de color rojizo) es una constante en los depósitos basales de este paquete. Las observaciones de campo en el sector de Carrascoy muestran que estos cuerpos masivos son el relleno de canales de fondo muy plano.

D. Término con pebbly mudstone y areniscas

Dado su litología y ordenación secuencial, este termino es el más característico y reconocible de esta unidad. Son múltiples las facies y subfacies que podrían describirse en razón de las granulometrías y de la estructuración interna observable. A titulo de resumen se describen:

Facies de pebbly mudstone. Está constituida por debris con soporte de matriz margosa. Los clastos, con heterometría muy marcada, desde tamaño arena gruesa a cantos de 15 cm, son de carbonatos, areniscas y rocas metamórficas, y de subangulosos a redondeados. Es frecuente la presencia de cantos blandos a veces alineados de forma subparalela a la estratificación. Las capas con espesores métricos, muestran un aspecto caótico con zonas parcialmente eslumpizadas y su geometría es bastante irregular. La presencia de fábricas con soporte de matriz, la ausencia de organización y la heterometría de los clastos, junto a los límites de capa irregulares con proyección de clastos hacia el exterior y la ausencia de estructuras de tracción en la base de las capas, indican un transporte y depósito a partir de "mud flows" o "debris flows" cohesivos (LOWE, 1979 y 1982). En estos flujos gravitatorios, el depósito de la carga tiene lugar en zonas de disminución de la pendiente, cuando el esfuerzo de cizalla, en la base del flujo, se hace menor que la resistencia cohesiva a la deformación LOWE (*op cit.*) Se corresponden con las facies F1 de Mutti (1992).

Areniscas masivas. Está constituida por areniscas (litarenitas micáceas), de grano grueso a fino. Tienen geometrías que oscilan de plano-paralelas a canaliformes con espesores que pueden alcanzar los dos o tres metros.

Muestran un intervalo basal masivo caracterizado por la presencia de estructuras de escape de agua (dish and pillar) y estructuras de carga e inyección. Este intervalo puede ocupar todo el espesor de la secuencia, aunque es frecuente que los últimos centímetros lo ocupen depósitos de los términos más diluidos (Ta-c). Son mucho más escasos los ejemplos en los que esta facies tiene los intervalos de decantación de limos y arcillas, produciéndose fenómenos de amalgamación de capas.

Están generadas por corrientes de turbidez de alta densidad que transportan detríticos de grano grueso a fino. La decantación masiva del material en suspensión tiene lugar por caída brusca de la turbulencia, ocasionada por la progresiva dilución y desacelaración de la corriente, y con velocidades de sedimentación tales que impide la formación del intervalo tractivo.

Este depósito masivo con gradación normal bien a través de toda la capa bien en el intervalo de techo se corresponde con las facies F5 de Mutti (1992).

Areniscas con gradación normal. Están constituidas por litarenitas de granulometría comprendida entre los tamaños de arena medio-gruesa y muy fina. Las capas presentan espesores que oscilan desde decimétricos a centimétricos con geometrías plano-paralelas a ligeramente canaliformes con bases erosivas y con estructuras de carga e inyección de fangos.

Presentan un intervalo basal bien desarrollado y con granoclasificación normal (Ta) sobre el que se disponen los términos mas diluidos correspondientes a los intervalos con laminación paralela (Tb), laminación de ripples (Tc), e intervalos de decantación (Td yTe).Los sedimentos del intervalo basal (Ta), sufren un transporte y depósito en condiciones similares a las descritas para la facies de areniscas masivas; la diferencia entre ambos reside en el hecho de que la corriente, en este caso, sufre un "salto hidráulico" MUTTI (1992), con lo que el depósito generado presenta una mejor clasificación característica del intervalo Ta de la secuencia tipo de BOUMA (*op cit.*).

Areniscas con gradación inversa. Se trata de areniscas (litarenitas) de grano medio a muy grueso, a veces con grava dispersa, micáceas, con cemento carbonatado y ferruginoso en bancos de aspecto masivo de color crema claro a amarillento. Internamente se estructuran en bandas de espesor centimétrico que a su vez tienen grano clasificación inversa.

Su transporte tiene lugar por corrientes de turbidez de alta densidad, cuya carga es marcadamente heterogénea, en las que el soporte de granos se produce por presión dispersiva.

Su depósito, es consecuencia de la concentración de partículas en la base del flujo y la consiguiente formación de una lámina basal con gradación negativa y clastos imbricados en la que las partículas son mantenidas en suspensión por la presión dispersiva. La desaceleración del flujo y el aumento de la fricción intergranular posibilitan la sedimentación de dicha lámina y la trasferencia del proceso a una lámina superior formándose una alfombra de tracción "traction carpet" LOWE (1982).

Este tipo de corrientes suele ser erosiva por lo que es frecuente encontrar geometrías lenticulares, amalgamaciones y abundantes estructuras de corriente en la base de estas capas

Estas facies son muy características del techo del término arenoso de esta unidad.

Slump. Comprende capas de conglomerados, areniscas, limolitas y margas, replegadas e incluso parcialmente brechificadas, limitadas por superficies que varían desde planares a altamente irregulares.

Su génesis se relaciona con deslizamientos gravitatorios de materiales semiconsolidados a favor de pendientes cuando el esfuerzo de cizalla supera la resistencia a la deformación del sedimento, generándose planos de despegue de geometría listrica.

E. Termino margoso

En el flanco meridional de Carrascoy este termino conocido como "Margas de La Atalaya" es una potentísima serie con más de 800 m de espesor en tanto que en la Muela de Alhama solo alcanza espesores del orden de los 50 m., al contrario de lo que ocurre con las facies detríticas que se describen a continuación cuyo espesor en Carrascoy es testimonial en tanto que pueden ser separadas cartográficamente en el sector de Alhama.

En general esta constituido por una alternancia de lutitas y fangolitas micáceas, carbonatadas de color gris oscuro en corte fresco a pardo grisáceo en las que se intercalan capas y láminas de areniscas de grano muy fino y limolitas gris amarillentas.

En función de la granulometría y su estructuración interna se pueden diferenciar al menos dos facies litológicas:

Areniscas laminadas. Se trata de areniscas (litarenitas) de grano fino a muy fino que, en ocasiones se encuentran tapizadas por láminas de limolitas y lutitas carbonatas de color gris oscuro. Las capas presentan geometría tabular o suavemente ondulada con las bases planas o algo erosivas y los techos planos o ligeramente ondulados. Se encuentran desprovistas del intervalo Ta siendo los intervalos Tb-c los depósitos mas densos representados. El transporte de estos sedimentos tuvo lugar por corrientes de turbidez de baja intensidad que incluyen solamente tamaños arena muy fina, limos y fangos. El depósito de arena se realiza por tracción-decantación, generándose laminación paralela de alto régimen de flujo (Tb) y laminación de ripples (Tc). Se corresponden con las facies F9 de MUTTI (1992).

Limolitas micáceas, lutitas carbonatas y/o margas. Es la facies dominante en este termino y en general son lutitas micáceas carbonatadas de color gris oscuro en corte fresco que interestratifican capas finas a láminas de limolitas micáceas con laminación paralela de "shear sorting". Es frecuente en esta facies la presencia de nódulos de dimensiones centimétricas generalmente rellenos de sulfuros y en menor proporción de areniscas de grano fino y con fuerte cementación ferruginosa.

Estos depósitos se producen según una secuencia similar a la propuesta por STOW y SHANMUGAN (1980), los cuales subdividen la parte superior del intervalo Tc y los Td-e de Bouma en nueve intervalos de T0 a T8. Dichos autores los interpretan como el depósito continuo de corrientes de turbidez de baja intensidad que transportan materiales de grano fino (limos) y una alta proporción de material arcilloso en suspensión.

2.2.2.3. Areniscas calcáreas bioclásticas y conglomerados (28). Langhiense-Tortoniense basal

En el área de La Muela de Alhama, sobre las margas descritas en el epígrafe anterior, y de forma muy gradual se pasa a una unidad constituida esencialmente por areniscas calcáreas bioclásticas de grano medio a muy grueso con grava dispersa de color pardo amarillento. Son capas de decimétricas a bancos con geometría tabular con bases planas a débilmente erosivas hacia techo de la unidad.

En general se observan como una secuencia grano y estratocreciente que en este sector da origen a la repisa morfológica que corona dicha muela. En el sector de Carrascoy tanto las litologías como la estructuración secuencial son similares. La única diferencia estriba en los espesores ya que en el sector de Alhama se miden potencias promedio de 70 a 80 m en tanto que en Carrascoy solo alcanzan los 50 a 60 m.

Son litarenitas en las que en las fracciones líticas los granos de carbonatos y de rocas metamórficas son de similar cuantía. El cemento es carbonatado. La presencia de macrofauna es una constante tanto como bioclastos, que a veces son el detrítico mayoritario en la base de las capas, como en capas lumaquélicas en las cuales las conchas de los bivalvos se encuentran ordenadas (convexidad hacia techo).

La arquitectura estratigráfica de las unidades litológicas descritas (26, 27 y 28) permite definir una USD para este conjunto delimitado a muro y techo por discordancias (limite de tipo I). Los criterios cronológicos que en el ámbito de la Hoja y colindantes determinan las muestras tomadas permiten precisar una edad Langhiense -Tortoniense basal.

2.2.3. USD-III. Unidad de El Berro-Barrancos de Gebas. Mioceno

2.2.3.1. Conglomerados rojos (cgp), conglomerados carbonatados (cg), areniscas calcáreas bioclásticas, calizas (cal) y margas arenosas (29). Serravaliense superior-Tortoniense

Esta unidad cartográfica se localiza en la parte suroccidental de la Hoja, en los alrededores de la localidad de El Berro y ocupando todo el flanco septentrional de la Muela de Alhama, siempre como base de la Unidad Sedimentaria de Depósito III. Aunque en esta última localidad el paso a las margas superiores es más neto, en el sector de El Berro, se observa su paso lateral a intercalaciones detríticas entre las margas azuladas suprayacentes que conforman los sedimentos más distales del mar del Tortoniense inferiror y medio. Su límite inferior es siempre una discordancia, que es angular y erosiva cuando el substrato lo constituyen los materiales del Complejo Maláguide.

En la transversal de El Berro- Gebas, el dispositivo paleogeográfico es complejo. En la mayoría de los afloramientos observables esta unidad está constituida por dos facies litológicas. De muro a techo se tiene:

Un conglomerado basal polimíctico heterométrico y de matriz a clastosoportado de color rojo (cgp). La fracción mayoritaria de los cantos es de dolomías y calizas dolomíticas subángulos a subredondeados, aunque en la Muela de Alhama la fracción de cantos metamórficos está en proporción similar y en algunas coladas incluso es prioritaria. Las capas de trama abierta tienen una matriz arenoso-lutítica de color rojo en la que a veces hay granos de yeso dispersos. Son depósitos de abanico aluvial.

En estos afloramientos puede observarse el paso lateral y vertical a los conglomerados que se describen a continuación.

Un conglomerado bastante homométrico, polimíctico, con cemento carbonatado (cg) y espesores de 2 a 5 m. Los cantos muestran un espectro en el que las fracciones de cantos carbonatados y de cantos metamórficos tienden a estar bastante igualadas. Presenta una grosera granoclasificación positiva, es carbonato creciente y su techo lo constituyen normalmente areniscas lumaquélicas con macrofauna bien conservada.

En paso gradual, se tiene el tramo superior donde se alternan areniscas de grano grueso con grava dispersa y areniscas calcáreas bioclásticas con colores grisáceos y amarillentos posiblemente por alteración y/o decoloración. Hacia techo del tramo disminuye el tamaño de los terrígenos en tanto que de forma progresiva se intercalan láminas y capas finas de limos carbonatados (cal) y margas de color gris azulado marcando el paso a la unidad superior. La serie descrita alcanza los 120 de espesor en El Berro y los 75 m en La Muela.

En las muestras recogidas se determina una microfacies de *Heterostegina*, *Globigerinidos*, *Rotálidos*, *Textuláridos*, *Ophthalmidiidos*, Lamelibranquios, Equinodermos, etc. que no permite mayor precisión que su atribución al Mioceno superior.

El modelo sedimentario que se propone para esta unidad consiste en un margen de cuenca con una plataforma estrecha conectada con un talud de fuerte pendiente. Frente a los valles que drenan los paleorelieves de las sierras de Espuña y Carrascoy, se acumularon sedimentos que progradaban hacia la cuenca que se extiende entre Mula y Alhama y desde Carrascoy hasta la Manga del Menor.

Sobre estas plataformas y a favor de flujos canalizados, se desarrollaron fan-deltas de dimensiones medianas. De manera local el aporte sedimentario sobrepasaba el margen de la plataforma y caía por gravedad a modo de flujos de sedimento (debris y mud flow) que incorporaban fracciones importantes de los depósitos de la plataforma. Cuando el depósito no compensaba la subsidencia se abandonaba el lóbulo constructivo o el área completa del abanico deltaico en parte posiblemente debido a la actividad tectónica continuada que ocasiona el desplazamiento de los depocentros. La consecuencia ultima en el sistema de depósito es un efecto análogo a una subida del nivel del mar de origen tectónico. Un ejemplo de onlap

costero es el que puede observarse en el sector noroccidental donde, en los bordes de la Sierra de Manzanete, las margas azules sobrepasan los depósitos de las unidades precedentes.

2.2.3.2. Margas gris-azuladas, limolitas arenosas grises y yesos (30). Conglomerados con cantos de rocas metamórficas de color gris oscuro (31). Tortoniense

Cuando el afloramiento es de calidad, el transito entre la unidad inferior y estas margas, es un paso gradual con una alternancia de capas finas de areniscas y margas grises a margas con laminas y linsen de arena-limo. La facies extensiva de esta unidad la constituyen margas de color gris azulado (azul oscuro en corte fresco), con aspecto masivo a estratificación difusa y tramos o paquetes con aspecto noduloso a foliar concoideo. De forma ocasional intercalan capas finas y láminas de areniscas finas o limos con gradación positiva y laminación paralela. De forma local pueden observarse grietas rellenas de yeso fibroso.

En el sector septentrional de la Muela y en la proximidad del Canal del Trasvase pueden observarse cuerpos de conglomerados de espesores decamétricos y extensión lateral hectométrica (31). Se trata de canales que se encajan en las margas azules con una cicatriz erosiva muy pronunciada (ribbon). En general el espectro composicional de estos conglomerados es similar al descrito para los que constituían la unidad infrayacente, quizás es algo más elevado el porcentaje de cantos carbonatados. Por tanto, se trata de conglomerados clastosoportados, bastante homométricos, polimícticos y bien redondeados Muestran estratificación cruzada en surco y una estructuración en secuencias granodecrecientes por lo que la parte superior de estos cuerpos son areniscas calcáreas bioclásticas, normalmente con estratificación y laminación cruzada plana.

En el modelo sedimentario propuesto, los depósitos de esta unidad se interpretan como las facies de plataforma externa y talud del dispositivo de los *fan* deltas en tanto que los cuerpos de conglomerados son los canales de los distributarios principales que llegan al borde del talud. La presencia hacia techo de capas finas de detríticos gradados se corresponderían a la facies F9 (MUTTI, 1992) interpretadas como depósitos de corrientes de turbidez de baja densidad que transportan materiales de grano muy fino y una alta proporción de arcillas en suspensión.

Las muestras tomadas han proporcionado una abundante microfauna de: *Globorotalia acostaensis Blow, Globorotalia obesa Bolli, Hastigerina pelagica* (d'Orbigny), *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Globigerina bulloides* (d'Orb.), *Globigerina aFm Foliata Bolli, Globorotalia gr. Scitula* (Brady); *Siphonina reticulata* (Zcjzek), *Hanzawa boueana* (d'Orb.), *Cancris* sp., *Cassidulina laevigata* (d'Orb.), *Discorbis orbicularis* (Terquem), *Elphidium advenum* (Cushman), *Melonis pompilioides* (Fichtel y Moll), *Melonis soldanii* (d'Orb.), *Bolivinoides* sp., *Ammonia beccarii* (Linneo), *Bulimina affinis* (d'Orb.), *Brizalina dilatata* (Reuss), *Spiroplectammina* sp., *Textularia* sp., *Florilus boueanum* (d'Orb.), *Uvigerina aFm peregrina* (Cushman), *Pleurostomella aFm alternans* (Schwager), *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Lenticulina peregrina* (Schwager), *Lagena* sp., radiolas de Equínidos, Radiolarios, espículas (frecuentes triaxonas).

El nanoplacton es muy abundante y se ha determinado una asociación de: *Calcidiscus macintyrei* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) LOEBLICH & TRAPPAN, 1978; *Calcidiscus radiatus* (KAMPT-

NER, 1955), MARTÍN-PÉREZ & AGUADO, 1990; *Cocolithus pelágicus* (WALLICH, 1877), SCHILLER, 1930; *Cocolithus miopelágicus* (WALLICH, 1877), SCHILLER, 1930; *Calcidiscus leptoporus* (MURRIA & BLACK,1898)), LOEBLICH & TRAPPAN, 1978; *Discoaster quinqueramus*, GATNER, 1969; *Discoaster calcaris*, GATNER, 1969; *Discoaster neorectus*, BUKRY, 1971; *Discoaster variabilis*, MARTÍNI&BRAMLETTE, 1963; *Discoaster bollii*, MARTÍNI & BRAMLETTE, 1963; *Discoaster bellus*, BURKRY, 1971; *Geminilithella jafari* (MÜLLER, 1974b), BACKMAN, 1980; *Geminilithella rotula* (KAMPTNER, 1955); BACKMAN, 1980; *Pyrocyclus hermosus*, ROTH & HAY *et al*., 1976; *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877), KAMPTNER, 1954; *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948), BURNS 1973; *Reticulofenestra gelida* (GEITZENAUER, 1972), BACKMAN, 1978; *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967), GARTNER, 1969; *Reticulofenestra productella* (BUKRY, 1975), GALLAGHER, 1989; *Reticulofenestra scrippsae* (BUKRY & PERCIVAL, 1971), ROTH, 1973; *Scyphosphaera apsteinii*, LOHMANN, 1902; *Lithostromation perdurum*, DEFLANDRE, 1942.

Dicha asociación determina una edad Tortoniense (Zonas NBN11 y NBN12) para esta unidad. En este punto, es resaltable que tanto las muestras tomadas a muro como a techo de esta unidad son las únicas que han determinado una edad precisa y cuyo contenido en microfósiles resedimentados no es mayor, o como en otros casos que se describirán a continuación, prácticamente único en los sedimentos del Mioceno terminal. De igual forma, a nivel regional de describe una discordancia intratortoniense y específicamente en Cuencas próximas con depósitos similares (Lorca, Guadix, etc.); algunos autores precisan que dicha discordancia o paraconfiormidad se tendría en esta unidad de margas azules. En el caso de la cuenca de Mula-Alhama, no ha sido posible detectar dicha paraconformidad y por tanto los únicos límites claros son los que se describen.

2.2.3.3. Calizas biohérmicas y bioclásticas (32). Tortoniense superior

En el sector oriental del paraje natural de Los Barrancos de Gebas y en menor medida al sur de Fuente Librilla, en la Loma del Caballo, puede observarse en aparente concordancia con las margas gris-azuladas (30), unos afloramientos de carácter discontinuo constituidos esencialmente por carbonatos masivos y de carácter brechoide.

Cuando el afloramiento permite observar en detalle la transición entre ambas unidades, por lo general se tiene un tramo en el que se alternan margas y margocalizas nodulosas que progresivamente se cargan en bioclastos. El tramo superior de esta unidad es posiblemente el que mejor la caracteriza. Se trata de calizas grises a crema, con estratificación difusa a masivas constituido por packstone masivas cuyo techo son capas biohermicas y biostromicas con lamelibranquios, corales, briozoos, algas, etc. con glauconita y cemento ferruginoso y fosfatado. De lo anteriormente expuesto puede concluirse que esta unidad se observa como una secuencia estrato y carbonato creciente coronada por calizas bioconstruidas y niveles de condensación. Estas facies carbonatadas son correlacionables en el ámbito regional con los grandes arrecifes que, en otras cuencas neógenas de las ZIB, preceden a la "crisis de salinidad del Messiniense".

Las muestras tomadas dan una microfacies de Lamelibranquios, Briozoos, Corales, Bivalvos, Melobesias, Equinodermos, Globigerinidos, Valvulínidos, Rotalidos, Ophthalmidiidos, Textulári-

dos, etc. que no permiten mayor precisión que la de atribuir estos carbonatos al Mioceno. Por posición estratigráfica y correlaciones regionales se les atribuye una edad Tortoniense superior.

La arquitectura sedimentaria del conjunto de las Unidades 29 a 32 descritas, permite definir una SD delimitada por discordancias (límites de tipo 1) a muro y techo en la que la Unidad 29 sería asimilable al LST, la Unidad 30 sería el TST y la Unidad 32 es el HST de esta secuencia deposicional del Tortoniense.

2.2.4. USD-IV. Unidad de Los Calderones. Mioceno superior

2.2.4.1. Conglomerados con cantos carbonatados (cgc), areniscas (s) y margas (33). Tortoniense superior-Messiniense

En discordancia erosiva y angular sobre las margas gris-azuladas (unidad 30), se encuentra una potente sucesión en cuyo registro sedimentario pueden distinguirse fundamentalmente dos grupos de facies: turbidíticas y marinas de carácter somero, ordenadas de muro a techo en un ciclo de facies en situación regresiva.

La cartografía detallada de los cuerpos detríticos permite evidenciar la existencia de, al menos, dos megasecuencias cuya arquitectura estratigráfica es muy parecida. El registro sedimentario de la primera megasecuencia abarcaría desde la discordancia basal hasta los conglomerados del Cabezo del Anaon-Caserío del Minglanillo. La segunda megasecuencia abarcaría desde el potente tramo de constitución eminentemente margosa que se desarrolla sobre los conglomerados reseñados hasta los conglomerados blancos y masivos (35) de la Rambla del Salado. Ambas megasecuencias grano y estratocrecientes constituyen un ciclo de facies de iguales características.

Dentro de las facies que se agrupan bajo la denominación de turbidíticas, entre las series realizadas pueden identificarse las siguientes:

Conglomerados de afinidad turbidítica (cgc). Son numerosos los afloramientos de conglomerados con entidad cartográfica que se intercalan a distintos niveles estratigráficos de esta unidad. En general se trata de cuerpos, con bases erosivas, constituidos por el apilamiento de secuencias grano y estratodecrecientes de conglomerados polimícticos en los que la fracción predominante es la de cantos de calizas bien redondeados, en paso a gravas y areniscas (litarenitas) de grano grueso. Internamente se observa una disminución progresiva en el contenido de los clastos (coarse-trail-grading) a la vez que el tamaño de la matriz asimismo menor apareciendo láminas de *traction carpet.* Las observaciones de campo muestran como estos cuerpos de conglomerados pasan lateralmente a las secuencias gradadas que se describen a continuación. Estos depósitos pueden interpretarse como el relleno de canales de espesores métricos a decamétricos y extensión lateral lateral hectométrica tal como se han cartografiado. La presencia de conglomerados y areniscas masivas correspondientes a las facies B1 (MUTTI, 1992), caracterizadas por su falta de organización interna, indicativa de que la corriente no ha sufrido salto hidráulico, y su organización en secuencias positivas, correspondientes al relleno de canales indican

que el depósito tuvo lugar en zonas de canal del abanico externo, dentro del modelo de abanico siliclástico propuesto por MUTTI y RICCI LUCCHI 1972.

Como se describirá a continuación, la organización de todas las asociaciones de facies en un ciclo grano y estratocreciente indicaría que el conjunto de los depósitos de esta unidad se relaciona con la progradación de cuñas clásticas procedentes de un borde activo situado al norte y noreste. Las escasas direcciones de corriente que han podido medirse en estas facies así lo corroboran.

Areniscas masivas (s). Asociados a los tramos inferiores de esta unidad, se cartografían litosomas de espesor métrico y extensión lateral de orden kilométrico, constituidos por litarenitas en bancos o capas decimétricas (50 a > 200 cm) con tamaño de grano de muy grueso a fino. Tienen un intervalo basal masivo caracterizado por la presencia constante de estructuras hidroplásticas "dish and pillow", de carga y de inyección. Este intervalo ocupa gran parte de la secuencia observándose normalmente hacia su parte final una gradación normal (Ta) acompañada con laminación paralela (Tb) que precede a los términos de decantación Td y Te en limos y margas grises.

En las capas de menor espesor es frecuente encontrar un intervalo de laminación de ripples (Tc). Las capas, por lo general, presentan geometrías canaliformes a plano paralelas. Son facies B_1 y B_2, MUTTI (1979) o F5, MUTTI (1991).

Se generan por corrientes de turbidez de alta densidad que transportan detríticos de grano grueso a fino. El depósito tiene lugar por caída brusca de la turbulencia con decantación masiva del material en suspensión con velocidades de sedimentación tales que impide la formación del intervalo tractivo.

En los afloramientos a lo largo del Canal del Trasvase, se han observado cuerpos de espesor plurimétrico (> 5 m) base fuertemente erosiva y geometría canaliforme constituidos por conglomerados y areniscas de grano muy grueso a fino, estructuradas internamente en capas de centimétricas a decimétricas con gradación negativa y positiva.

Se originan por corrientes de turbidez de alta densidad que transportan una carga de tamaños heterogéneos desde cantos decimétricos a arena fina y en la que el soporte de los granos en la turbidez se produce por presión dispersiva. La desaceleración del flujo por debajo de los límites para mantener la dispersión y el aumento de la fricción intergranular, posibilitan la sedimentación de tramos con gradación negativa con cantos imbricados, seguida de un intervalo tractivo con gradación normal. La amalgamación de cuerpos con geometrías lenticulares (canales multiepisódicos), ocasiona cuerpos con una compleja estructuración interna, tanto en la vertical como en la lateral. Se corresponderían a las facies A_1, MUTTI (1979) o F_4, MUTTI (1991).

Conglomerados, areniscas y margas con gradación normal. Esta facies es quizás la más representativa y mayoritaria de las que conforman esta unidad. Esta constituida por litarenitas con tamaño de arena gruesa-media a fina y espesores de decimétricos a bancos (0,30 a 130

cm). Son capas que muestran la secuencia de BOUMA completa con un intervalo basal (Ta) con granoclasificación positiva bien desarrollada que en las capas más gruesas engloba cantos blandos ("mud chips") y gravas heterolíticas dispersas o concentradas en la base. Sobre este intervalo se disponen los de laminación paralela (Tb), laminación de ripples (Tc) y los de decantación de finos (Td y Te). En esta secuencia lo normal, es observar una relación arena/pelita variable de 6/1 a 2/1. La base de estas capas es erosiva con geometrías de plano paralelas a ligeramente canaliformes con estructuras de carga, hidroplásticas y de inyección de fangos. En ambas litofacies se han observado fenómenos de eslumpamiento entre capas planoparalelas.

La macrofauna que contienen estos estratos es muy llamativa. Con frecuencia en el intervalo basal (Ta), sobre todo cuando son conglomerados se encuentran grandes ostreidos dispersos. De forma menos frecuente se han observado secuencias en las que este intervalo esta constituido por un acúmulo de ostreidos a modo de lumaquela con extensiones laterales hectométricas por lo que en algún caso la erosión actuando sobre estos acúmulos ocasiona auténticos mantos de ostreidos. Otro aspecto llamativo de estas secuencias, aunque no exclusivo de ellas, puesto que se da igualmente en las facies anteriomente descritas, si bien con mucha menor intensidad, es el espectacular desallorro de las bioturbaciones en los intervalos de decantación (Td-e). Esta icnofauna con tubos de diámetro centimétrico, horizontales y verticales, junto a los horizontes de grandes ostreidos del intervalo basal son una constante de los tramos basales de esta unidad.

Las marcas de corriente "flute" y "groove marks" sumamente escasas y observadas exclusivamente en los taludes del Canal del Trasvase Tajo-Segura, dan direcciones N100°E a N150°E, con sentido de aportes al SE a E-O.

En la organización cíclica de esta unidad esta facies es la de mayor presencia en los tramos basales, donde muestra las características descritas, y en los de techo donde se da el transito bien a los conglomerados blancos masivos (35), bien a los conglomerados polimícticos de color violáceo (37), o como la facies sobre la que se depositan, incluso en alternancia los yesos masivos superiores (36). En este caso la secuencia descrita es algo diferente, especialmente en lo referente al intervalo Td-e. En este caso son frecuentes las secuencias en las que los limos y margas grises con bioturbación intensa, son sustituidos por lutitas carbonatadas rojizas con restos vegetales y cristales de yeso.

La litología de estas areniscas muestra espectro lítico sumamente variado. En general, son litarenitas con unos porcentajes de cuarzo inferiores al 15%, una matriz arcillosa que oscila entre el 10% y el 15% y un cemento carbonatado que no supera el 15%. El resto son fragmentos líticos en los que por orden de abundancia se tienen rocas carbonatadas, metamórficas, volcánicas, silexitas, areniscas y micas.

Areniscas onduladas. Alternando con la secuencia anteriormente descrita pueden observarse unas areniscas laminadas de color amarillento Se trata de secuencias elementales de orden decimétrico granodecrecientes con un intervalo basal gradado, un intervalo con laminación cruzada "hummocky cross bedding", un intervalo con laminación paralela y muy esporádicamente de ripples y, finalmente, un intervalo de fangolitas y/o lutitas grises con láminas y

"linsen" de limo blanco. Son facies tempestíticas de grano medio fino en secuencias BPHFM y PHFM, DOTT *et al.* (1982), WALKER *et al.* (1983). Subiendo en la serie las secuencias tempestíticas intercaladas son de grano fino a muy fino de tipo HFM y HM con términos finos (M) muy desarrollados y en parte bioturbados.

Alternancias de areniscas y margas gris-amarillentas. En los tramos intermedios de esta unidad cartográfica pueden distinguirse dos conjuntos litológicos predominantes:

Un conjunto litológico, muy bien representado en los sectores centrales del sinclinorio citado, lo constituyen las alternancias de areniscas y margas o lutitas carbonatadas cuya relación arena/marga, es variable de 2/1 a 5/1. En este conjunto se observan, por una parte, capas centimétricas, tabulares con base débilmente erosiva a plana y techo ondulado desprovistas del intervalo gradado (Ta) y con intervalos de laminación paralela y cruzada de ripples, normalmente convolucionadas, muy bien representado. Tienen un intervalo de decantación con espesor equivalente en lutitas gris oscuras. Se corresponderían a las facies F9 de MUTTI (1991) generadas por corrientes de turbidez de baja densidad, que transportan solamente arena de muy fina a fangos. El depósito de arena se realiza por tracción-decantación, ocasionando la laminación paralela de alto flujo.

Otro conjunto lo constituyen margas y/o lutitas carbonatadas de tonos grises, que muestran un aspecto microlaminado con intercalación de láminas de limolitas grises a amarillentas. Las láminas son muy continuas y al microscopio se observan con base débilmente erosiva y gradación positiva (laminación de "shear sorting").

En esta litología y de forma progresivamente más abundante según se sube en la serie, se intercalan capas centimétricas de areniscas de grano fino a muy fino con base débilmente erosiva y gradación positiva. Se trata de facies turbidíticas C_2 (T_a^e), D_1 (T_b^e) y D_2 (T_c^e) de MUTTI (op. cit.). En esta litofacies la presencia de restos vegetales y nódulos, centimétricos dispersos, suele ser una constante. Sin embargo, los nódulos no suelen tener contenido biológico y sí un núcleo formado por pirita normalmente muy alterada. La evolución de la serie hacia techo muestra un aumento progresivo de la relación arena/marga ocasionado por la intercalación de capas decimétricas de areniscas de grano medio a fino con un intervalo basal bien clasificado, moderadamente erosivo, con estructuras de carga e inyección de fangos en facies C_2 (T_a^e), MUTTI (*op. cit.*).

En el área del sinclinorio de Las Torres de Cotillas- Barqueros, estas facies parecen presentar una organización en macrosecuencias negativo positivas, de tal forma que en los tramos centrales de la macrosecuencia es donde se encuentran las facies de mayor granulometría con los intervalos bien desarrollados, en tanto que a muro y techo las secuencias elementales están desprovistas de dicho intervalo.

Las características litológicas y de ordenación secuencial parecen indicar que se trataría de depósitos relacionados con un sistema turbidítico caracterizado por secuencias masivas, predominantemente fangosas, en las que se insertan secuencias areniscosas que rellenan pequeños canales aislados y restringidos a los sectores proximales del sistema, de forma que hacia cuenca, las secuencias fangosas son difícilmente discernibles de los depósitos propios de la llanura de cuenca.

El funcionamiento hidrodinámico de este sistema turbidítico sería similar a un Tipo III, MUTTI (1979) de baja eficacia de transporte.

El conjunto de facies descritas para esta unidad en el ámbito de este estudio, parecen ordenarse, al menos en el sinclinorio reseñado, en megasecuencias grano y estratocrecientes, que a su vez constituyen un ciclo mayor que culmina con los conglomerados blancos masivos (35).

Cada megasecuencia negativa y su conjunto constitutivo del ciclo grano y estratocreciente, se estructura con facies de margas y areniscas de grano fino a muy fino, con laminación paralela muy marcada, como depósitos correspondientes a lóbulo externo pasando hacia techo a facies de lóbulo y franja de lóbulo en los conglomerados y arenisca de grano medio-grueso con intervalo (Ta) bien desarrollado y gradación normal. Finalmente, las facies de relleno de canal en los cuerpos amalgamados de conglomerados con gradación negativa, etc. La evolución de la agradación vertical de estas megasecuencias en el ciclo negativo, se realiza con pérdida paulatina de términos finos, no tanto en su representación como en su espesor.

En términos de estratigrafía secuencial, este modelo de organización cíclica, como ciclos simétricos negativo-positivos, constituyen una secuencia deposicional de primer orden (tipo I), compleja, con progradación del sistema en el ciclo negativo ("lowstand") en Sistemas Turbidíticos Tipo I o II de alta eficacia y posterior retrogradación posiblemente en un sistema de Tipo III (baja eficacia) que representaría el "Transgresive-Highstand" de la secuencia. Esta Secuencia Deposicional compleja de carácter progradante, sería el resultado del avance de las progradaciones de cuñas clásticas procedentes de áreas tectónicamente activas situadas al norte y oeste.

La progresión de la deformación hacia el sur origina la migración de los depocentros de esta unidad, a la vez que sus depósitos más septentrionales, se incorporarán a la cuña clástica, estableciendo un sistema sedimentario policíclico para parte de los sedimentos de este grupo.

Los resultados obtenidos del estudio de los contenidos micropaleontológicos en estos sedimentos son ilustrativos del modelo de transporte y sedimentación de estos materiales. Los fósiles plactónicos se observan rotos, rodados e incluso la fauna se hace enana según se sube en la serie. En el nanoplancton los especimenes son escasos y la resedimentación del Cretácico y Paleógeno abundante.

Se determinan:

Nonion boueanum, Rotalia inflata, R. beccarii, Siphonina planoconvexa, Pullenia bulloides, Nodosaria acuminata, Ellipsoglandulina glans, Uvigerina striatissima., U. flinti, U. barbatula, Cibicides pseudoungerianus, Bulimina costata, Nonion pompilioides, Globigerina diplostoma, G. foliata, G. acostaensis, G. afFm mayeri, G. bulloides, G. tumida plesiotumida, G. pseudomiocenica, Globorrotalia af obesa, Globigerinoides gr. Trilobus, Planulina ariminensis, Valvulineria bradyana, V. complanata. Amphicoryna scalaris, Bolivina sp*, Tritaxia* sp*, Cibicides* sp, radiolas de Equinidos, espículas, Ostrácodos, etc Esta asociación permite atribuir a estos depósitos una edad Tortoniense Superior-Messiniense.

En el nanoplancton se identifican:

Calcidiscus macintyrei (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) LOEBLICH & TRAPPAN, 1978., *Coccolithus pelágicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930., *Coccolithus miopelágicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930., *Discoaster berggrenii* BUKRY, 1971a., *Discoaster variabilis* MARTÍNI & BRAMLETTE, 1963., *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954., *Lithostromation perdurum* DEFLANDRE, 1942 *Pontosphaera japónica* (TAKAYAMA, 1967) BURNS,1973., *Reticulofenestra gelida* (GEITZENAUER, 1972) BACKMAN, 1978., *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969.,que se atribuyen a la Zona NBN12 que se sitúa como transito del Tortoniense superior al Messiniense.

2.2.4.2. Rocas volcánicas ultrapotásicas (Veritas y Fortunitas) (34). Messiniense

Al norte de la localidad de Barqueros se encuentra un afloramiento de grandes dimensiones en el que pueden identificarse rocas volcánicas muy oscuras. Se trata de uno de los complejos volcánicos más importantes de las áreas centrales de la región murciana. Las muestras recogidas determinan que se trata de rocas volcánicas ultrapotásicas (veritas), Como es común en estas rocas, hacen extrusión en forma de chimeneas de diámetro reducido, hectométrico a kilométrico, perforando y deformando de manera intensa las rocas encajantes. En el afloramiento que se describe, la banda periférica de la masa volcánica son brechas constituidas por fragmentos vacuolares de la roca volcánica y por fragmentos de las margas encajantes con evidente metamorfismo. Las zonas internas de la chimenea muestran una gradación desde texturas vítreas a holocristalinas. Estos hechos evidencian un ascenso rápido y violento que culminó con explosiones y la generación de brechas. En este edificio volcánico, el proceso finaliza con la emisión de coladas submarinas, en algún caso interestratificadas con depósitos de cuenca. En esencia, estas rocas están constituidas por olivino, flogopita, clinipiroxeno, ortopiroxeno, leucita y proporciones variables, según el grado de cristalinidad, de sanidina, richterita potásica y vidrio. Como accesorios se tienen apatito, calcita, rutilo y espinelas. En las muestras holocristalinas, el primer grupo de minerales constituye la mitad del volumen total de la roca, en tanto que sanidina y richterita potásica integran el resto, en los tipos más vítreos el grupo primero no sobrepasa el 20% y están englobados en un vidrio de color pardo en el que solo aparecen cristales esqueléticos de sanidina.

La geoquímica de estas rocas ultrapotásicas se caracteriza por presentar elevados contenidos de MgO, Ni y Cr, así como de K_2O, P_2O_5, Ba, Pb, Sr, Th y Zr y bajos de Al_2O y CaO. Su contenido en SiO^2 está en una banda amplia por lo que en este grupo se tienen rocas subsaturadas (jumillitas, cancalitas y fortunitas) a sobresaturadas (veritas) como es este caso.

Estas rocas han sido datadas por DUMAS (1977)., LOPEZ-RUIZ *et al*. (1980) en 6,6 Ma, lo que coincide con la edad atribuida a los sedimentos finimiocenos en los que encaja y se interestratifica. Dada su composición y su cronología, el emplazamiento de estas rocas tiene unas implicaciones geodinámicas evidentes. Por su carácter calco-alcalino numerosos autores lo asocian a un mecanismo de subducción. Otros autores además resaltan su relación con el corredor de desgarre de las Béticas Orientales (corredor de desgarre trans-Alborán de la escuela francesa). La importante diferencia en espesor cortical que parece deducirse a ambos lados

del corredor del Guadalentín (BANDA Y ANSORGE, 1980), encaja con el desplazamiento sinistrorso de estas fracturas que afecta a la corteza y desplaza la zona adelgazada de Alborán hacia el NNE: este hecho ocasionó un incremento del flujo térmico en la región y cuando la distensión lo permitió, determino la salida del material volcánico.

2.2.4.3. Conglomerados masivos con cantos carbonatados de color blanco (35). Messiniense

En la margen derecha del Río Segura, aguas abajo de Las Torres de Cotillas, se tienen unos magníficos afloramientos, tanto en los taludes de la autovía A-92, como en las importantes explotaciones de áridos que se encuentran en este sector, en los que pueden observarse con detalle las dos litofacies más características con las que finaliza el registro sedimentario de esta unidad: los conglomerados y los yesos.

Las secuencias que se han descrito en el epígrafe anterior, en su agradación vertical, pierden de forma paulatina los intervalos c, d y e, de tal forma que los niveles de conglomerados y gravas arenosas se amalgaman constituyendo un tramo de conglomerados clastosoportados, masivos, de color blanco y cuyo espectro litológico esta dominado por la fracción de cantos de caliza (calcilítico) de tamaño entre 10 a 15 cm redondeados. En la lateral puede observarse el paso a la alternancia de secuencias reseñada y del mismo modo a los depósitos de yesos superiores. La relación de estos conglomerados con las facies gradadas, esencialmente con aquellas que incluyen un intervalo de decantación en lutitas rojizas con láminas y nódulos de yeso, y al mismo tiempo con los yesos nos lleva a considerar que estos conglomerados en su base pueden estar relacionados con el relleno proximal de cañones submarinos, evolucionando de manera muy rápida a depósitos de fan-delta y llanura superior deltáica.

Se les atribuye una edad Messiniense por criterios de correlación regional.

2.2.4.4. Yesos blancos y grises, masivos a microlaminados y margas policolores con yeso nodular (36). Unidad Evaporítica. Messiniense

Estos depósitos y las subfacies lutítico yesíferas asociadas son los depósitos relacionados con la denominada "crisis de salinidad Messiniense". Las cuencas neógenas de las Cordilleras Béticas Orientales estuvieron durante este periodo, en una posición marginal respecto a las cuencas internas del Mediterráneo. La cuenca de Mula-Archena-Fortuna estaría incluida en este tipo de cuencas marginales en las que SANTISTEBAN (1981), ORTIZ *et al*., (1993, 1994) y PLAYA (1994, 1995) y dentro del conjunto evaporítica, distinguen tres unidades: evoporítica inferior, constituida esencialmente por yesos secundarios; unidad intermedia con dos tramos diferenciables, el basal de yesos secundarios y el tramo superior formado por ciclos de diatomita-yeso y finalmente la unidad evaporítica superior con predominio de yesos primarios.

Las composiciones isotópicas (oxigeno y azufre) de las muestras de yeso analizadas por PLAYA (*op cit,)* determinan que los yesos de la unidad inferior se precipitaron a partir de una mezcla de salmueras marinas y continentales. Estas últimas procedentes del lixiviado de los sulfatos triásicos y posiblemente olistostrómicos que afloran ampliamente en los sectores nororientales

de la cuenca. Las litofacies de yesos laminares y nodulares que predominan en esta unidad inferior junto a sus resultados isotópicos indican un depósito en medios de sakha costera.

De los dos tramos de la unidad intermedia, en el inferior las características isotópicas indican que se trata de yesos secundarios procedentes de salmueras continentales por lo que serian depósitos de lago salino efímero. El tramo superior con las secuencias diatomita-yeso implican un cambio importante en las condiciones de depósito de tal forma que en estas secuencias de somerización las diatomitas corresponden a facies marinas abiertas en tanto que las evaporitas se depositan en ambientes marino someros (lagoon evaporítico). En áreas suroccidentales (Jabalí Nuevo y Fuente Librilla) las condiciones marinas se mantienen durante el depósito de toda la unidad intermedia.

La unidad evaporítica superior es la que adquiere una mayor potencia y a su vez la que muestra una mayor heterogeneidad litológica, variando desde lutitas grises o asalmonadas con yeso microlenticular a la litofacies más representativa de esta área como son los yesos laminados (gipsarenitas). Los resultados analíticos de esta unidad indican claramente que se trata de depósitos salinos precipitados a partir de aguas continentales sin influencia marina por lo que serian depósitos íntegramente lacustres.

De lo expuesto con anterioridad puede resumirse que la Unidad Evaporítica constituye la litología representativa de la regresión finimiocena en submedios salinos en tanto que los conglomerados blancos masivos lo serian de manera sincrónica de los submedios en los que existían mayores disponibilidades de agua con capacidad tractiva. La rapidez de los cambios laterales de facies entre una y otra litofacies parece indicar que serian las propias barras de conglomerados las que actuaban de barrera en la delimitación de los medios restringidos donde se acumulaban las salmueras. En este punto es necesario reseñar los afloramientos en sectores próximos a la Hoja de Alcantarilla (Loma del Cabezo), con la presencia de facies matriz soportadas eslumpadas en las que la matriz esta constituida por gypsarenitas y lutitas policolores en la que flotan cantos los conglomerados masivos.

En estas litofacies se han observado abundantes fenómenos de eslumpamiento entre capas planoparalelas asociados a fracturación normal sinsedimentaria. El afloramiento observable en los taludes de la autopista Madrid-Murcia a la altura de la salida a Molina de Segura es sumamente ilustrativo de este hecho.

La génesis de estos materiales son deslizamientos gravitatorios ocasionados en las primeras etapas diagenéticas cuando en el elipsoide local de esfuerzos, el de cizalla, supera la resistencia a la deformación del sedimento, generándose planos de despegue con geometría lístrica, generadores de estos deslizamientos. Por correlaciones regionales se les atribuye una edad Messiniense.

2.2.4.5. Conglomerados polimícticos rojizos a violáceos (37). Messiniense

En el extremo suroriental y en la margen izquierda del Río Segura, sobre las facies de alternancia de areniscas, conglomerados y margas de la unidad 35, se desarrolla una potente sucesión

de conglomerados arenas y lutitas carbonatadas de color rojizo-violáceo. En los afloramientos de la autovía Madrid-Murcia pueden establecerse las relaciones geométricas de esta unidad con las facies arenoso-margosas (38) y evaporíticas (37) messinienses. En ningún punto de esta hoja ha podido establecerse tal relación con los conglomerados blancos masivos (36). En el primer caso existe un espectacular cambio lateral de facies entre estos depósitos.

Detríticos de color rojizo y el entorno de los depósitos salinos. Por correlación indirecta puede establecerse que los conglomerados masivos blancos y los rojizo-violáceos serían sincrónicos.

Los únicos afloramientos que permiten describir esta unidad se tienen en los taludes de la autovía de Madrid-Murcia y en la A-92. En general y en sentido oeste-este puede establecerse la presencia de sus dos facies características: conglomerados clastosoportados masivos de color rojo vinoso y facies de secuencias métricas gradadas Gt-Gp-St-Sl-Fsc. En la agradación vertical y en sentido oeste disminuyen de espesor los términos conglomeráticos manteniéndose el espesor de las secuencias. Los conglomerados son polimícticos, pero con un predominio de la fracción de cantos metamorficos, subredondeados y con una matriz arenoso (litarenita)-lutítica de color rojo vinoso. Aunque ya en ámbito de la Hoja de Fortuna, pero prácticamente en el límite oriental de esta, esta facies de conglomerados se encuentra directamente en discordancia sobre terrenos metamórficos del Complejo Alpujárride que afloran a favor de la prolongación oriental de la Falla de Alhama. En su evolución lateral hacia el Río Segura las facies de conglomerados masivos pasan a las secuencias estrato y granodecrecientes en las que los conglomerados y areniscas muestran estratificación cruzada en surco de media y gran escala y las lutitas son de un llamativo color violáceo y por tinción todos los depósitos adquieren esta coloración. La composición litológica, las estructuras observadas y la uniforme coloración rojo-violácea ha llevado a la mayoría de los autores a considerar esta unidad como un depósito continental. La observación detallada de los afloramientos descritos, permite reseñar la existencia, dentro de las facies grano y estratodecrecientes de pequeños parches arrecifales de algas rojas y briozoarios en posición de vida incluidos en los intervalos de litarenitas amarillento rojizas (St-Sl) de la secuencia. Este hecho, aunque no descarta la continentalidad de esta unidad, si que la precisa en el sentido de que las facies conformadas por la agradación de secuencias y tanto más cuanto mayor sea su proximidad al Río Segura, serian depósitos de cinturón costero con ingresiones marinas al menos de carácter esporádico. Podría tratarse pues de los depósitos continentales del fan-delta y su transición a los conglomerados blancos masivos como facies submareales y de plataforma externa de estos sistemas deltaicos finimiocenos. Los depósitos de esta unidad los atribuimos por criterios regionales de correlación al Messiniense.

A manera de síntesis, en la arquitectura estratigráfica de esta Unidad Sedimentaria de Depósito hay una serie de hechos que merecen ser reseñados. En su serie tipo se encuentran dos conjuntos litológicos bien diferenciados:

El basal, cuyas características litológicas son fácilmente reconocibles por su homogeneidad en todo el ámbito de la cuenca. Se trata del grupo de las turbiditas que intercalan facies del grupo de las "hummocky" y por lo tanto posiblemente generadas en una pla-

taforma-rampa con dominio de tormentas. Por los datos aportados, es posible que todo el sistema de depósito se desarrolle en una plataforma corta, con una fuerte incidencia de los fenómenos de tempestad y cuyo origen puede ser, en este caso, mixto climatológico y tectónico. Las corrientes de retorno generadas por estas tormentas depositan en la plataforma externa-talud las secuencias turbiditas descritas. Esto explicaría, entre otros detalles, la escasez de estructuras de corriente, la abundancia de restos fósiles bien conservados como intervalo basal y el desarrollo espectacular de las facies bioturbadas.

El conjunto de techo, constituido por una gran cantidad de litofacies con rápidos cambios laterales de facies, de tal forma que en cada sector de la cuenca se encuentran como materiales finimiocenos desde depósitos de áreas continentales de fan-deltas, los submarinos de dichos sistemas y los salinos que se desarrollan en áreas intermareales o sobre lóbulos pasivos del sistema deltaico.

Finalmente, en términos de estratigrafía secuencial puede indicarse que el conjunto inferior representaría el LST y especialmente el SMST "Shelf-margin-system-tract" y el superior el HST de esta secuencia de depósito. Posiblemente las diatomitas podrían corresponder al nivel de mar alto.

2.2.5. USD-V. Unidad Roja. Plioceno-Cuaternario

2.2.5.1. Conglomerados (cgr), areniscas de color rojo, y lutitas de color rojo a blanco grisáceo y calizas de gasterópodos (ca) (38). Plioceno-Cuaternario

Esta unidad adquiere un desarrollo espectacular dentro de esta Hoja.

En discordancia sobre cualquiera de las facies marinas descritas del Mioceno terminal, se encuentran los depósitos esencialmente detríticos de esta unidad. Su delimitación cartográfica es sencilla cuando se encuentra sobre facies secuenciadas o yesíferas, pero es de mucha mayor dificultad cuando lo hace sobre los conglomerados masivos blancos messinienses, ya que las aguas de infiltración los tiñen y dado que el espectro litológico es similar, la delimitación se basa en criterios geométricos y en la presencia de un porcentaje mayor o menor de la matriz.

En los afloramientos de esta Hoja, la unidad tiene como tramo basal unos conglomerados de color rojo a pardo rojizo, clasto-soportados, masivos y con espesor variable (5 a 20 m). Son poligénicos y con un espectro litológico en el que predominan los cantos de caliza, con fracciones minoritarias de cantos de rocas metamórficas, liditas y rocas ígneas muy alteradas. Los cantos estan bien redondeados y son heterométricos. Predomina la fracción con moda en 8-10 cm de diámetro, aunque son frecuentes los cantos de 20 a 25 cm.

Cambian lateral y verticalmente de manera rápida a conglomerados con una cierta estratificación horizontal marcada por niveles de cantos de diferente tamaño, cicatrices erosivas y lentejones de areniscas de grano grueso y a secuencias métricas constituidas por facies heterolíticas de conglomerados, areniscas y lutitas con color rojo violáceo a pardo. En general

esta unidad de depósito está constituida por la repetición de secuencias elementales de tipo Gm/Gt, Sh, Fl, Fsc. Estas secuencias granodecrecientes a su vez configuran un ciclo de facies grano y estratocreciente de tal forma que en esta Hoja y en el núcleo de la estructural sinclinal de la que el afloramiento que se describe en el borde del flanco septentrional, se encuentran bancos amalgamados de conglomerados y areniscas con espesores decamétricos, como techo de esta unidad.

Los niveles de detríticos gruesos (cgr) cartografiados son paleocanales con bases erosivas pronunciadas y formados por la asociación de complejos multilaterales y multiepisódicos. Muestran numerosas cicatrices erosivas internas, acreciones laterales, estratificación cruzada plana y en surco, laminación paralela y cruzada y ripples. Su organización interna es a su vez en secuencias menores granodecrecientes con marcas de bioturbación de raíces y decoloraciones en la parte superior. Las cicatrices internas están bien marcadas al tener asociados niveles de gravas y conglomerados. Estos niveles tienen una relación anchura/espesor hectométrica y por tanto su continuidad lateral es de orden kilométrico. Hacia el sur y el oeste los canales se van individualizando progresivamente abundando los rellenos de canales de tipo ribbon con una menor altura de las barras y una disminución general del tamaño de grano.

Las facies limoso-lutíticas, a techo de los niveles arenosos, presentan un desarrollo progresivamente mayor en sentido S y SO donde en el ámbito de esta Hoja alcanzan espesores decamétricos en las secuencias medias de esta unidad, donde intercalan capas finas de arenisca de pocos centímetros y canales de grava con espesor decimétrico. En sectores muy concretos (NE de Alhama y N de Librilla), y con poca extensión lateral, asociado a estos tramos intermedios, las secuencias desarrollan un termino superior constituido por lutitas carbonatadas a veces con nódulos de yeso, margas, mudstone dismicriticas con carofitas y gasterópodos (ca) y láminas o capas finas de lutitas carbonosas con coloraciones rosadas, amarillentas, blancas y gris oscuras que destacan entre el color rojo generalizado.

En el núcleo de la estructura sinclinal anteriormente reseñada, el espesor de esta unidad puede estimarse en un mínimo de 500 m.

En general los depósitos de esta unidad se interpretan como facies de un sistema de abanicos aluviales en los que los conglomerados masivos basales representan las facies proximales y el resto del registro sedimentario en sentido S y SO serian la parte media y distal de la llanura braided definidas por los rellenos de canales entrecruzados con deriva lateral muy rápida y facies de sheet-flood con canales ribbon sinuoso y estables con niveles palustres asociados.

Las paleocorrientes medidas en el sinclinal de Librilla presentan dispersión S-SO y S-SE, siendo más frecuentes las primeras que a su vez son subparalelas al eje de la estructura. Este hecho parece indicar que dicha estructura puede tener un carácter sinsedimentario lo que condicionó el trazado de la red fluvial.

Las observaciones realizadas en el conjunto de la unidad muestran que al menos hay dos ciclos de progradación-retrogradación en el sistema de abanicos. El inferior abarca desde los conglomerados masivos de la base hasta los niveles palustres ubicados en los tramos medios

y el superior incompleto englobaría las secuencias granodecrecientes del ciclo grano y estrato creciente que suprayacentes a las facies palustres y que culminan con el potente paleocanal del núcleo sinclinal.

No se tienen datos suficientes que puedan precisar la cronología de estos depósitos. El dato de edad absoluta de las rocas volcánicas de Barqueros estimado en 5,4 Ma e inmediatamente anteriores en su emplazamiento a los depósitos de la Unidad Roja, establecería de forma aproximada su límite inferior, que seria Plioceno basal; el superior es desconocido aunque dataciones recientes del sistema de glacis más antiguo, posterior a esta unidad, lo situaría en el Pleistoceno inferior

2.3. CUATERNARIO

Los materiales cuaternarios ocupan una gran extensión en la Hoja de Alcantarilla. Los depósitos cuaternarios más importantes de esta Hoja son de carácter fluvial, destacando los sistemas de abanicos aluviales que rellenan la depresión del Guadalentín. Anterior a ellos, existen una serie de sedimentos típicamente fluviales, dejados por el antiguo Guadalentín que dirigía sus aguas a lo que entonces era el Mar Menor y que son debidos a la regresión pliocena ocurrida en el área. Una vez que la salida al mar del Guadalentín queda cerrada por causas tectónicas, se inicia la instalación de los abanicos aluviales. También son de importancia los depósitos endorreicos relacionados con la misma depresión y desarrollados durante el Pleistoceno superior y Holoceno (SILVA, 1994). Por otra parte, no hay que olvidar las terrazas, fondos de valle y rambla, coluviones y glacis, que completan la diversidad del Cuaternario de la hoja.

2.3.1. Bloques, gravas y cantos con matriz areno-arcillosa y encostramientos carbonatados (39). Glacis de techo de piedemonte. Pleistoceno medio.

Los glacis de piedemonte tienen un origen mixto, gravitacional y aluvial, y aparecen con una amplia representación ocupando gran parte del cuadrante noroeste de la hoja. Situados a gran altura, en relación al valle del río Guadalentín, constituyen el nivel más antiguo de glacis, orlando la base de los relieves de Sierra Espuña en su sector oriental y dirigiéndose siempre hacia el este. Están constituidos por facies de grandes bloques con matriz areno-arcillosa, desarrollando en superficie potentes niveles de costras carbonatadas de tipo "dalle", en las que se pueden reconocer facies laminares, bandeadas, bréchicas y pulverulentas. En las zonas más próximas a los relieves, se pueden observar buzamientos de hasta 50° que van amortiguándose hacia el techo y hacia las zonas distales. Su perfil longitudinal varía de convexo a cóncavo, desde las zonas apicales a las distales, donde son fuertemente incididos. Su potencia es grande, a veces de carácter decamétrico y se pueden observar algunos buenos perfiles al norte de Fuente Librilla. SILVA (1994) les asigna una edad Pleistoceno medio.

2.3.2. Conglomerados cementados con matriz arenosa y costras carbonatadas (40 y 41). Abanicos aluviales planos y de pendiente elevada. 1ª generación. Pleistoceno medio

Los abanicos aluviales planos y de pendiente elevada que aquí se describen corresponden a los más antiguos dentro del Corredor del Guadalentín y han sido estudiados con gran detalle por SILVA et al (1992 a y b, 2003 a) y por SILVA (1994). El conjunto de todos los abanicos que acce-

den a esta depresión son considerados como sistemas marginales sin y post-tectónicos y tienen relación con los sistemas montañosos que los limitan a través de la gran falla de Lorca-Alhama, de movimiento sinestral. Esta primera generación de abanicos conserva su expresión morfológica y se sitúan en discordancia angular sobre los depósitos subyacentes. Se considera que han sido originados en una fase sintectónica, pero ya relacionada con las ramblas actuales. Como ya se ha señalado más arriba, están íntimamente relacionados con la Falla de Lorca-Alhama, a la que dejan al descubierto en algunos sectores, siendo cubierta, en otros, por sus zonas apicales. Presenta altos buzamientos en puntos próximos al relieve, buzamientos que disminuyen hacia el centro del valle.

Se trata de una superposición de cuerpos sedimentarios separados por discordancias erosivas de pequeña entidad y que varían en número según su ubicación, lo que dificulta realizar correlaciones entre unos y otros. En todos los casos se reconocen secuencias positivas estratocrecientes con depósitos dominantes de tipo "debris-flow". En la vertical, tiene lugar un cambio progresivo desde facies masivas en la base, hasta facies más ordenadas a techo con frecuentes intercalaciones arcillosas de tipo "mud-flow". La relación entre los distintos episodios que constituyen esta fase deposicional está dominada por la agradación proximal. En conjunto, estos cuerpos, como señalan SILVA et al. (1992 c) y SILVA (1994) reflejan una gran influencia, tanto de la tectónica como del clima, existiendo un cierto equilibrio entre el grado de encajamiento de los canales alimentadores y la continua elevación de los relieves marginales, dominando estos últimos. Los autores anteriores señalan potencias superiores a 20 m para estos depósitos. En cuanto al desarrollo edáfico, hay formación de calcretas, en las zonas proximales de los abanicos de Sierra Espuña, con un grado de madurez apreciable. SILVA (1994) reconoce horizontes laminares, ocasionalmente brechificados, aunque lo más característico es el desarrollo de horizontes masivos con potencias algo superiores a 1 m. La edad, aunque en un principio fue atribuida al Pleistoceno inferior (SILVA et al., 1992 c), posteriormente ha sido considerada como Pleistoceno medio (SILVA, 1994).

2.3.3. Cantos, gravas, bloques, arenas y limos (42). Glacis de cobertera. Pleistoceno medio-superior.

Por debajo de los glacis de techo de piedemonte, aparecen otros niveles, a diferentes alturas que han sido agrupados por su similitud, bajo esta denominación. Se trata de depósitos, de potencia variable que, partiendo de un nivel superior o de relieves locales, se dirigen hacia los valles secundarios. Algunos son de gran tamaño como los originados en el borde septentrional de la hoja y que se dirigen a la rambla Salada; otros son de dimensiones más reducidas como los situados al norte de la Sierra de La Muela, en el denominado Desierto de Gebas. En ambos casos están muy incididos por una red de arroyos y barrancos y, en el caso de los glacis del Desierto de Gebas, han quedado reducidos a pequeños afloramientos situados a techo de materiales terciarios, menos competentes, y colgados a más de 15 o 20 m sobre las ramblas adyacentes. La morfología de su superficie es plana o algo cóncava y tiene escasa pendiente. En cuanto a la potencia y litología de los mismos, también son muy variables, con una disminución de espesor y textura hacia las zonas más alejadas de los relieves.

Están constituidos por facies de cantos y gravas con bloques, con una matriz arenoso-limosa muy abundante. Se observan estratificaciones a gran escala, estructuras canalizadas y barras. A techo desarrollan niveles de arenas con laminaciones. Su superficie es más

plana que la de los glacis de techo de piedemonte y tienen una potencia entre 5 y 6 m. El conjunto de estos niveles recibe una edad Pleistoceno medio-superior.

2.3.4. Gravas, cantos, bloques, arenas y arcillas con cementaciones carbonatadas (43). Abanicos aluviales. 2ª generación. Pleistoceno medio-superior.

Encajados en los anteriores, aparece esta segunda generación de abanicos asociados a una discordancia progresiva. Según SILVA et al. (1992 a y b) y SILVA (1994), el paso entre una y otra viene marcado por esta importante discordancia angular sintectónica que se puede observar en las zonas proximales, gracias a la incisión de muchas de las ramblas que descienden al actual Guadalentín. Para el último autor, estos abanicos indican una disminución de la actividad tectónica principal, desarrollada a lo largo de este Corredor.

También en ellos se reconocen varios episodios deposicionales con una evolución en la vertical que va desde facies masivas de tipo "debris-flow", en la base, hasta facies con intercalaciones bien organizadas de depósitos canalizados, en el techo, donde se observan gravas imbricadas y arenas laminadas. La relación entre los diferentes cuerpos es de agradación proximal. El desarrollo edáfico se manifiesta internamente, estando siempre relacionado con las facies más distales de los episodios. Se trata de suelos pardo-rojizos y pardos truncados, de los que sólo se conservan sus horizontes argílicos y carbonatados, con potencias que no suelen superar los 40 cm. A techo de todo el conjunto aparecen intensas cementaciones que, en algunos puntos pudieran confundirse con calcretas. La potencia total del conjunto es algo menor que en la generación anterior y, en cuanto a la edad, los diferentes autores que han estudiado estos sistemas de abanicos en la región de Murcia (HARVEY, 1987; SILVA et al., 1992 a y 1992 b; SILVA, 1994; SOMOZA 1980 y SOMOZA et al, 1989) acuerdan que se formaron durante el Pleistoceno medio, pero que se prolongaron hasta el Pleistoceno superior.

2.3.5. Cantos, gravas, arenas y arcillas (44). Abanicos aluviales. 3ª generación. Pleistoceno superior.

Estos depósitos constituyen la tercera generación o "tercera fase deposicional", de los principales abanicos aluviales, según SILVA (1994) y supone un gran cambio en la dinámica morfosedimentaria. Se caracterizan por estar encajados en las fases anteriores y por su menor pendiente. Son originados en una fase postectónica que se prolonga, sin solución de continuidad, hacia los abanicos más recientes. Por lo general, son depósitos no edafizados y han pasado a ser parte de los terrenos cultivables de la huerta murciana. Al estar menos disectados por la erosión reciente, es muy difícil ver sus relaciones con las otras generaciones de abanicos. Aparece al norte de la Sierra de Carrascoy con una gran extensión superficial y con un perfecto desarrollo de sus formas individuales.

Estos depósitos son de tipo "sheetflood" y poseen poca potencia, no llegando a superar nunca los 1'5-2 m. Las facies son variadas, destacando delgado niveles laminares, gravas imbricadas y facies de arenas y arcillas dominantes en los últimos niveles deposicionales. A este grupo pertenecen los grandes abanicos que se forman en la confluencia de los ríos Segura y Guadalentín y que lateralmente pueden pasar a depósitos fluviolacustres. Por otra parte, no

de observa desarrollo edáfico significativo y las cementaciones tampoco son apreciables. Por su posición, con relación a los abanicos precedentes, se les ha asignado una edad Pleistoceno superior no descartando la idea de que algunos de ellos puedan llegar al Holoceno.

2.3.6. Limos y arenas con niveles de gravas (45). Glacis. Holoceno

Existe otro tipo de glacis, de menor desarrollo en cuanto a su potencia y representación. Son aquellos situados en el valle del Guadalentín, en las partes distales de los abanicos aluviales y que lateralmente pasan a los abanicos más recientes o a los fondos endorreicos existentes en el valle. Son de morfología muy plana, poco potentes, y sus sedimentos están formados mayoritariamente por finos. La edad asignada es Holoceno.

2.3.7. Gravas, cantos y arenas (46 y 47). Terrazas. Pleistoceno superior- Holoceno

Los depósitos de terraza se localizan en los ríos Segura, Guadalentín y un pequeño nivel en la rambla Salada. El río Segura discurre por la esquina noreste de la hoja, procedente de la Sierra de Ricote, en la contigua hoja de Mula, por el norte. Ofrece una serie de aterrazamientos, hasta un número de siete que corresponden a antiguos fondos de valle colgados a diferentes cotas, dando plataformas escalonadas en las márgenes que se encuentran a las siguientes alturas: + 80 m, + 50-60 m, +40-45 m, +35-40 m, + 30 m, +20-25 m y + 5-7 m. Sólo los dos últimos niveles aparecen en la hoja de Alcantarilla con alturas de +15-20 m y +5-7 m. La disposición morfológica de los niveles de terraza, en este río, hace suponer una actividad tectónica reciente que, de alguna manera, ha influido en la distribución asimétrica del valle, unas veces con más niveles en la margen izquierda y, otras en la derecha. Este hecho implica también el acoplamiento de algunos tramos a las principales directrices regionales.

Litológica y texturalmente están constituidas por un conjunto de gravas, cantos y bloques con una matriz arenosa y con ligeras cementaciones. Sus depósitos se corresponden con los antiguos fondos de valle de carácter torrencial, por lo que ofrecen cierta similitud con los fondos de valle actuales. La litología de los cantos es mayoritariamente de naturaleza calcárea, aunque existen también algunos de origen metamórfico, pero son más escasos. Sus facies, típicamente fluviales, están constituidas por barras, rellenos de canal, cicatrices erosivas e imbricación de cantos. También existen depósitos más finos, de arenas y limos con laminaciones paralelas y cruzadas. La potencia es muy variable con espesores máximos de 6m, salvo en algunos puntos donde, debido a la tectónica reciente, se han producido acumulaciones anómalas a favor de los labios de falla hundidos, alcanzando espesores superiores a los 10 m. En este sentido hay que añadir también que, localmente, en algunas de las terrazas, se pueden observar deformaciones, fracturas y fallas de pequeñas dimensiones. Todos estos hechos nos informan de una tectónica activa de carácter reciente que condiciona la disposición y características de estos depósitos. La edad del nivel más antiguo es Pleistoceno superior- Holoceno antiguo y la más reciente, Holoceno.

Las terrazas del Guadalentín ofrecen otras características por su posición y por su desarrollo, muy limitado. Se han cartografiados dos niveles a +10-11 m y a +6-8 m. SILVA et

al (1996) reconocen en total cuatro niveles a +10-11 m, +6-8 m, +4-6 m y +1-2 m sobre el lecho actual de las ramblas, en la contigua hoja de Totana.

En la hoja de Alcantarilla, estos niveles no son siempre visibles, sobre todo el de +4-6 m, y sobre todo no son cartografiables. El inferior se ha considerado conjuntamente con el fondo de la rambla. Los sedimentos asociados son fundamentalmente arenosos con estructuras fluviales correspondientes a migración de canales y barras. Las gravas de los niveles interestratificados están poco seleccionadas y son de calibre variable. Su potencia, difícilmente supera los 2-3 m de potencia. Las cementaciones que a veces aparecen dan lugar a resaltes importantes en las paredes de las ramblas. La edad asignada es Pleistoceno superior avanzado y Holoceno

2.3.8. Arenas y limos con gravas dispersas (48 y 55). Abanicos aluviales y conos de deyección. Pleistoceno superior-Holoceno.

Este conjunto de depósitos está originado con posterioridad a la tercera generación de grandes abanicos aluviales. Se caracterizan por ser muy planos y por encontrarse individualizados o con un dispositivo coalescente. Por lo general no están encostrados, pero en sus depósitos aparecen numerosos fragmentos de calcretas, seguramente heredados de abanicos anteriores. A estos abanicos y conos se les ha asignado una edad relativa Pleistoceno superior-Holoceno.

2.3.9. Limos y arcillas con cantos y bloques (49). Coluviones. Holoceno

Aparecen al pie de algunas vertientes como en la esquina suroeste, Sierra Espuña, y en la Sierra de Carrascoy, donde se desarrollan por debajo de los escarpes y crestas principales. La presencia de estos escarpes la actividad tectónica reciente y la pendiente acusada son las causas que han favorecido su formación. Se trata de depósitos con formas alargadas y estrechas, paralelas a los escarpes o a los valles en los que se instalan. También es frecuente encontrarlos en las zonas inter-abanico, relacionados con el movimiento de las fallas. Tal es el caso de los coluviones existentes al pie de la Falla Lorca-Alhama, algunos de los cuales han sido incluso afectados por la misma.

Los materiales que los constituyen son muy heterogéneos y su litología varía conforme a las rocas de las que se alimentan, pero por lo general están formados por limos y arcillas con cantos y bloques de muy diversos tamaños. Por su relación con el resto de los depósitos y sobre todo con las superficies de los abanicos aluviales sobre los que reposan, se han asignado al Holoceno, no descartándose la posibilidad de que algunos de ellos puedan ser incluso del Pleistoceno superior.

2.3.10. Bloques y arcillas (50). Deslizamientos. Holoceno.

Los deslizamientos son muy escasos y de pequeño tamaño. Dos ejemplos se pueden observar al suroeste, entre la Sierra de La Muela y la rambla de Algeciras. Se trata de deslizamientos de tipo translacional y espesor moderado, con una superficie en planta de forma circular. Están formados por un conjunto de materiales fragmentados irregularmente en grandes y pequeños blo-

ques, así como por un conjunto de arcillas originales y otras producidas por la fricción ocurrida en el proceso de desplazamiento del material deslizado. Se le ha asignado una edad Holoceno.

2.3.11. Limos pardo-rosados con niveles de margas arcillosas y materia orgánica (51). Fondos endorreicos. Holoceno.

Los afloramientos de este tipo de depósitos son muy escasos y en los únicos lugares en que pueden observarse es en las márgenes del actual valle del Guadalentín. SILVA (1994) estudia estos sedimentos con gran detalle, realizando varios perfiles a lo largo del mismo. También este autor señala que datos procedentes de sondeos mecánicos y sondeos eléctricos verticales, indican potencias máximas de 26 a 32 m, para este tipo de depósitos, lo cierto es que en los puntos en donde hay secciones, no pueden observarse más de 15-17 m. En la hoja de Alcantarilla la potencia visible es mucho menor, unos 6-8 m., intercalándose, en ocasiones con los depósitos de los abanicos aluviales más recientes.

En la secuencia que analiza SILVA (1994) a lo largo del río, en conjunto describe, en la base, la presencia de unas micritas arenosas de tonos grisáceos a negruzcos, fuertemente bioturbadas y con restos de gasterópodos y tallos de plantas en las. Por encima aparece una serie margo-arcillosa de 2,5 m de potencia, con intercalaciones de arenas finas y que hacia el techo se va volviendo más arcillosa, aumentando su contenido en materia orgánica. Estos materiales se encuentran, además, bioturbados o edafizados con finos niveles de yesos laminares.

A continuación, existe una formación arenosa de 6 a7 m de potencia, compuesta por paquetes granodecrecientes y presencia de pequeños niveles arcillosos con materia orgánica y numerosos gasterópodos continentales. Para SILVA (1994), sólo las micritas basales y los niveles arcillosos negruzcos constituyen las verdaderas facies endorreicas, correspondiendo el resto a los depósitos más distales de los abanicos aluviales más modernos, en su interdigitación con las facies palustres.

El autor, en la zona de Librilla, donde el Guadalentín llega a encajarse hasta 17 m, señala que las facies lacustres basales, formadas por arcillas y micritas, han sido datadas en su techo por medio de Carbono 14 por CALMEL-AVILA (2000, 2002), arrojando una edad de 6340+- 40 años, ya plenamente Holoceno.

2.3.12. Limos con niveles de arenas y gravas (52). Aluvial-coluvial. Holoceno

Se trata de rellenos de poca potencia, como máximo de tres metros. Están constituidos por materiales finos, mayoritariamente limosos con intercalaciones de arenas y niveles de gravas, gravillas, cantos y algunos bloques. A veces los elementos gruesos están poco redondeados, debido a los aportes laterales. La edad de estas formaciones ha sido considerada como Holoceno.

2.3.13. Bloques, gravas y arenas (53). Fondo de valle y ramblas. Holoceno

Los depósitos de fondo de valle tienen, en la mayor parte de la superficie de la hoja, carácter de rambla por lo que se han considerado en un solo grupo dentro de la cartografía.

Casi todos ellos tienen una dinámica torrencial y son potencialmente activos, con frecuentes procesos de avenidas o riadas (CONESA GARCÍA, 1995). En la mayoría de los casos están constituidos por bloques gravas y arenas, con diferente grado de redondeamiento. A veces se puede observar una cierta organización con estructuras sedimentarias de barras laterales y centrales y terracillas. Estas acumulaciones son casi siempre efímeras y muy dinámicas, cambiando de lugar y de morfología tras cada avenida o riada. La potencia no se puede medir en su totalidad, pero no suele superar los 2 m, la parte visible. La edad asignada a estos depósitos corresponde al Holoceno más avanzado.

2.3.14. Arenas y arcillas con gravas (54). Cauces abandonados. Holoceno.

Aparecen desarrollados sobre los abanicos aluviales situados en el cuadrante noreste de la hoja. En general estos cauces están desconectados de las cabeceras y por lo tanto no son activos habitualmente, pero pueden ponerse en funcionamiento bajo condiciones locales de precipitaciones fuertes o por desbordamiento de otros canales en periodos de avenidas extraordinarias. Sus depósitos no suelen ser observables en corte y en superficie pasan inadvertidos. Sólo se reconocen porque son zonas más arcillosas, de color parduzco, que contrastan con los materiales más blanquecinos de abanicos o terrazas. En la actualidad, muchos de ellos han sido borrados por constituir suelos de cultivo. Su potencia parece ser escasa y su edad corresponde al Holoceno avanzado.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La superficie que abarca la Hoja de Alcantarilla (933), se encuentra geográficamente situada en el sector centro-oriental de la provincia de Murcia, por lo que desde el punto de vista administrativo pertenece enteramente a la Región del mismo nombre.

Geológicamente la zona se sitúa en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas que constituyen la terminación oriental del Orógeno Alpino Mediterráneo. Se reconoce, además, la presencia de unidades estructurales pertenecientes a los dos complejos de mantos superiores de las zonas Internas (Alpujárride y Maláguide). También se trata de una zona afectada por fenómenos tectónicos de escala continental, durante el Mesozoico y el Terciario, relacionados con el choque de las placas europea y africana y con la apertura del Atlántico norte. Dentro de esta tectónica hay que destacar el gran accidente que supone la falla de Lorca-Alhama con una importante actividad en época reciente.

Los materiales existentes corresponden, por una parte, al sustrato metamórfico del edificio bético, aflorando en las Sierras de Espuña y Carrascoy y, por otra, a sedimentos más recientes que los rodean, destacando por su presencia y significación los de edad pliocena y cuaternaria.

La morfología de la región es muy acusada, ofreciendo grandes contrastes condicionados por las características anteriormente descritas. De esta forma se pueden distinguir tres dominios morfoestructurales de características muy diferentes: Relieves Béticos de Sierra Espuña-La Muela, Valle del Guadalentín y Relieves Béticos de la Sierra de Carrascoy.

Las mayores alturas se encuentran en las Sierras de Espuña y Carrascoy con cotas que descienden hacia el mar, es decir hacia el noreste. Ambos relieves se levantan de forma brusca sobre la Depresión del Guadalentín que ocupa una amplia franja central, con orientación suroeste-noreste, rellena de materiales del Terciario superior y del Cuaternario.

La red de drenaje se ordena entorno al río Segura y su principal afluente por la margen derecha, el Guadalentín que accede al primero por el sector nororiental, en la contigua hoja de Murcia (934). También importante es la rambla Salada, tributaria del río Segura, que discurre por la zona más septentrional con dirección O-E, y en el que desemboca en la vecina hoja de Mula (912). La red de ramblas y arroyos secundarios es de de alta densidad y un importante grado de encajamiento, sobre todo en las áreas de montaña, todo lo contrario que en el valle del Guadalentín al que llegan los arroyos y ramblas sufriendo una pérdida de pendiente y a veces de drenaje.

El clima, perteneciente al tipo Mediterráneo de tendencia semiárida, tiene inviernos suaves y veranos muy calurosos y secos. Las escasas precipitaciones, inferiores a 300 mm/año, hacen claramente deficitarios los aportes pluviales respecto a la evapotraspiración, durante la mayor parte del año. Este carácter irregular de las precipitaciones da lugar en algunas oca-

siones y ligado a una confluencia particular de ciertos factores meteorológicos, al fenómeno conocido como "gota fría", ocasionando diversos tipos de desastres naturales.

Los principales núcleos de población se concentran mayoritariamente en el valle del Guadalentín destacando la localidad de Alcantarilla que da nombre a la hoja, además de Librilla, Alhama de Murcia y Sangonera la Verde. También en el entorno de Sierra Espuña y La Muela se encuentran Pliego, El Berro y Gebas, localidad esta última cuyo entorno constituye uno de los paisajes erosivos más espectaculares del territorio español, similar a Las Bárdenas Reales, lo que le ha merecido el nombre de Desierto de Gebas. También en este sector se encuentra el Parque Natural de Sierra Espuña con una importante masa vegetal y parajes de singular belleza. Otras localidades de menor tamaño son Fuente Librilla, Barqueros y La Zarza, en el sector central.

La red de comunicaciones es muy buena y pone en comunicación todos los núcleos urbanos de la hoja entre sí y con el resto de la región. Hay que destacar la autovía Murcia-Caravaca que discurre por la esquina noreste y La Autovía A-92 que discurre por el valle del Guadalentín. Existen además numerosas carreteras locales y autonómicas, así como una importante red de caminos que facilitan el acceso a gran parte de la superficie de la hoja, sin embargo, siempre hay zonas de difícil geografía, como sucede en las Sierras de Carrascoy y Espuña donde la dificultad de llegada aumenta.

En cuanto a la riqueza del sector, la mayor fuente de ingresos la constituyen las explotaciones hortofrutícolas que inundan la mayor parte de las zonas de relieve suave y que progresivamente van ocupando sectores más altos. Destacan, sobre todo, los cítricos y la almendra. Alrededor de esta actividad se ha desarrollado en los últimos años una potente industria conservera sobre todo en las localidades de mayores. La ganadería también es una fuente de recursos con explotaciones de porcino muy importantes y de caprino y ovino en menor proporción, lo que ha producido un crecimiento de las industrias cárnicas y de curtidos.

No hay que olvidar, sin embargo, que una de las principales fuentes de ingresos es el turismo de veraneo, en las zonas del litoral, donde la ocupación hotelera es una de las más altas de España. Últimamente ha aumentado de sobremanera la demanda de plazas en los balnearios termales de toda la región, destacando el de Alhama de Murcia, dentro del ámbito de la hoja.

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

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

3.2.1. Estudio Morfoestructural

La hoja de Alcantarilla pertenece al Dominio de las Zonas internas, dentro de la gran unidad que representan las Cordilleras Béticas. Los mejores ejemplos los encontramos en las zonas

más altas de las Sierras de Carrascoy y Espuña porque el resto, que ocupa los sectores centro-septentrional y centro-oriental están recubiertos de sedimentos terciarios.

Por otra parte, y atravesando la hoja de suroeste a noreste, a modo de banda y cortándolo todo está el Corredor o Valle del Guadalentín, relleno por materiales de edad cuaternaria, constituidos en su mayoría por abanicos aluviales. Este valle ofrece una morfología muy llana en comparación con las sierras que lo limitan. SILVA et al (1996) señalan que puede considerarse como una cuenca de drenaje de carácter intraorogénico donde se reconocen zonas de diferente comportamiento morfo-sedimentario: las zonas erosivas, constituidas por los relieves marginales y la sedimentaria, formada por la propia depresión del Guadalentín. Entre las áreas montañosas y la depresión existe una relación controlada por fallas, destacando la Falla de Alhama- Murcia, al norte de la depresión. Así, el factor determinante en la evolución reciente de la red de drenaje, ha sido la actividad tectónica de estas fallas relacionadas con los frentes montañosos.

Los grandes relieves como las Sierras de Carrascoy y Espuña, al haber sufrido una morfogénesis erosiva de gran intensidad (incisión vertical, arroyada, disolución cárstica, etc), dejan al descubierto algunos ejemplos de modelado estructural, condicionado principalmente por las directrices tectónicas del orógeno bético. Así, sobre los materiales de naturaleza más resistente se desarrollan grandes escarpes estructurales, a veces de gran salto, además de crestas, líneas de capa dura, resaltes de capas verticales y subverticales y cerros cónicos. También se observan algunas superficies estructurales en la esquina noroeste de la hoja, pero de reducido tamaño, pues la intensa fracturación y los buzamientos elevados, no permiten el desarrollo de grandes superficies. En general, los escarpes y las formas longitudinales siguen una dirección OSO-ENE, concordante con las principales directrices de la tectónica regional.

Algunas de las formas descritas aparecen también sobre los sedimentos terciarios de la Sierra del Cura, al norte de la Falla de Lorca-Alhama o Alhama-Murcia, como son los resaltes de capas duras y las crestas, pero con menor tamaño.

Respecto a la edad del modelado de estos relieves, debe suponerse que comprende desde las fases álgidas de la estructuración de Orógeno Bético hasta los tiempos actuales en los que prosigue la exhumación del modelado estructural resultante.

Finalmente se han tenido en cuenta todas aquellas fallas que afectan a los terrenos cuaternarios o que tienen expresión en la morfología local. Los mejores ejemplos se sitúan a lo largo del trazado de la falla de Lorca-Alhama, de dirección SO-NE y límite entre Sierra Espuña y el valle del Guadalentín, afectando a algunos de los abanicos aluviales cuaternarios de la margen izquierda de dicho valle. En la margen derecha, también existen una serie de fallas en su relación con el frente de la Sierra de Carrascoy. En todas ellas y cuando ha sido posible, se ha representado la dirección del movimiento de los bloques. También en la Sierra de La Muela, existen una serie de fallas, casi de dirección N-S, que se han representado porque modifican la disposición de los escarpes rocosos, desplazándolos en forma de teclado.

3.2.2. Estudio Del Modelado

Este apartado se ocupa de la variedad de formas, tanto erosivas como sedimentarias, que se producen como consecuencia de la actuación de los procesos externos sobre el sustrato geológico existente.

Por lo que respecta a la hoja de Alcantarilla existe un conjunto de procesos morfogenéticos que actuando a la vez o sucesivamente, han tenido lugar bajo unas condiciones climáticas tendentes a la aridez, a lo largo del periodo Cuaternario. Estas características climáticas de carácter zonal son el principal causante de los diferentes sistemas morfogenéticos.

3.2.2.1. Formas de ladera

En la hoja de Alcantarilla las formas de ladera están representadas por coluviones, deslizamientos y caídas de bloques. Los coluviones, aparecen al pie de algunas vertientes como sucede en la esquina suroeste, en Sierra Espuña, y en la Sierra de Carrascoy, donde se desarrollan por debajo de los principales escarpes y crestas. La presencia de estos escarpes, la actividad tectónica reciente y la pendiente acusada son las causas que han favorecido su formación. Se trata de depósitos con formas alargadas y estrechas, paralelas a los escarpes o a los valles en los que se instalan. También es frecuente encontrarlos en las zonas inter-abanico, relacionados con el movimiento de las fallas. Tal es el caso de los coluviones existentes al pie de la Falla Lorca-Alhama, algunos de los cuales han sido incluso afectados por la misma. Los materiales que los constituyen son muy heterogéneos y su litología varía conforme a las rocas de las que se alimenta.

Los deslizamientos son muy escasos y de pequeño tamaño. Dos ejemplos se pueden observar al suroeste de la hoja, entre la Sierra de La Muela y la rambla de Algeciras. Se trata de deslizamientos de tipo traslacional y espesor moderado, con una superficie en planta de forma circular u ovalada.

Las caídas de bloques siempre aparecen relacionadas con los grandes escarpes de las sierras y, al igual que en el caso de los coluviones, las altas pendientes, la sismicidad y la diferente competencia de los materiales, son las causas que producen o facilitan el descalce rocoso.

3.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Las formas fluviales, tanto en su modalidad sedimentaria como en la erosiva, son las más abundantes y diversas de la hoja de Alcantarilla, destacando los sistemas de abanicos aluviales desarrollados en la depresión del Guadalentín. Por tanto, son los procesos fluviales y de escorrentía superficial los que tienen mayor importancia en el modelado de la hoja, pero claramente ligados a la dinámica zonal propia de los climas semiáridos.

Dada la irregularidad climática, no sólo actual, sino a lo largo de todo el Cuaternario, con precipitaciones, a menudo de carácter torrencial, los procesos de erosión activa son muy generalizados y dan lugar a una intensa incisión lineal en "V" y a la formación de barrancos

cuya densidad es muy elevada en las áreas serranas (Sierra Espuña y sierra de Carrascoy) pese a la competencia de los materiales. Estos mismos procesos son los que originan aristas e interfluvios, que al igual que los escarpes y crestas, presentan un marcado control estructural. Estas formas también aparecen en las zonas de relieve más suave, ocupadas por sedimentos terciarios. Tal es el caso del sector centro-septentrional, o el de la franja situada al norte de la Falla de Lorca-Totana, donde además se desarrollan verdaderas cárcavas, con sus correspondientes cabeceras, muy marcadas y con una densidad acusada por producirse en materiales fácilmente excavables. Un magnífico ejemplo lo se encuentra en los alrededores de la localidad de Gebas, uno de los paisajes erosivos más espléndidos del sureste español.

También de carácter erosivo y desarrollados sobre sedimentos blandos se reconocen señales debidas a los procesos de arroyada difusa. Por otra parte, en los ríos y arroyos de carácter meandriforme, se produce erosión lateral de los cauces en las márgenes cóncavas como puede observarse en la rambla de Algeciras o en la rambla Salada.

Las formas fluviales de carácter sedimentario están representadas por abanicos aluviales planos, conos de deyección con pendiente acusada, terrazas, fondos de valle y rambla, aluviales-coluviales y meandros abandonados.

Los sistemas de abanicos aluviales pertenecientes a la Depresión del Gaudalentín han sido estudiados por SILVA et al (1992 a y b, 2003 a) y por SILVA (1994), siendo considerados como sistemas marginales sin y post-tectónicos que establecen su relación con los sistemas montañosos por medio de la gran falla de Lorca-Alhama, de movimiento sinestral. Existen varias generaciones de abanicos - aquí se han diferenciado hasta cinco - con diferentes dispositivos morfológicos, numerosas discordancias, y cicatrices erosivas internas que limitan las diferentes secuencias estudiadas por los anteriores autores. La primera generación de abanicos de abanicos que conserva expresión morfológica, se sitúa en discordancia angular sobre los depósitos subyacentes. Esta generación se supone formada en una fase sintectónica, aunque ya relacionada con las ramblas actuales. Los abanicos están íntimamente relacionados con la Falla de Lorca-Alhama, dejándola al descubierto en algunos sectores y siendo cubierta, en otros, por sus depósitos apicales. Tienen buzamientos altos en puntos próximos al relieve que disminuyen hacia el centro del valle.

La segunda generación de abanicos aparece en discordancia progresiva sobre la anterior y según SILVA et al. (1992 a y b) y SILVA (1994), el paso entre una y otra viene marcado por una importante discordancia angular sintectónica que se puede observar en zonas proximales, gracias a los procesos de incisión que tienen lugar en muchas de las ramblas que descienden al actual Guadalentín. Para SILVA (1994), estos abanicos marcan una disminución de la actividad tectónica principal desarrollada a lo largo de este Corredor. Al igual que en loa abanicos de la primera generación, estos depósitos disminuyen su buzamiento desde las zonas apicales a las distales.

La tercera generación o "tercera fase deposicional", para SILVA (1994), supone un cambio importante en la dinámica morfosedimentaria. Los abanicos tienen menor pendiente y se encajan en las fases anteriores. Se trata de una fase postectónica que se prolonga, sin so-

lución de continuidad, hacia los abanicos más recientes. Por lo general, estos depósitos no están edafizados y su superficie ha sido ampliamente modificada por las labores de la huerta. Al ser depósitos menos disectados por la erosión reciente, es muy difícil ver sus relaciones con los abanicos de otras generaciones. En este caso, también aparecen al norte de la Sierra de Carrascoy con una gran extensión superficial y con un perfecto desarrollo de sus formas individuales.

Las dos últimas generaciones correspondes a abanicos de morfología muy plana y ligeramente encajados en los anteriores o bien superpuestos. Son, por lo general, formas de menor tamaño, en las que resulta muy difícil la observación de sus depósitos.

Resumiendo, los caracteres del conjunto que forman los abanicos aluviales de la depresión del Guadalentín, cabe decir que los más antiguos tienen mayor pendiente y mayores buzamientos que los más modernos que, por el contrario, son muy planos y prácticamente horizontales. La proximidad de las cabeceras en los más antiguos, hace frecuente el solape lateral de unas formas con otras, formando una masa homogénea que muchas veces sólo es discernible gracias a la fotografía aérea. Por el contrario, los más recientes presentan sus formas individualizadas en la horizontal, aunque debido a que son más planos, ofrecen mayor dificultad a la hora de estudiar sus depósitos en la vertical.

Los depósitos de fondo de valle presentan formas alargadas, rectilíneas o serpenteantes, con orientaciones que se acomodan a las principales directrices estructurales de la región. Tienen, en la mayor parte de la superficie de la hoja, carácter de rambla por lo que se han considerado en un solo grupo dentro de la cartografía. Casi todos ellos tienen una dinámica torrencial y son potencialmente activos, con frecuentes procesos de avenidas o riadas (CONESA GARCÍA, 1995).

Los depósitos aluvial-coluviales son muy escasos y se localizan en el borde septentrional de la hoja, ya sea en áreas de relieve suave o sobre alguno de los grandes piedemontes cuaternarios. Se trata de depósitos originados en el fondo de valles o vaguadas donde los aportes fluviales y los de ladera son difíciles de separar y por ello se consideran de forma conjunta. La morfología de su perfil trasversal es un "U" o en artesa y apenas ofrecen encajamiento.

Las terrazas, también escasas, sólo se localizan en los ríos Segura, Guadalentín y un pequeño nivel en la rambla Salada. El río Segura discurre por la esquina noreste de la hoja, con una morfología de ondulada a meandriforme. Procedente de la Sierra de Ricote, en la contigua hoja de Mula, por el norte, ofrece una serie de aterrazamientos, hasta un numero de siete. Como ya es sabido, las terrazas corresponden a antiguos fondos de valle de los ríos que en su proceso de encajamiento han quedado colgados a diferentes cotas, dando plataformas escalonadas en las márgenes. En el caso del río Segura, estas plataformas de tamaño variable y superficie muy plana se encuentran a las siguientes alturas en la contigua hoja de Mula: + 80 m, + 50-60 m, +40-45 m, +35-40 m, + 30 m, +20-25 m y + 5-7 m. Sólo los dos últimos niveles aparecen en la hoja de Alcantarilla con alturas de +15-20 m y +5-7 m. La disposición morfológica de los niveles de terraza, en este río, hace suponer una actividad tectónica reciente que ha influido en la distribución asimétrica del valle, unas veces con más niveles en la margen izquierda y otras en la derecha.

En el valle del Guadalentín también existen dos niveles de terrazas, pero tienen poco desarrollo superficial, dando bandas estrechas muy pegadas al curso del río. De la misma forma, aparece un solo nivel en la rambla Salada, al norte de la hoja.

Finalmente, se incluyen los cauces o canales abandonados que aparecen desarrollados sobre los abanicos aluviales situados en el cuadrante noreste de la hoja. En general estos cauces están desconectados de las cabeceras y por lo tanto no son activos habitualmente, aunque pueden ponerse en funcionamiento bajo condiciones locales de precipitaciones fuertes o por desbordamiento de otros canales en periodos de avenidas extraordinarias

3.2.2.3. Formas de meteorización química

Dentro de este sistema morfogenético se han cartografiado una serie de pequeñas dolinas localizadas en la Sierra de Carrascoy, y que se disponen sobre materiales de naturaleza calcárea. Tienen formas circulares u ovaladas y, en las de mayor tamaño, se puede observar el fondo plano. Los materiales que las rellenan son muy escasos y constituyen el producto residual de los procesos de disolución, mezclados con fragmentos de rocas procedentes de las paredes de las mismas dolinas.

3.2.2.4. Formas lacustres

El origen de este tipo de formas está relacionado con la desconexión del valle del Guadalentín del mar Menor, al que dirigía sus aguas en e pasado, dando lugar a potentes serie fluvio-litorales y fluviales durante el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior. Este hecho está relacionado con el desplazamiento hacia el norte de la estructura del "Graven de Mazarrón" durante el Pleistoceno medio, formándose en la zona hundida una gran área endorreica de tipo playa-lake (SILVA,1994 y SILVA et al., 1997). En la actualidad esta antigua zona endorreica está disectada por el actual Guadalentín y se extiende desde 3 Km aguas arriba de la desembocadura de la rambla de Librilla, donde se encaja de forma anómala, unos 40-50 m, en el relieve transversal del Romeral hasta la confluencia de la rambla de Viznaga con el Guadalentín, en las proximidades del Hinojar, en la contigua hoja, por el sur, de Totana.

3.2.2.5. Formas poligénicas

Se consideran como tales todas aquellas formas que requieren de más de un proceso en su formación. En este apartado se incluyen, entonces, los diferentes tipos de glacis que aparecen en la hoja de Alcantarilla: Glacis de techo de piedemonte y glacis de cobertera.

Los glacis de techo de piedemonte tienen un origen mixto, gravitacional y aluvial, y aparecen con una amplia representación ocupando gran parte del cuadrante noroeste de la hoja. Situados a gran altura, en relación al valle del río Guadalentín, constituyen el nivel más antiguo de glacis, orlando la base de los relieves de Sierra Espuña. Están formados por bloques de diferentes tamaños, envueltos en una matriz areno-arcillosa. En las zonas más próximas a los relieves, se pueden observar buzamientos de hasta 50° que van amortiguándose hacia el techo y hacia las zonas distales. Su perfil longitudinal varía de convexo a cóncavo, desde las

zonas apicales a las distales, donde son fuertemente incididos, a pesar de no ser muy antiguos, por arroyos y barrancos que dejan al descubierto sus depósitos en paredes verticales.

A continuación, y por debajo del glacis de techo de piedemonte, se reconocen varios niveles de glacis de cobertera a diferentes alturas que se han agrupado en un solo conjunto. Son glacis asociados a un depósito de potencia variable y que, partiendo de un nivel anterior o de relieves menores, se dirigen hacia valles secundarios. Algunos son de gran tamaño como los originados en el borde septentrional y que se dirigen a la rambla Salada y otros son de dimensiones menores como los situados al norte de la Sierra de La Muela, en el denominado Desierto de Gebas. En ambos casos están muy incididos por la red de arroyos y barrancos de alta densidad y que, en el caso de los glacis del Desierto de Gebas, han quedado reducidos a pequeños afloramientos situados a techo de los materiales terciarios, menos competentes y colgados a más de 15 o 20 m sobre las ramblas adyacentes. La morfología de la superficie es plana o algo cóncava y tiene escasa pendiente. En cuanto a la potencia y litología de los mismos, también son muy variables, con una disminución de espesor y textura hacia las zonas más alejadas de los relieves.

Finalmente existe un tercer conjunto de glacis, situado en el valle del Guadalentín, en las partes distales de los abanicos aluviales que pasan lateralmente a abanicos muy recientes o a los fondos endorreicos existentes en el valle. Son de morfología muy plana, poco potentes, y sus sedimentos están formados mayoritariamente por finos.

3.2.2.6. Formas antrópicas

La alteración llevada a cabo por el hombre en este sector es muy acusada debido a la intensa actividad agrícola que ha llevado a la construcción de balsas de riego, así como a la creación de numerosos aterrazamientos artificiales, pero estas modificaciones artificiales se han obviado en la cartografía, dada su escala. Por el contrario, sí se han señalado algunas canteras existentes en la Sierra de Carrascoy, aunque ninguna de ellas es de gran tamaño.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En este apartado se consideran todas aquellas formas que llevan un depósito asociado, ya sea o no consolidado, pero relacionado con la evolución geomorfológica del relieve actual. Las formaciones superficiales presentan como característica principal su cartografiabilidad a la escala de trabajo y se definen por su geometría, textura, litología, potencia, tamaño y, siempre que sea posible, por su cronología. Como algunos de estos aspectos ya han sido considerados en el apartado anterior, se dedicará aquí atención especial a todos aquellos aspectos que no hayan sido tratados como litología, textura, potencia y edad.

Las formaciones superficiales de ladera están representadas por coluviones y deslizamientos. Los primeros se desarrollan al pie de algunas vertientes, en el fondo de los valles o en zonas inter-abanico. Están constituidos por materiales muy heterogéneos cuya litología varía conforme a las rocas de las que se alimentan, pero en general se trata de cantos y bloques de muy diverso tamaño, dentro de una matriz arcillo-limosa, poco consolidada y en la que resulta

difícil observar algún tipo de estructuración. La potencia, también variable, suele oscilar entre 2 y 8 m, aunque puntualmente pueden encontrarse cifras mayores. Por su relación con el resto de los depósitos y sobre todo con las superficies de los abanicos aluviales sobre los que reposan, se han asignado al Holoceno, no descartándose la posibilidad de que algunos de ellos puedan ser incluso del Pleistoceno superior.

En cuanto a los deslizamientos cartografiados en el sector suroeste de la hoja, hay que señalar que están formados por un conjunto de materiales fragmentados irregularmente en grandes y pequeños bloques, así como por un conjunto de arcillas originales y otras producidas por la fricción ocurrida en el proceso de desplazamiento del material deslizado. Se le ha asignado una edad Holoceno, pero se supone de formación más reciente que los depósitos anteriores.

Las formaciones superficiales de carácter fluvial son las más importantes y las de mayor desarrollo dentro del territorio representado por la hoja, destacando el sistema de abanicos aluviales del valle del Guadalentín. Estos abanicos han sido estudiados por SILVA et al. (1992 a y b, 1993 a) y SILVA (1994), diferenciando hasta tres fases o generaciones principales, además de otras de menor importancia, todas ellas descritas con gran detalle. La primera está constituida por una superposición de cuerpos sedimentarios separados por discordancias erosivas de pequeña entidad y que varían en número según la posición ocupada en el espacio, lo que hace que la correlación entre unos cuerpos y otros sea casi imposible, pero en todos los casos se reconocen secuencias positivas estratocrecientes con depósitos dominantes de tipo "debris-flow". En la vertical se da un cambio progresivo desde facies masivas en la base, hasta facies más ordenadas, a techo, con frecuentes intercalaciones arcillosas de tipo "mud-flow". En conjunto, estos cuerpos, como señalan SILVA et al. (1992 c) y SILVA (1994) reflejan gran influencia tanto de la tectónica como del clima, existiendo un equilibrio relativo entre el grado de encajamiento de los canales alimentadores y la continua elevación de los relieves marginales, dominando estos últimos. Por lo que se refiere a la potencia, los autores anteriores señalan hasta más de 20 m. En cuanto al desarrollo edáfico, hay formación de calcretas en las zonas proximales de los abanicos de Sierra Espuña con un grado de madurez apreciable. SILVA (1994) reconoce horizontes laminares, ocasionalmente brechificados, aunque lo más característico es el desarrollo de horizontes masivos con potencias algo superiores a 1 m. La edad, aunque en un principio atribuida al Pleistoceno inferior (SILVA et al., 1992 c), posteriormente ha sido considerada como Pleistoceno medio (SILVA, 1994).

La segunda generación de abanicos refleja una disminución de la actividad tectónica en las márgenes montañosas. También aquí, SILVA (1994) reconoce varios episodios deposicionales con una evolución en la vertical que va desde facies masivas, de tipo "debris-flow" en la base, hasta facies con intercalaciones bien organizadas de depósitos canalizados hacia el techo, donde es fácil observar gravas imbricadas y arenas laminadas que en muchos casos son las que constituyen sus superficies. El desarrollo edáfico se manifiesta internamente, estando siempre relacionado con las facies más distales de los episodios. Se trata de suelos pardo-rojizos y pardos truncados, de los que sólo se conservan sus horizontes argílicos y carbonatados con potencias que no suelen superar los 40 cm. A techo de todo el conjunto, lo que se suele dar en la mayoría de los casos son intensas cementaciones, pudiéndose confundir con horizontes de calcretas. La potencia total del conjunto es algo menor que la de los anteriores y

en cuanto a la edad, los diferentes autores que han estudiado los sistemas de abanicos en la región de Murcia (HARVEY, 1987; SILVA et al., 1992 a y 1992 b; SILVA, 1994; SOMOZA 1980 y SOMOZA et al, 1989) acuerdan que se formaron durante el Pleistoceno medio, pero que se prolongaron hasta el Pleistoceno superior.

La tercera generación significa un importante cambio en la dinámica morfosedimentaria. En la mayoría de los casos se encuentran encajados en los abanicos de las dos generaciones anteriores, constituyendo una fase deposicional post-tectónica que registra un número variable de episodios deposicionales. Estos depósitos son de tipo "sheetflood" y poseen poca potencia, no llegando a superar nunca los 1'5-2 m. Las facies son variadas, destacando delgado niveles laminares, gravas imbricadas y facies de arenas y arcillas dominantes en los últimos niveles deposicionales. A este grupo pertenecen los grandes abanicos que se forman en la confluencia de los ríos Segura y Guadalentín y que lateralmente pueden pasar a depósitos fluviolacustres. Por otra parte no de observa desarrollo edáfico significativo y las cementaciones tampoco son apreciables. A estos, por su posición, con relación a los abanicos precedentes, se les ha asignado una edad Pleistoceno superior.

Finalmente existen una serie de abanicos originados con posterioridad a la tercera generación. Como ya se ha señalado más arriba son muy planos y se encuentran individualizados o con un dispositivo coalescente. Por lo general no están encostrados, pero en sus depósitos son numerosos los fragmentos de calcretas, seguramente heredados de abanicos anteriores. Se les ha asignado una edad relativa Pleistoceno superior-Holoceno.

En cuanto a las terrazas, cabe diferenciar dos tipos de diferentes características: las del río Segura y las del río Guadalentín. Las primeras, descritas también en la contigua hoja de Mula, están constituidas por un conjunto de gravas, cantos y bloques con una matriz arenosa y con ligeras cementaciones. Sus depósitos se corresponden con los antiguos fondos de valle de carácter torrencial, por lo que ofrecen cierta similitud con los fondos de valle actuales. La litología de los cantos es mayoritariamente de naturaleza calcárea, aunque existen también algunos de origen metamórfico, pero más escasos. Sus facies, típicamente fluviales, están constituidas por barras, rellenos de canal, cicatrices erosivas e imbricación de cantos. También existen depósitos más finos, de arenas y limos con laminaciones paralelas y cruzadas. La potencia es muy variable con espesores máximos de 6m, salvo en algunos puntos donde, debido a la tectónica reciente, se han producido acumulaciones anómalas a favor de los labios de falla hundidos, alcanzando espesores superiores a los 10 m. En este sentido hay que añadir también que, localmente, en algunas de las terrazas, se pueden observar deformaciones, fracturas y fallas de pequeñas dimensiones. Todos estos hechos nos informan de una tectónica activa de carácter reciente que condiciona la disposición y características de estos depósitos. La edad del nivel más antiguo es Pleistoceno superior- Holoceno antiguo y la más reciente, Holoceno.

Las terrazas del Guadalentín ofrecen otras características por su posición y porque su desarrollo es muy limitado. Se han cartografiados dos niveles a +10-11 m y a +6-8 m. SILVA et al (1996) reconocen en total cuatro niveles a +10-11 m, +6-8 m, +4-6 m y +1-2 m. sobre el lecho actual de las ramblas, en la contigua hoja de Totana. En la hoja de Alcantarilla, estos niveles no son siempre visibles, sobre todo el de +4-6 m, y sobre todo no son cartografiables. El

inferior se ha considerado conjuntamente con el fondo de la rambla. Los sedimentos asociados son fundamentalmente arenosos con estructuras fluviales correspondientes a migración de canales y barras. Las gravas de los niveles interestratificados están poco seleccionadas y son de calibre variable. Su potencia, difícilmente supera los 2-3 m de potencia. Las cementaciones que a veces aparecen dan lugar a resaltes importantes en las paredes de las ramblas.

Los fondos de valle o rambla, en la mayoría de los casos están constituidos por bloques, gravas y arenas, con diferente grado de redondeamiento. A veces se puede observar una cierta organización con estructuras sedimentarias de barras laterales, centrales y terracillas. Estas acumulaciones son casi siempre efímeras y muy dinámicas, cambiando de lugar y de morfología tras cada avenida o riada. La potencia no se puede medir en su totalidad, pero no suele superar los 2 m, la parte visible. La edad asignada a estos depósitos corresponde al Holoceno más avanzado.

Los depósitos formados por los cauces abandonados no suelen observables en corte y, en superficie, pasan inadvertidos. Sólo se reconocen porque son zonas más arcillosas, de color parduzco, que contrastan con los materiales más blanquecinos de abanicos o terrazas. En la actualidad, muchos de ellos han sido borrados por constituir suelos de cultivo. Su potencia parece ser escasa y su edad corresponde al Holoceno avanzado.

Los depósitos asociados a los fondos aluvial-coluviales ofrecen características muy diferentes a los anteriores. Se trata de rellenos de poca potencia, como máximo de 3 m, constituidos por materiales finos, mayoritariamente limosos con intercalaciones de arenas y niveles de gravas, gravillas, cantos y algunos bloques. A veces los elementos gruesos están poco redondeados, debido a los aportes laterales. La edad de estas formaciones ha sido considerada como Holoceno

Las formaciones superficiales de carácter lacustre son observables a lo largo del valle del Guadalentín. En líneas generales se trata de limos y arenas con niveles de margas arcillosas y un cierto contenido en materia orgánica. Estos depósitos han sido estudiados con detalle por SILVA en 1994 que analiza varias secuencias a lo largo del río. En líneas generales describe, en la base, la presencia de unas micritas arenosas de tonos grisáceos a negruzcos, fuertemente bioturbadas y con restos de gasterópodos y tallos de plantas. Por encima aparece una serie margo-arcillosa de 2,5 m de potencia, con intercalaciones de arenas finas y que hacia el techo se va volviendo más arcillosa, aumentando su contenido en materia orgánica. Estos materiales se encuentran, además, bioturbados o edafizados con finos niveles de yesos laminares. A continuación, existe una formación arenosa de 6 a7 m de potencia, compuesta por paquetes granodecrecientes y presencia de pequeños niveles arcillosos con materia orgánica y numerosos gasterópodos continentales. Para SILVA (1994), sólo las micritas basales y los niveles arcillosos negruzcos constituyen las verdaderas facies endorreicas, correspondiendo el resto a los depósitos más distales de los abanicos aluviales más modernos, en su interdigitación con las facies palustres. El autor, en la zona de Librilla, donde el Guadalentín llega a encajarse hasta 17 m, señala que las facies lacustres basales, formadas por arcillas y micritas, han sido datadas en su techo por medio de Carbono 14 por CALMEL-AVILA (2000, 2002), arrojando una edad de 6340+- 40 años, ya plenamente Holoceno.

Las formaciones superficiales de origen poligénico son aquellas asociadas a los glacis de techo de piedemonte y a los glacis de cobertera. Los primeros constituyen el nivel más alto y de mayor desarrollo de la hoja, situándose en la ladera oriental de Sierra Espuña. Están constituidos por facies de grandes bloques con matriz arenosa y desarrollan en su superficie potentes niveles de costras carbonatadas de tipo "dalle" y en las que se pueden reconocer diversas facies: laminares-bandeadas, bréchicas, pulverulentas. Los bloques pueden ser muy angulosos y alcanzar grandes tamaños. Su estructuración interna es muy grosera sobre todo en las zonas más proximales, donde pueden encontrarse bancos potentes con buzamientos altos que se van amortiguando hacia el techo y hacia las zonas distales Su potencia es grande, a veces de carácter decamétrico. Al norte de Fuentelibrilla, pueden observarse, excelentes perfiles de estas formaciones. La edad asignada por SILVA (1994) es Pleistoceno medio.

A continuación, y con un importante grado de encajamiento, aparecen los siguientes niveles de glacis, constituidos por facies de bloques de menor tamaño, encontrando ya cantos y gravas y una matriz arenoso-limosa muy abundante. Se observan estratificaciones a gran escala, estructuras canalizadas y barras. A techo desarrollan niveles de arenas con laminaciones. Su superficie a techo es más plana que la de los glacis de techo de piedemonte y tienen una potencia entre 5 y 6 m. potencia. El conjunto de estos niveles recibe una edad Pleistoceno medio-Pleistoceno superior.

Finalmente, existe un tercer conjunto de glacis, en el valle del Guadalentín, que se sitúa en las partes distales de los abanicos aluviales y que pasan lateralmente a los abanicos más recientes o a los fondos endorreicos existentes en el valle. Son poco potentes, no más de 1 m, y sus sedimentos están formados mayoritariamente por elementos finos.

3.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El relieve de esta región es el resultado de una serie de procesos, tanto erosivos como sedimentarios que afectan al sustrato geológico. Los movimientos tectónicos y la sismicidad, activos en épocas recientes, han contribuido también al resultado que observamos en la actualidad.

El punto de partida de la morfogénesis de este sector puede considerarse el momento de la retirada del mar, ocurrida al final del Messiniense, tras su relleno durante el Tortoniense-Messiniense por sedimentos margo-areniscosos de carácter turbidítico y sedimentos calcarenìticos y yesíferos de medios más someros. Con posterioridad aparecen los conglomerados de la Unidad Roja, de edad Plioceno-Cuaternario que corresponden a un sistema de abanicos aluviales en el que los conglomerados masivos basales se interpretan como las facies proximales y el resto serían las facies media y distal. Estas facies estarían alimentadas por los relieves circundantes como la Sierra de Carrascoy y Sierra Espuña.

Con posterioridad y desde el punto de vista tectónico, se produce una gran actividad que da lugar a una cuenca intraorogénica, de dirección NE-SO, que es la Cuenca del Guadalentín. Esta actividad origina dos grandes zonas de muy distinto comportamiento morfo-sedimentario (SILVA et al., 1996). Por un lado, los relieves marginales y cuencas de recepción principales, constituidas por la Sierra de Carrascoy y Sierra Espuña, principales áreas de erosión y, por otra, la

propia Depresión del Guadalentín, donde se producen una serie de procesos sedimentarios de gran interés. Las relaciones existentes entre estas zonas, es decir entre los relieves y la depresión, han estado controladas por la Falla de Lorca-Alhama y muy concretamente por los movimientos asociados a estos frentes montañosos. Por tanto, la actividad tectónica ha sido uno de los factores determinantes en la evolución del relieve, durante el Plioceno y el Pleistoceno.

SILVA et al. (1996) en un estudio realizado sobre la evolución reciente del drenaje en este sector, señalan que tras un periodo inicial de exorreismo durante el cual, el antiguo Guadalentín desembocaba en lo que entonces era el Mar Menor (Antiguo Campo de Cartagena), se produjo una reestructuración tectónica durante el Pleistoceno que originando una depresión endorreica cuyo funcionamiento ha continuado hasta el Holoceno más avanzado (SILVA, 1994). Esta zona endorreica, situada entre Totana y Librilla, era la que recibía los aportes procedentes de los relieves de Carrascoy y Espuña, en forma de abanicos aluviales que accedían a unos sistemas de playa-lake, algunos de los cuales han pervivido hasta nuestros días.

En paralelo a todos estos acontecimientos se va produciendo la jerarquización de la red de drenaje de todo el entorno de la hoja, cuyo nivel de base lo constituye, durante una buena parte del Cuaternario, el río Segura que en ese momento no tenía su desembocadura en el mar, sino en la Depresión del Guadalentín. En ella dio lugar a la formación de un gran abanico aluvial, sobre el cual se asientan la huerta y la ciudad de Murcia, en la actualidad (SILVA, 1994).

El nivel más antiguo de todo el conjunto de depósitos, fuera del ámbito concreto del Corredor del Guadalentín, lo constituye el nivel de base inicial sobre el que se encajaron los valles fluviales del Segura y de sus afluentes y que corresponde a los grandes glacis de techo de piedemonte que se desarrollan al este de Sierra Espuña..

Las secuencias de terrazas y las de los abanicos aluviales y glacis de techo de piedemonte que rodean a las Sierras de Carrascoy y Espuña, así como los glacis de cobertera encajados en los anteriores, se desarrollan de forma paralela durante el Pleistoceno, a lo largo de etapas sucesivas de encajamiento y agradación y están relacionadas directamente con los cambios climáticos y con la actividad neotectónica más que con los cambios del nivel del mar (SILVA et al, 1996).

Por último, existen una serie de episodios morfogenéticos de carácter local, es decir que actúan en áreas concretas y que contribuyen con su concurrencia a perfilar el conjunto del relieve que se observa en la actualidad. Estos episodios corresponden a: a) la actividad de las laderas con la formación de coluviones, deslizamientos y, en algunas zonas, caídas de bloques, b) el acelerado proceso de acarcavamiento que da lugar impresionantes paisajes erosivos y c) la intensa acción del hombre, en tiempos recientes, reflejada tanto en las labores agrícolas como en la creación de grandes infraestructuras.

3.5. PROCESOS GEOLÓGICOS ACTIVOS

La morfogénesis actual en la hoja de Alcantarilla está controlada por una tendencia semiárida del clima en este sector de la península. De manera secundaria, pero también importante,

hay una cierta influencia de los procesos neotectónicos, a su vez, íntimamente relacionados con la sismicidad.

En los grandes relieves como Sierra de Carrascoy y Sierra Espuña destaca la incisión vertical del lecho en los barrancos, con una intensidad moderada dada la resistencia a la erosión del sustrato competente. Sin embargo, en los terrenos más blandos, mayoritariamente margosos y arenosos como sucede en el entorno de Gebas, la menor resistencia a la erosión da un auténtico paraíso de formas y paisajes erosivos donde se reconocen cárcavas, cabeceras de cárcavas, aristas muy agudas y otras formas menores que ofrecen actualmente una gran fragilidad por su capacidad de cambio en los escasos periodos de lluvias. También activos, aunque de menor importancia, son los procesos de erosión lateral que se producen en las Ramblas Salada y de Algeciras, en las áreas cóncavas de los meandros, así como la arroyada difusa o en regueros que removiliza los materiales más finos de los glacis y abanicos periféricos de las Sierras de Carrascoy y Espuña.

Dentro de los procesos de ladera existe cierta funcionalidad en la formación de coluviones, sobre todo en las áreas con mayores desniveles como sucede en algunos puntos de Sierra Espuña donde también es posible la formación de algún deslizamiento, pero de forma aislada.

Por lo que a los procesos sedimentarios se refiere, son de cierta importancia dentro de esta hoja sobre todo en el Corredor del Guadalentín donde, a lo largo del Cuaternario, pero sobre todo del Pleistoceno superior y Holoceno, ha tenido lugar un gran aporte de materiales procedentes de los relieves, en forma de abanicos aluviales de alta y baja pendiente que han ido rellenando dicho corredor. Por otra parte, hay que citar además los riesgos de inundación en los aluviales y en las terrazas más bajas del Guadalentín y alguna de las principales ramblas.

La actividad tectónica reciente ha producido también importantes manifestaciones, uno de cuyos mejores ejemplos lo constituye la Falla de Alhama-Murcia. Esta falla, de dirección NE-SO a NNE-SSO ha estado activa, no sólo durante el Terciario, sino también a lo largo del Cuaternario, con diferentes grados de intensidad, condicionando la formación de la Depresión o Corredor del Guadalentín y la relación del mismo con los relieves circundantes. Además, esta gran falla se ve afectada a su vez por otros sistemas de fallas NE-SO y NO-SE que producen deformaciones neotectónicas en las zonas de intersección, y no es casual que en dichos sectores exista una considerable actividad sísmica. Se reconocen también fallas normales con un importante reflejo morfológico de sus planos, apenas retocados por la erosión. Otros rasgos observados son las inflexiones bruscas de la red de drenaje en relación a la Falla de Alhama-Murcia y algunas deformaciones en las terrazas bajas del río Segura.

Dado el régimen tectónico actual, tanto la Sierra de Carrascoy como Sierra Espuña constituyen áreas levantadas como consecuencia de movimientos relacionados con la deformación que impone el acercamiento África-Iberia. Este proceso se considera, de todas maneras, de intensidad demasiado baja como para ser catalogarlo como un auténtico riesgo geológico, aunque su importancia en la morfogénesis futura es del todo indudable.

La sismicidad de la Región de Murcia, se encuadra dentro de la provincia sismotectónica del SE Peninsular, la cual se extiende hasta el Magreb en el Norte de África. Esta actividad sísmica está relacionada con el proceso de convergencia y colisión N-S de las placas Euroasiática y Africana, que según los datos más recientes convergen en dirección SE-NW a 4mm/año (ANDEWEG, 1999; CLOETHING et al., 2002; STICH et al., 2003). Dentro de la provincia sismotectónica del SE peninsular la distribución espacial de la sismicidad dibuja una importante alineación de dirección NE-SW que se extiende desde Almería hasta Alicante (MEZCUA y MARTINEZ SOLARES, 1983; BUFFORN et al., 1990). Esta alineación sísmica, ya identificada por REY PASTOR (1951), puede correlacionarse con el denominado Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales. Este, constituye una zona de cizalla de escala cortical (BANDA y ANSORGE, 1980; LAROUZIERE et al., 1991), a lo largo del cual se ha concentrado la actividad tectónica más importante de este sector de la Cordillera Bética durante el Neógeno superior y el Cuaternario (MONTENAT et al., 1987, SILVA et al., 1993). En superficie, este gran accidente tectónico queda delimitado por la traza de las fallas de desgarre sinestral (NE-SW) de Carboneras, Palomares, Lorca-Alhama y Nor-Carrascoy en sus sectores meridional y central, y por las fallas dextrales (N70ºE) de Crevillente y Bajo Segura en su zona más septentrional (ALFARO et al., 2002). La Depresión del Guadalentín se corresponde con la Zona de Desplazamiento Principal (ZDP) de esta gran zona de cizalla cortical (SILVA et al., 1993).

En el entorno de la Depresión existen catalogados más de 100 eventos entre los que cabe además incluir las réplicas más importantes de los terremotos de Lorca (1977 / 1978 / 2011), Alcantarilla (1996) y los de Mula (1999), que se han dejado sentir en la zona con intensidades máximas de V-VI grados MSK, con magnitudes máximas superiores a 4 mb. En conjunto los epicentros delinean dos importantes alienaciones. La primera, se resuelve a favor del trazado del curso medio del río Segura (Lorquí-Murcia) con dirección N120-140ºE, y la segunda con la propia Depresión del Guadalentín (Pto.Lumbreras-Orihuela), con dirección N45-65ºE. Ambas alineaciones sísmicas intersectan a la altura de Alcantarilla y Murcia, zona donde han tenido lugar terremotos importantes. Otra alineación se resuelve, de manera más difusa, a lo largo del Sur de la Falla Nor-Bética en dirección N50-65ºE, aunque recientemente se ha mostrado de gran importancia con el terremoto de Mula de 1999 y su prolongada serie de réplicas, las de mayor magnitud registrados en la Región de Murcia durante el Siglo XX (mb 5.5 y mbLg 4.8).

La sismicidad del Valle del Segura, ha sido relacionada por distintos autores (López Casado et al., 1987; López Casado y Sanz de Galdeano, 1988 ; Baena et al., 1994) con el denominado Accidente del Segura. Este constituye la prolongación semi-fosilizada de la Falla de Socovos(S-VF), que controló la evolución paleogeográfica de las cuencas de Fortuna y Mula durante el Neógeno superior (Lubkowsky, 1990). La sismicidad de la Depresión del Guadalentín se concentra fundamentalmente a lo largo de su margen occidental, en relación con la traza de la Falla Lorca-Alhama (LAF), siendo bastante escasa en el margen oriental Falla Nor-Carrascoy (NCF), donde llega a ser nula en la zona más meridional correspondiente a la Falla de Palomares (PLF), (SILVA 1994; SILVA et al., 2003). El mismo esquema se observa en el segmento más meridional de la LAF el cual es presumiblemente asísmico (SILVA, 1994, SILVA et al., 2000). Todo este conjunto de fallas pertenece al sistema de desgarres sinestrales postorogénicos identificadas por BOUSQUET (1979) y SANZ DE GALDEANO (1983) en este sector de la Cordillera Bética.

En conjunto, la sismicidad registrada en la zona es moderada (mb £ 5.5) y de carácter superficial (h<30km), existiendo una importante concentración de focos entorno a los 10 km de profundidad (Sanz de Galdeano et al., 1995) que nos indica de forma aproximada el espesor medio de la zona sismogenética en esta área, que por regla general coincide con el límite de elasticidad del cuarzo (isograda de 300ºC: SIBSON, 1983). En el sector comprendido entre la LAF y la costa de Cartagena la corteza tiene un espesor de 25 km, y el flujo térmico es moderadamente elevado (100-85 Mw/m^2), haciendo que la isograda de 300ºC se situé entre los 7-10 km de profundidad, equivalente al espesor de la zona sismogenética. De hecho, en este sector el 90% de la sismicidad registrada se sitúa en el intervalo de 9-11km (MARTINEZ DIAZ, 2000).

Los terremotos instrumentales más importantes catalogados por el IGN, corresponden a los de Lorca de los años 1977 y 1978, con magnitudes (mb) de 4,2 y 4,3 respectivamente en el entorno de la LAF, el Terremoto de Alcantarilla de 1995 (mb 4,1) en el entorno del SVF, y el Terremoto de Sangonera de 1946 (mb 4,6) en el entorno de la NCF. A estos habría que unir los terremotos que se producen ya en la confluencia de la Depresión del Guadalentín con la del Bajo Segura, en el entorno de Orihuela, donde tuvo lugar el evento más importante de comienzos del Siglo XX, el terremoto de Jacarilla de 1919 (mb 5,2) y los de la zona de Mula donde tuvo lugar el terremoto más importante de final de Siglo XX, El terremoto de Mula de 1999 (mb 5,5). Sin embargo, se han registrado en la zona terremotos históricos de importante Intensidad (VIII-VII MSK), centrados en las localidades de Lorca (1579, 1674, y 1818: LAF) y Torres de Cotilla-Lorquí (1911: SVF). Como puede observarse el registro histórico contrasta con la moderada actividad sísmica correspondiente al periodo instrumental, donde las intensidades máximas sentidas en la zona han sido de VI grados MSK.

Las intensidades máximas registradas en este segmento central de la Falla Lorca-Alhama (LAF), alcanzan los VIII MSK para los eventos nucleados en las proximidades de Lorca, el cual funciona como límite de segmento donde se acumulan los esfuerzos promovidos por el creep asísmico del segmento meridional de la falla (SILVA et al., 2000). No obstante, en la zona de Totana, las intensidades máximas sentidas nunca han superado los VII MSK, siendo el de mayor intensidad el Terremoto de Totana de 1907 (VII MSK), que es además el primer evento sísmico que se lista en el catalogo del IGN para esta localidad. La magnitud máxima para esta zona nunca ha superado la mb 4.0. La intensidad y magnitud de los eventos sísmicos disminuye hacia el NE, y ya en el Segmento de Alhama-Alcantarilla las máximas nunca han superado los V MSK y los mb 3.0. No obstante, es importante destacar que en la intersección con la SVF los registros instrumentales e históricos de nuevo marcan un neto incremento con intensidades máximas de VIII MSK para los eventos de Torres de Cotilla (1911) y Lorquí (1917) y el registro de mb 4,1 para el evento de Alcantarilla de 1995.

También se registran epicentros en el interior de la Depresión que aparentemente no se encuentran relacionados con traza de falla alguna. Estos aparecen dispuestos en tres agrupaciones principales, SO de Totana (en la hoja de Totana), Sur de Alhama-Librilla (en esta Hoja) y una tercera en el entorno de la ciudad de Murcia, en el polígono definido por las localidades de Alquerías, El Palmar y La Ñora. Las dos primeras fuentes sísmicas no producen sismos de importancia ni en intensidad (< IV MSK) ni en magnitud (< 2.0 mb), siendo todos ellos de época instrumental. Algunos de los eventos, relacionados con la Fuente Sísmica del Sur de Al-

hama-Librilla, podrían relacionarse con la prolongación fosilizada de la rama sur de la LAF que se continua en superficie al otro margen de la Depresión como la NCF, tal y como proponen HERNÁNDEZ ENRILE y MARTINEZ-DIAZ (2000).

Sin embargo, la Fuente Sísmica de Murcia (SILVA, 1994), es la responsable de la actividad sísmica mas importante detectada en esta área, pudiendo asociársele un máximo de 23 terremotos, la mayor parte de ellos pertenecientes al periodo histórico. Únicamente se han registrado tres sismos durante el periodo instrumental (años 1961, 1984 y 1987), los dos primeros con epicentros situados al Sur de Murcia, y el tercero en la localidad del Espinardo (Norte de Murcia). La magnitud máxima registrada es de 3,9 durante el terremoto de 1961. La sismicidad histórica se halla fundamentalmente agrupada en tres puntos epicentrales, La Ñora y Murcia-Espinardo en el interior de la Depresión, y Torres de Cotillas en las proximidades de la desembocadura del Segura. Las intensidades máximas registradas en estos puntos epicentrales fueron de VI grados M.S.K en La Ñora (1905), VI en Murcia (1823) y VIII en Torres de Cotillas (1911). En el interior de la Depresión la intensidad máxima registrada fué de VII grados M.S.K. durante el terremoto de Murcia de 1743, cuyo epicentro se localizó a unos 3 km al Este de la ciudad. Aunque muchos autores han correlacionado esta sismicidad con la prolongación N120ºE de la SVF (LÓPEZ CASADO et al., 1987; SANZ DE GALDEANO y LÓPEZ CASADO, 1988), también podría estar relacionada a las fallas N-S fosilizadas, detectadas por métodos geofísicos en los trabajos de GAYAU (1977), ECHALLIER y LACHAUD, (1980) y RODRIGUEZ ESTRELLA et al., (1989) señaladas en el Mapa Neotectónico de la Región de Murcia (BAENA et al., 1994).

A lo largo de la Falla de Nor-Carrascoy se han registrado magnitudes de 4,2 durante el terremoto de Sangonera en 1946 y, la máxima de 4,4 durante el del Palmar de 1956, ambos con epicentros localizados sobre la traza de la Falla de Cañaricos-Cuevas del Norte (SILVA, 1994). La intensidad máxima registrada es de VI grados M.S.K. y estuvo asociada al terremoto de 1946. Por otra parte, esta falla presenta sísmicidad muy reciente habiéndose registrado un terremoto de magnitud 2,1 durante 1991 en las proximidades de Cañaricos. La Falla de Nor-Carrascoy únicamente presenta actividad sísmica significativa al Norte de su convergencia con la Falla de Cañaricos-Cuevas del Norte, en las proximidades de la localidad de El Palmar (límete de las Hojas de Alcantarilla y Murcia). La actividad sísmica de este sector se restringe al periodo histórico, concentrándose únicamente en el año 1931, cuando tuvieron lugar los terremotos de Alquerías (2 eventos) y La Alberca, durante los cuales se registraron intensidades máximas de V grados M.S.K (SILVA, 1994). En la intersección de estos dos segmentos de falla (El Palmar) se han registrado magnitudes máximas de 4,4 que son ligeramente mayores que las registradas en la LAF durante el periodo instrumental.

Solo se tienen datos paleosísmicos disponibles para el sector de Lorca-Totana y su zona terminal en Huercal-Overa donde se han realizado trincheras de falla específicas (MARTÍNEZ DÍAZ et al., 2001a; MASANA et al., 2003), o se han realizado observaciones sobre cortes naturales (SILVA et al., 1995; SILVA et al., 2003). En la zona de Lorca-Totana (Rambla de Colmenar) las trincheras realizadas en la rama sur de la falla (Falla del Guadalentín) por MARTINEZ DÍAZ et al. (2001a) han podido identificar dos paleosismos, uno con anterioridad a 16.670 años BP en el Pleistoceno Superior, y otro más moderno entre 2.130 – 830 años BP (ca. 1.460 AD). Este último podría coincidir con el terremoto de Orihuela del año 1048 listado en el Catalogo del

IGN con Intensidad X MSK. Datos aportados por CALMEL-AVILA (2002) en la zona del Romeral (Sur de Librilla, dentro de esta Hoja), permiten proponer la existencia de un Evento sísmico importante que afecta a depósitos de c.a. 4.300 años BP y se encuentra sellado por un paleosuelo de 3.885 ± 60 años BP perteneciente a la Edad del Bronce (SILVA et al., 2003b). En cualquier caso, las magnitudes máximas estimadas para los diferentes eventos paleosísmicos son del orden de Mw=7.0+/-0.1, la cual supera cualquier registro instrumental de la zona (MASSANA et al., 2003). Por otro lado, ateniéndonos a las longitudes máximas de los diferentes segmentos de la LAF, las relaciones empíricas propuestas por WELLS y COPPERSMITH (1994), indican que rupturas de 15 km de longitud se encuentran asociadas a eventos de Mw 6.0-6.5 con desplazamientos máximos por evento de 0.5m. De la misma forma rupturas de unos 30 km de longitud están relacionadas con eventos de Mw=6.5 – 7.0 con desplazamientos máximos entre 0.5-1.0 m. Estos valores son los que han obtenido diferentes autores para la LAF (SILVA et al., 1997; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 2001b; MASSANA et al., 2003).

En cualquier caso, los diferentes autores estiman que las tasas de elevación tectónica asociada a frentes de falla activos, como es el segmento central de la LAF, son del orden de 0.08-0.2 mm/año. Estos valores se asocian según diferentes relaciones empíricas a periodos de recurrencia de 1750 – 2600 años y 10.000 – 12.500 años para eventos de intensidad superior a VIII MSK (SILVA et al., 2003b). No obstante, los registros históricos (últimos 650 años) documentan periodos de recurrencia de 100-250 años para eventos de intensidad VII-VIII en la zona de Murcia, que podrían ilustrar la actividad sísmica durante los grandes periodos de tiempo comprendidos entre grandes terremotos. Relaciones empíricas, como la propuesta por VILLAMOR y BERRIMAN (1999) para tasas de elevación – periodo de recurrencia, también nos indican periodos de recurrencia entorno a los 10.000 años para grandes terremotos (CAPOTE y MARTÍNEZ DIAZ, 2001; SANTANACH, 2001).

La peligrosidad sísmica de la zona puede catalogarse media-alta comparada con el resto del territorio español. La Región de Murcia ha sido objeto de análisis de zonificación sísmica a diferentes escalas. Así la la Macrozonación sísmica que realiza la Norma de Construcción Sismorresistente (NCSE-02), atribuye a la zona de la Depresión aceleraciones horizontales básicas (a_b) entre los 0.12 y los 0.08 g, alcanzándose los valores máximos en la zona de Murcia-Orihuela (>0.15 g). En concreto la MCSE-02 asigna al Municipio de Lorca un valor de 0.12 g, al de Totana 0.10 g los de Alhama y Fuente Alamo 0.11 g y al de Mazarrón 0.09 g. Estos valores de intensidades están generalmente relacionados con intensidades £ VII MSK. Ensayos de mesozonación sísmica como el realizado en el Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Región de Murcia (IGME-CARM, 1995) asignan a la Depresión del Guadalentín una aceleración sísmica más homogénea de 0.13 g, la cual disminuye progresivamente hacia la costa donde se alcanzan valores de 0.11-1.10 g. Los valores de aceleración horizontal más bajos en todo el entorno de la zona de Murcia se encuentran en torno a los 0.7 g a lo largo de su límite con Castilla-La Mancha. En cualquier caso es necesario apuntar que teniendo en cuenta los factores de amplificación considerados en la NCSE-02 los valores de aceleración podrían incluso superar 0.18-0.20 g (c.a. VIII MSK) para localidades con "efecto sitio" relevante, como es el caso de todas las poblaciones edificadas sobre rellenos cuaternarios poco consolidados, prácticamente todas en nuestro caso, y en particular la Ciudades de Murcia, Alcantarilla y Lorca, así como todas las situadas a lo largo del Valle del Segura, aguas abajo de Cieza.

4. TECTÓNICA

La Hoja de Alcantarilla se encuadra íntegramente en el ámbito de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas (ZIB). Cabe recordar que la superposición de los tres Complejos principales (Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide) y de las unidades que los componen, tuvo lugar a lo largo de varias etapas tectónicas sinmetamórficas y tardi o postmetamórficas (DURAND-DELGA y FONTBOTÉ, 1980; BALANYÁ *et al.,* 1987), formándose diferentes unidades tectónicas, con diferente grado de metamorfismo según su evolución tectónica, limitadas por contactos de cabalgamiento que han sido posteriormente modificados por despegues en un régimen extensional (BALANYÁ y GARCIA-DUEÑAS 1986, 1991; AZAÑON *et al.,* 1993; JABALOY *et al*., 1993), etc. y por numerosas fallas posteriores de diverso tipo, así como reajustes verticales, que en algunos casos han producido caídas gravitacionales de notable importancia (SANZ DE GALDEANO y LÓPEZ-GARRIDO, 2000).

Los procesos extensionales postmetamórficos, además de modificar en parte los contactos originales, han provocado que, en determinadas verticales de los diferentes sectores, exista una omisión parcial o casi total de alguno de los Complejos.

4.1. SECTOR DE LA SIERRA DE CARRASCOY

Este sector, que como ya se comentó en apartados anteriores fue objeto de las tesis de Kampschuur (1972), ha sido revisado en su parte central y occidental para este trabajo. Sanz de Galdeano *et al*., (1997) consideran que una de las dos unidades descritas por Kampschuur (1972) en la parte centro-occidental de la sierra, no existe, quedando tan sólo una, la unidad de Carrascoy.

En la parte oriental de la sierra de Carrascoy afloran materiales pertenecientes a dos unidades tectónicas diferentes; de características alpujárrides la situada tectónicamente más baja (unidad de Pestillos) y de afinidad maláguide, aunque algo recristalizada, la suprayacente (unidad de Navela). Estas unidades reposan a su vez sobre la unidad alpujárride de Carrascoy.

La unidad de Carrascoy presenta varias imbricaciones asociadas a pliegues con flancos inversos que llegaron a fracturarse (pliegues-falla), estructura que llevó a otros autores a diferenciar dos unidades superpuestas (Kampschuur, 1972, etc.).

Además, en la parte sureste de la sierra sobre la unidad de Carrascoy aflora de manera muy reducida otra unidad alpujárride, la unidad de la Pala, que ocupa una extensión muy reducida, aunque se tendrá en cuenta para las correlaciones entre las diferentes unidades.

Como ya se indicó en capítulos anteriores, se ha estudiado principalmente la parte centro-occidental de la Sierra de Carrascoy. Los rasgos geométricos de esta parte de la sierra se describen de manera simplificada de oeste a este en cuatro cortes seriados modificados de SANZ DE GALDEANO *et al.,* (1997) (Figs. 6, 7 , 8 y 9).

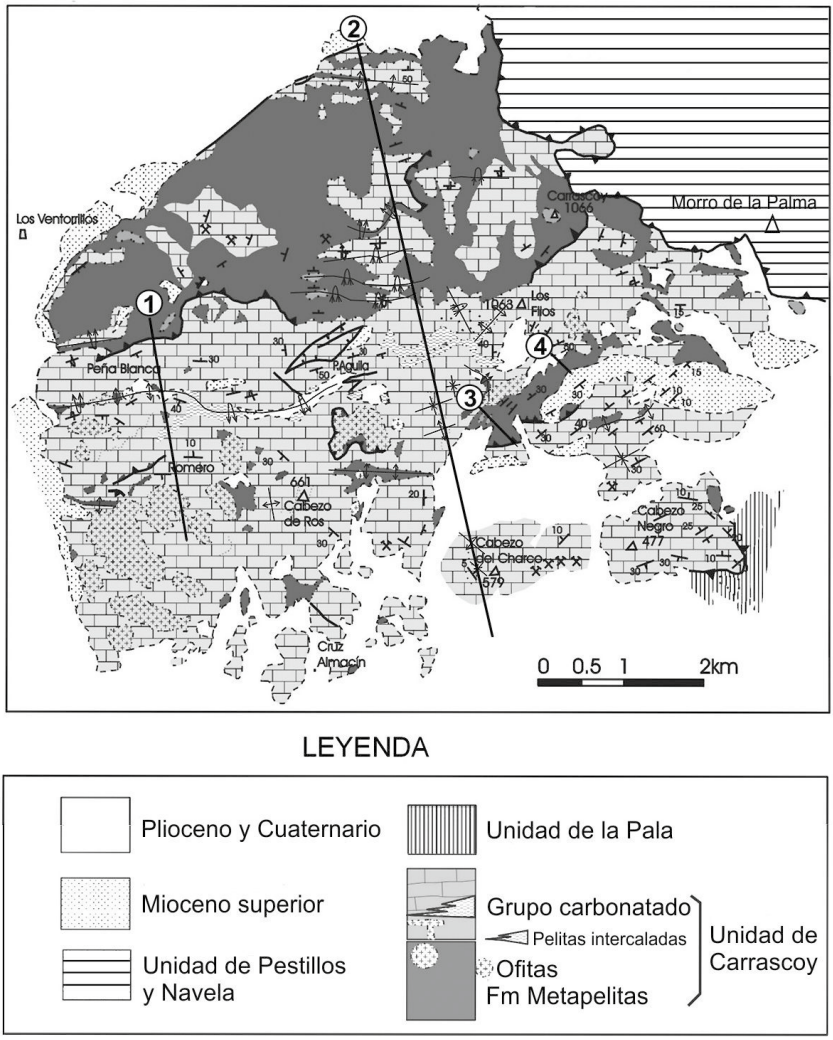


Figura 6.- Sector centro-occidental de la Sierra de Carrascoy.
Situación de los cortes 1 a 4 en la Unidad de Carrascoy.

Corte 1

El borde septentrional de la sierra está limitado por un sistema de fallas que será descrito más adelante. Más al sur, cerca de la parte centro-occidental aparece tal y como se muestra en la Fig.7, una importante imbricación que superpone filitas de la parte inferior de la unidad sobre carbonatos de la parte superior de la misma, quedando algunos núcleos sin-

clinales de carbonatos embebidos dentro de las filitas que ayudan a reconocer que se trata de materiales de la misma unidad y, que indican una vergencia hacia el sur en esta parte más septentrional. Este mismo contacto se recupera hacia el este, pasando claramente las filitas a estar en una posición infrayacente a los carbonatos anteriores, lo que despeja las dudas que pudieran resultar en el contacto anterior.

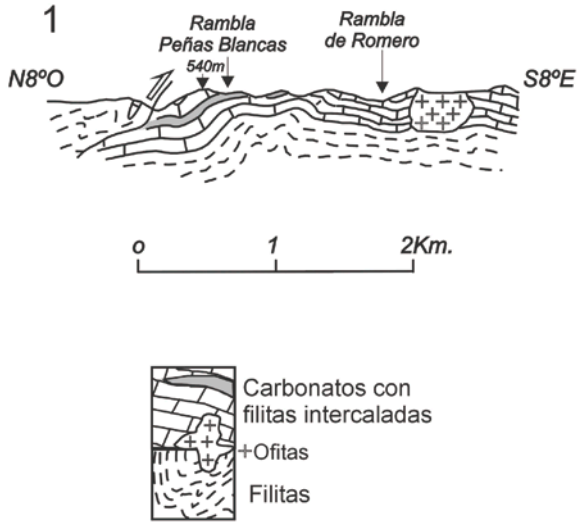


Figura 7.- Corte 1. Unidad de Carrascoy

En este mismo corte, hacia el sur, vuelven a aparecer filitas que se encuentran estratigráficamente intercaladas entre los carbonatos y que habían sido asignadas a las de la base por SANZ DE GALDEANO *et al.,* (1997).

Corte 2

En este segundo corte (Fig. 8) se observa, en la ladera norte de la sierra, una estructura anticlinal, donde se puede apreciar que las filitas del corte anterior pasan a estar debajo de los carbonatos desapareciendo la imbricación antes citada. Más al sur la estructura se transforma en pliegues apretados vergentes al sur, con flancos invertidos que forman una doble secuencia anticlinal, sinclinal, anticlinal. En el núcleo de los sinclinales se conservan los carbonatos de la mitad suprayacente de la unidad, mientras que en los núcleos anticlinales afloran las filitas infrayacentes, que cuando forman parte de un flanco invertido parecen imbricaciones y, en algunos casos lo son, como más al sur, pues estos flancos están fallados formando parte de pliegues-falla. La vergencia hacia el sur se sigue manteniendo hacia la parte meridional del corte, pero los pliegues son más suaves, hasta llegar al borde sur donde se reconocen pliegues similares a los anteriores, pero de vergencia norte.

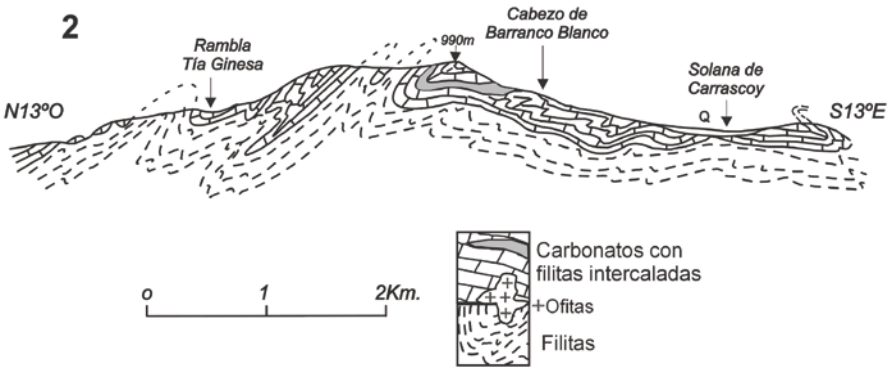


Figura 8.- Corte 2. Unidad de Carrascoy

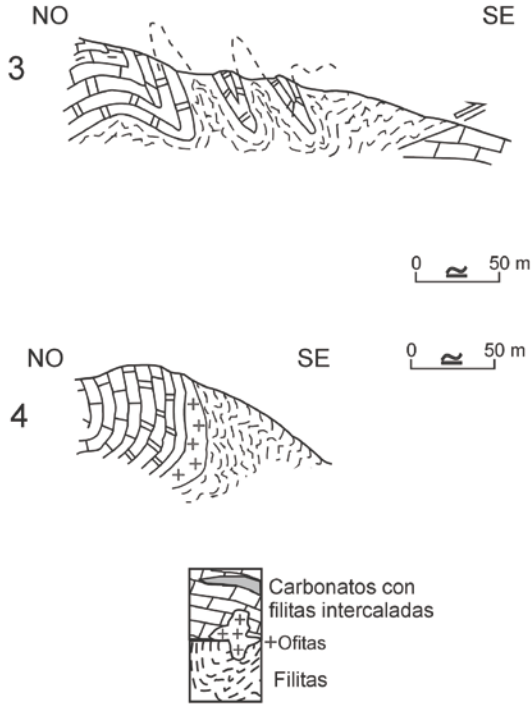


Figura 9.- Cortes 3 y 4. Unidad de Carrascoy

Cortes 3 y 4

El cambio de vergencia y el tipo de plegamiento se observa mejor en los cortes 3 y 4 (Fig. 9), realizados más hacia el sureste.

El corte 3, muestra unos sinclinales con carbonatos en el núcleo, los cuales permitieron corregir la interpretación de KAMPSCHUUR (1972), pues en algunas secciones donde no quedan conservados estos carbonatos cabe la posibilidad de que se pueda confundir la estructura con un cabalgamiento hacia el norte de una unidad tectónica diferente, como podría pensarse en el corte 4, si no se viera la estructura a cierta profundidad.

Estructuras formadas en regímenes compresivos

Cabalgamientos, imbricaciones y pliegues

Cabalgamientos tan sólo se observan en el sector centro-oriental de la sierra, en el contacto entre las unidades de Carrascoy y Pestillos, de manera que esta última unidad aparece tectónicamente sobre la de Carrascoy mediante un contacto de cabalgamiento, el cual está modificado por despegues posteriores que en este sector no han sido estudiados en detalle.

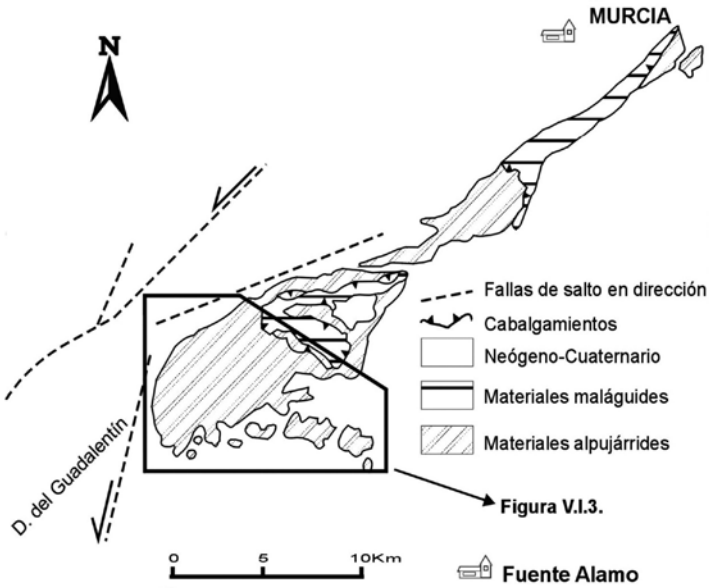


Figura 10. Esquema simplificado de la Sierra de Carrascoy donde se marca el sector en el que se ha centrado la investigación. Se señala también la orientación de las principales fallas de salto en dirección

Las imbricaciones, como ya se ha descrito en parte anteriormente, se observan allí donde los pliegues aparecen muy apretados, de manera que a veces algunos flancos invertidos llegan a fallarse (pliegues-falla), estructura ésta que aparece tanto en el borde septentrional como en el meridional (obsérvense los cortes 1 y 3).

Las imbricaciones anteriores están asociadas a pliegues con vergencia N y S, principalmente hacia el sur en la parte septentrional, para pasar a ser de vergencia norte en la meridional. Localmente estos pliegues son muy apretados, pero se recuperan en zonas de plegamiento suave sin una vergencia definida. La orientación de los ejes de estos pliegues oscila en torno a E-O. Este sistema de plegamiento presenta unas características muy similares a los pliegues de doble vergencia del sector principal (Mazarrón-Cabo de Palos).

El sector central de la sierra aparece más elevado que el resto. Esto se debe fundamentalmente a la situación regional de la sierra, cuyos bordes occidental y septentrional corresponden a fallas de desgarre del corredor del Guadalentín (Fig. 10.). Así, el desplazamiento sinistroso de las mismas junto al cambio de orientación que sufren al pasar del borde occidental al septentrional, provoca una sobrepresión en el sector centro-occidental, dándose allí una mayor elevación.

4.2. SECTOR DE SIERRA ESPUÑA

La estructura de Sierra Espuña ha sido estudiada por diversos autores ya citados en capítulos anteriores. El último de los trabajos consultados es de SANZ DE GALDEANO *et al*. (2000).

La observación de la cartografía del sector occidental de esta Hoja muestrea una gran complejidad tectónica de detalle. Sin embargo, en síntesis, los terrenos aflorantes quedan configurados en dos megaestructuras relativamente simples en sus rasgos generales. El Antiforme de Sierra de Espuña y el Sinforme de la Depresión de Mula-Pliego. Ésta última, constituida casi exclusivamente por materiales terciarios y en menor proporción cretácicos. Dentro del Antiforme de Sierra de Espuña diversos autores han diferenciado, de abajo a arriba, dos conjuntos de unidades tectónicas alóctonas: Alpujárrides y Maláguides cada uno de ellos constituido a su vez por diversas láminas cabalgantes. En el área de esta Hoja sólo aflora el conjunto superior de unidades del Complejo Maláguide, en el que se reconocen dos grandes láminas cabalgantes: el Manto de Morrón de Totana, en posición inferior y el Manto de Perona. El Manto de Morrón de Totana es la unidad maláguide más característica y extensa y la que contiene el registro sedimentario más completo por lo que a dicha unidad se asocian la mayor parte de los terrenos mesozoicos y terciarios aflorantes al Norte de Sierra Espuña y en el Sinforme de Mula-Pliego. No obstante, en este sinforme se reconocen despegues tectónicos importantes de los que el más notable se localiza a nivel de los terrenos margosos del Cretácico Superior a favor de los cuales se individualiza la denominada "Zona de Escamas de Mula".

El Manto de Perona aflora solo en el sector noroccidental de Sierra de Espuña y fuera de este ámbito, sólo los terrenos de la Sierra de Manzanete, aflorantes en el sector suroccidental de esta Hoja, pueden encuadrarse en dicha unidad.

Dentro de esta Hoja y de los terrenos que se han descrito, solo se pueden poner de manifiesto tres etapas de deformación.

La primera etapa importante corresponde a la formación de las escamas tectónicas situadas al norte, en el ámbito de la colindante Hoja de Molina de Segura. Este sector, se caracteriza por la existencia de pliegues apretados y cabalgamientos que afectan a los terrenos de edad Cretácico-Mioceno inferior. Se reconoce una clara estructuración en escamas entre las que pueden citarse cinco mayores, alguna de las cuales muestran a su vez varias imbricaciones menores. De más internas a externas se citan: Escama del Castillo de Mula, la del Cerro Marinas, Escamas Intermedias, la del Sinclinal del Río Mula y la del Lomo del Herrero. En todos los casos la orientación es NE-SO y la vergencia hacia el exterior de la cadena, es decir norte, salvo en la más externa (Lomo del Herrero), vergente al SE en sentido antibético. Puede tratarse de un retrocabalgamiento ligado a un evento distensivo final de esta etapa.

La edad de estas estructuras es probablemente Oligoceno inferior, dado que como se ha reiterado en el capitulo 2, los conglomerados de la Formación Río Pliego, se encuentran con discordancia angular y erosiva, sellando el contacto entre las calizas de algas eocenas y las margocalizas blancas cretácicas, contacto que, en buena lógica debió aflorar coetáneamente con la estructuración en escasas de toda la zona.

La segunda etapa con un elipsoide de esfuerzos similar al anterior, pero con mucha menor repercusión estructural aparente, es la que origina el cabalgamiento con vergencia norte, situado inmediatamente al sur del Embalse de la Cierva, de los citados conglomerados de la Formación Pliego por la unidad margosa cretácico-paleocena. La edad de este evento seria por tanto Oligoceno superior o Aquitaniense basal que en no se tiene constancia de que se encuentren implicados los depósitos siliciclásticos de los tramos superiores de la Formación Pliego.

La tercera etapa de deformación, de nuevo con gran importancia, se refiere al cabalgamiento de los terrenos mesozoicos de la Sierra de Manzanete sobre los tramos detríticos rojos de la Formación Río Pliego.

Como se ha descrito en el Capítulo 2, la sierra está constituida por margas, dolomías grises y calizas oolíticas, que configuran una unidad morfológica tabular con suaves buzamientos al sur y que por su borde septentrional cabalga claramente a los depósitos de la Formación Río Pliego estructurados en un sinclinal tumbado hacia el norte. A este respecto es importante reseñar que dicho cabalgamiento se prolonga ampliamente en dirección ENE bajo los sedimentos del Mioceno Superior como se pudo comprobar en el sondeo profundo acompañado de sísmica de refracción que se realizó en 1976 dentro del PEN para la investigación y evaluación del potencial geotérmico de esta área.

Dadas las características litológicas de los terrenos aflorantes en la Sierra de Manzanete, su posición tectónica sobre los materiales de la Formación Río Pliego y sus relaciones con otras unidades de los Ciclos del Terciario Inferior aflorantes en el sector de Pliego, la pertenencia al Complejo Maláguide de la unidad de la Sierra de Manzanete actualmente no se cuestiona y además se la considera como el elemento tectónico frontal aflorante del Manto de Perona. La edad de esta etapa de deformación seria probablemente finiaquitaniense.

La cronología de los eventos más significativos propuesta por los distintos autores puede resumirse como sigue: LONERGAN (1991 y 1993) y LONERGAN *et al*. (1994) retomaron la interpretación de PAQUET, asignando una edad Eocena para los cabalgamientos, concluyendo que se iniciaron durante el Eoceno y se propagaron hacia la cuenca de foreland, situada actualmente al N de las Sierras de Espuña y de Las Estancias durante el Oligoceno tardío durante una nueva fase de acortamiento, cuyo sentido de transporte era hacia el NO según coordenadas geográficas actuales.

MARTÍN MARTÍN *et al*. (1998a) basándose en nuevos datos bioestratigráficos propusieron una edad Oligocena terminal-Aquitaniense terminal para el episodio de acortamiento principal.

Sin duda el aspecto más discutido por distintos autores es la dirección de emplazamiento de las unidades. PAQUET (1969); MAKÉL (1981, 1985), se inclinan por un emplazamiento hacia el sur; LONERGAN (1991, 1993), MARTÍN-MARTÍN (1996), describen que el emplazamiento se produjo de SSE a NNO, generando un "antiformal stack" cuyo flanco sur fue afectado por fallas normales y de desgarre posteriores que hicieron aflorar las unidades inferiores. SANZ DE GALDEANO *et al*. (2000), indican que los datos obtenidos a partir de estructuras menores señalan dos direcciones de emplazamiento tectónico: hacia el SSE y hacia el este lo cual parece estar de acuerdo con la propuesta de BOOTH-REA (2000), para la Zona de falla basal del Complejo Maláguide en los sectores meridionales de Sierra Espuña donde los criterios cinemáticos que encuentra indican una extensión de dirección NO-SE. Aunque en el área que se encuadra dentro del ámbito de esta Hoja los datos son muy escasos, los que se han medido y teniendo en cuenta la rotación sufrida por Sierra Espuña debido a la tectónica más reciente, parecen indicar una dirección de transporte tectónico en general hacia el este.

Para el conjunto de Sierra Espuña, puede concluirse que el empilamiento de unidades en el cual las estructuras menores señalan al menos dos direcciones de transporte tectónico prioritario hacia el SSE y E, ha sido afectado por pliegues y fallas inversas con vergencia E, SE, y S ocasionando un arco convexo hacia el S. La morfología del arco puede interpretarse como el resultado del arrastre producido por la falla de desgarre sinistrorsa del borde SE de Sierra Espuña. Esta sierra ha sufrido en algunos puntos una elevación de más de 800 m desde el Mioceno superior hasta la actualidad.

Tras la estructuración interna de las unidades maláguides de la Sierra de Espuña tuvo lugar la colisión con las Zonas Externas. La estructuración de la región del contacto entre las ZIB y las ZEB se resuelve mediante un retrocabalgamiento del Subbético sobre las ZIB con sentido de transporte del bloque de techo hacia el ESE (LONERGAN *et al*., 1994), cuya edad es potsburdigaliense inferior existiendo evidencias de movimientos más tardíos que afectaron al Mioceno medio.

Tanto las Escamas de Mula como la Unidad de la Sierra de Manzanete se encuentran hacia el este y NE recubiertas en discordancia angular y erosiva por los depósitos subhorizontales del Mioceno Superior de la Cuenca de Mula-Alhama-Alcantarilla.

La asunción de que el metamorfismo que afecta a las Unidades del DCA se produjo en relación con su apilamiento inicial ha permitido considerar como fallas extensionales a aquellas superficies de falla a lo largo de las cuales se producen omisiones en el grado de metamorfismo (LONERGAN, 1991 y LONERGAN Y PLATT, 1995). Este ha sido el criterio fundamental para considerar al con-

tacto entre los Complejos Alpujárride y Maláguide como una zona de falla extensional sobreimpuesta a un cabalgamiento previo, que habría sido activa durante el Mioceno inferior (ALDAYA *et al*., 1991; LONERGAN, 1991 y LONERGAN Y PLATT, 1995; GONZÁLEZ LODEIRO *et al*., 1996; BOOTH-REA *et al*., 2002).

Este contacto extensional separaría dos haces de cabalgamientos, el inferior (Complejo Alpujárride) formado, en el área, por rocas metamorfizadas bajo condiciones de esquistos verdes y el superior (Complejo Maláguide) constituido por rocas diagenéticas y a lo sumo con anquimetamorfismo (LONERGAN, 1991; NIETO *et al*., 1994) y LONERGAN Y PLATT, (1995).

Los datos cinemáticos medidos en calcomilonitas del contacto entre ambos complejos, en la Sierra de Las Estancias, indican transporte del bloque de techo hacia el ENE. LONERGAN Y PLATT (1995) y ALDAYA *et al*. (1991) reconocen un segundo episodio extensional frágil con sentido de transporte hacia el O, que habría sido activo durante el Burdigaliense-Serravalliense.

Tras esta tectónica extensional, los autores previos han descrito una evolución tectónica contractiva desde el Mioceno medio hasta la actualidad, en un campo de esfuerzos cambiante entre contracción NNE-SSO y NO-SE. Por ejemplo, LAROUZIERE (1985), OTT D´ESTEVOU y MONTENAT (1985) y MONTENAT *et al*. (1987) diferencian un periodo de contracción NO-SE durante el Tortoniense que rota a NNE-SSO durante el Tortoniense terminal-Plioceno medio y vuelve a NO-SE durante el Plio-Cuaternario. Este modelo de evolución tectónica contrasta con otros que consideran que el campo de esfuerzos durante el Tortoniense estuvo dominado por extensión N-S (ARMIJO, 1977 y LONERGAN y SCHREIBER, 1993).

Una de las características más peculiares de las unidades tectónicas aflorantes en el área es su fragmentación en cuerpos voluminosos de geometría lenticular, generados en condiciones de deformación frágil. Esto es general a escala de la unidad y de sus formaciones, siendo tanto las variaciones de espesor como las omisiones estratigráficas MÄKEL y RONDEEL, (1979), más que frecuentes e intensas.

En general las unidades de posición inferior muestran deformación interna plástica que contrasta con el régimen frágil de las fallas que las limitan a techo y muro. Tales fallas son frecuentemente oblicuas a las superficies de referencia de cada unidad (foliaciones y estratificación) y cortan a las estructuras plásticas como pliegues.

Las fallas frágiles cortan a menudo la foliación y estratificación de las unidades principales produciendo sistemáticamente omisiones de la columna litoestratigráfica.

Gran parte de estas fallas son de bajo ángulo, con geometría de rellanos y rampas, frecuentemente las rampas afectan a las litologías más competentes como las carbonáticas y los rellanos coinciden con el contacto entre estas rocas y las pelitas de las formaciones Permo-Triásicas.

El resultado final de la actividad de estas fallas ha sido el de alargar y adelgazar la pila de unidades cabalgantes en régimen frágil de modo que respeta las formaciones y la zonación metamórfica, aunque con una considerable reducción de espesor distribuida de forma que las

fallas mayores separan comúnmente volúmenes de roca brechificados con rasgos tectonometamórficos diferenciados.

4.3. NEOTECTÓNICA Y ACTIVIDAD DE FALLAS

La Hoja de Alcantarilla presenta una serie de importantes rasgos neotectónicos, asociados a la actividad de fallas ya tratados en apartados anteriores. Estos rasgos, incluyen frentes montañosos y escarpes de falla y caras facetadas como formas mayores, y relieves tectónicos (lomas de presión), basculamientos y anomalías relacionadas con la red de drenaje (desplazamientos, deflecciones, etc..), como elementos geomorfológicos menores, pero no menos importantes. La mayor parte de ellos se encuentran concentrados en el sector centro-septentrional de la Hoja, en relación con el trazado de la Zona de Falla de Lorca-Alhama (LAF) de Murcia, la cual por otra parte es la responsable directa de la sismicidad que se registra. Todos los rasgos que se mencionan son congruentes con el carácter de desgarre sinestral de la mencionada falla. En esta zona su rama sur (Frente de Totana) posee una dirección general N60-70ºE, mientras que su rama norte (Frente de Espuña) se resuelve en el escalonamiento "en echelon" de segmentos sinestrales de componente inversa N70-100º con sistemas de fallas normales N350-20ºE (SILVA et al., 1992c). Estas últimas tienen un papel relevante en la formación de relieves tectónicos como ocurre con la serie de micro-horsts y micro-grabens que se desarrollan a favor del denominado Sistema Extensional de Cancarix (SILVA, 1994) en el entorno de la Rambla de Campix. También intervienen en la generación de cuencas pull-apart sobre los afloramientos de yesos alineados a lo largo de la rama sur de la LAF.

En la esquina SE de la hoja y en relación con el trazado de la Zona de Falla de Nor-Carrascoy (NCF), se acumulan otro conjunto importante de estos rasgos neotectónicos. Todos los rasgos que se mencionan son congruentes con el carácter de desgarre sinestral de la mencionada falla. En esta zona posee un complejo patrón braided de dirección general N55-65ºE, escalonado "en echelon" a favor de sistemas de fallas transversales de dirección N10-20ºE, a favor de las cuales acomodan sus cauces muchos de los sistemas de ramblas directo que drenan la vertiente NO de Carrascoy. Estas, poseen a nivel regional un carácter normal, aunque en la Hoja colindante de Murcia, poseen un juego complementario de desgarre bastante importante, como se observa en la vertiente SE de Carrascoy, donde se encuentran desplazando sinestralmente, las alineaciones de relieves en cuesta labrados sobre las series miocenas, pliocenas y plio-cuaternarias (SILVA, 1994).

Dentro de las anomalías relacionadas con la red de drenaje, las desviaciones del drenaje relacionadas con el trazado de la LAF que da lugar a patrones de drenaje en Z. son las más abundantes. En la mayor parte de los casos están relacionadas con los relieves interpuestos que constituyen las lomas de presión que se desarrollan a lo largo del bloque levantado de esta falla, que obturan el drenaje de los relieves marginales principales (sierras de la Tercia y Espuña) hacia la Depresión, de modo que en este caso actuan como verdaderas lomas de obturación en el sentido que las da WALLACE (1975) deflectando el drenaje. Sin embargo, en la mayor parte de los casos muestran desplazamiento sinestrales, coherentes con el comportamiento cinemático de esta falla, por lo que cabría considerarlas como la suma de la deflección más el desplazamiento, es decir como simples desviaciones del drenaje (SILVA, 1994). Por otra parte, las distintas ramblas en las que se registran este tipo de anomalías se hayan

fuertemente encajadas en los relieves interpuestos a los cuales atraviesan perpendicularmente. De modo que, en cualquier caso, el comportamiento cinemático que reflejan tendría lugar cuando estas ramblas no se encontraran encajadas, es decir durante la primera fase deposicional de abanicos aluviales (Pleistoceno medio), respondiendo el drenaje en Z que se observa actualmente con pequeños procesos de antecedencia o de captura por parte de los arroyos que drenaban los relieves interpuestos hacia la Depresión. En definitiva, este tipo de anomalías no representan desplazamientos reales como han indicado autores previos (RODRIGUEZ ESTRELLA y ALMOGUERA, 1986; NAVARRO HERVAS, 1992, MARTINEZ DIAZ y HERNANDEZ ENRILE, 1992a) e incluso en algunos casos la presencia de estas lomas de obturación dan lugar a falsos desplazamientos que marcarían un sentido de desplazamiento dextral a lo largo de la Falla del Guadalentín como ha propuesto algún autor desconociendo el significado de este tipo de anomalías (RODRIGUEZ ESTRELLA et al., 1986).

Las desviaciones del drenaje relacionadas con el trazado de la NCF que da lugar a patrones de drenaje en Z. son las más característicos. En la mayor parte de los casos están relacionadas con la presencia de relieves en cuesta o en chevron, labrados sobre las series verticalizadas correspondientes a las series fini-neógenas que alimentan la primera generación de abanicos aluviales en la zona. En la mayor parte de los casos muestran desplazamiento sinestrales, coherentes con el comportamiento cinemático de esta falla, aunque en general habría de considerarlas como la suma de la deflección más el desplazamiento, es decir como simples desviaciones del drenaje (SILVA, 1994). Por otra parte, las distintas ramblas en las que se registran este tipo de anomalías se hayan fuertemente encajadas en los relieves interpuestos a los cuales atraviesan perpendicularmente. De modo que, en cualquier caso, el comportamiento cinemático que reflejan tendría lugar cuando estas ramblas no se encontraran encajadas, es decir durante la primera fase deposicional de abanicos aluviales, que en esta zona tiene lugar durante el Pleistoceno medio – superior.

La Falla de Lorca-Alhama de Murcia (LAF), situada en el margen noroccidental del corredor del Guadalentin, es uno de los accidentes tectónica y sísmicamente más importantes de Las Cordilleras Béticas Orientales. Cruza esta Hoja con dirección aproximada N50E desde el sector suroccidental de Alhama al nororiental de Alcantarilla.

En el ámbito regional se prolonga más de 90 km desde la localidad de Huercal-Overa (Almeria) hasta la de Orihuela (Alicante). En los distintos estudios realizados sobre este accidente se ha puesto de manifiesto una cinemática de desgarre sinestral con componente inversa (BOUSQUET y MONTENAT, 1974; BOUSQUET, 1979), activa desde el Mioceno superior hasta la actualidad. Inducida por procesos de indentación relacionados con la colisión de las placas Euroasiática y Africana en el Mediterraneo occidental (COPPIER et al., 1989), pone en contacto dos bloques continentales de diferente naturaleza y espesor (BANDA et al., 1980), por lo que podría encuadrarse como una "*indent-linked strike-slip fault" (*SILVESTER 1988). A lo largo de su recorrido afecta tanto al sustrato bético como a materiales neógenos y cuaternarios.

Su zona de desplazamiento principal, muestra diferente complejidad geométrica (lineal y fractal), patrón estructural, orientación y actividad sísmica (SILVA et al., 1992c; SILVA, 1994 y 1996b). Se puede subdividir en tres segmentos principales, Huercal Overa - Lorca (N35-45ºE y 28,5km de longitud), Lorca-Alhama (N50-65ºE y 27 km de longitud) y Alhama-Alcantarilla

(N45-50ºE y 26 km de longitud). Datos morfométricos (SILVA et al., 2003) y paleosísmicos, indican que estas trazas de falla activa están condicionadas por tasas de desplazamientos verticales superiores a 0.08 mm/año e incluso pueden alcanzar los 0.2 mm/año, mientras que las tasas de desplazamiento en la horizontal se sitúan entre 0.15 y 0.32 mm/año (MASANA et al., 2003) para este segmento central y oriental de la falla. Como veremos los datos sísmicos permiten correlacionar muchos de los epicentros (históricos e instrumentales) con las trazas de ambas ramas de la falla, por lo que puede catalogárselas como fallas activas (SILVA et al., 1992c; 2003; SILVA, 1994 y 1996b; BAENA et al., 1994; MARTÍNEZ DÍAZ et al., 2001a).

La LAF, es considerada por diversos autores MONTENAT, (1977); MONTENAT *et al*., (1987); MONTENAT *et al*., (1990); MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, (1991); RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al*., (1992); MARTÍNEZ DÍAZ, (1998); GUILLÉN MONDÉJAR, (1994), GUILLÉN MONDÉJAR *et al*., (1995). etc., como causante de las deformaciones que afectan a los cuerpos sedimentarios en el área desde el Mioceno medio o bien desde la formación de las Cuencas de Lorca, Fortuna-Mula-Alhama, etc., hasta la actualidad. Sin embargo, otros autores LONERGAN, (1991), LONERGAN et al (1993), consideran que la actividad de la LAF comienza con posterioridad al Tortoniense al considerar que el elipsoide de esfuerzos, obtenido a partir de las fallas extensionales Tortonienses, es incompatible con la actividad de esta falla. Los datos de orientación de estructuras descritos con anterioridad señalan igualmente una incompatibilidad de los campos de esfuerzos existentes durante el Tortoniense superior (extension radial y contracción NO-SE) con la orientación N50/55E y cinemática sinestrorsa de la LAF compatible con una dirección de acortamiento principal NNE-SSO a N-S.

El único periodo durante el cual la LAF condiciona la topografia del área y se producen discordancias progresivas relacionadas con su actividad es a partir del Plioceno, donde a su vez, se constata la existencia de un importante hiato deposicional. En el caso de esta Hoja es evidente que la actividad de esta fractura y de sus ramificaciones condicionan la sedimentación y el plegamiento de los depósitos del Plioceno y Pleistoceno Inferior (Unidad Roja). Tambien durante el Pleistoceno-Holoceno la sedimentación de la Depresión del Guadalentin ha estado condicionada por la actividad de esta falla (BAENA et al., 1993; SILVA et al., 1992a; SILVA, 1994; SILVA et al., 1997); MARTINEZ DIAZ, 1998).

Por estas razones BOOTH – REA (2000), ha considerado que la Falla de Alhama de Murcia habría sido activa desde el Plioceno hasta la actualidad, siendo la responsable de la topografía actual del área y de la elevación, desde el Plioceno superior, de la Sierra de La Tercia cuyo basamento comienza a aportar cantos a la Cuenca de Lorca en el Plioceno superior – Pleistoceno inferior por primera vez desde el Tortoniense.

En los últimos años, se han realizado estudios de la LAF con especial atención al análisis de la tectónica activa del corredor, las posibles estructuras cosísmicas asociadas a la misma y sus implicaciones en la peligrosidad sismica de la zona. SILVA, P. (1992 y 1994), analizó en profundidad la dinámica cuaternaria del Valle del Guadalentin, aguas debajo de Lorca deduciendo un claro control estructural causado por la FAM.

El tramo de la LAF, encuadrado en esta Hoja, discurre entre Alhama de Murcia y Jabalí Nuevo. Esta constituido por un corredor tectónico formado por una zona de cizalla de dirección N40E

a N60E. A lo largo de esta zona principal de desplazamiento existen sectores con cambios muy contrastado de su patrón estructural. En el caso de esta hoja y desde el SO al NE pueden significarse los siguientes sectores:

Sector de la Rambla del Molino- Alhama. En este tramo el trazado de la FAM desaparece en superficie . Este hecho está relacionado con la Falla del borde suroriental de Sierra Espuña. Esta fractura con dirección N-S a N10E se encuadra en el sistema de *Fallas normales transversales* a la FAM. Se trata de estructuras neógenas heredadas, que funcionaron como límite de cuenca durante el Neógeno superior (MONTENAT et al., 1987) y que atraviesan y segmentan el trazado de la FAM. No se trata, por tanto, de discontinuidades reales, sino que el trazado de la falla queda fosilizado por los depósitos cuaternarios más recientes que se encuentran en el labio hundido.

Otro tramo con un patrón estructural diferenciable es el que discurre entre Alhama y Librilla. En este tramo el corredor tectonico muestra la *morfologia braided* caracteristica de los desgarres y está controlado por el desarrollo de planos de cizalla sintéticos primarios y secundarios En general la FAM tiene un desarrollo de este tipo de patrón estructural cuando afecta a materiales del sustrato y aunque en este tramo los materiales afectados son del ciclo Neógeno, la presencia del sustrato está presente como lo atestiguan los pequeños afloramientos cartografiados a lo largo de la zona principal de desplazamiento y atribuidos al Trias del Complejo Maláguide. En este caso pueden identificarse dos ramas principales en el corredor; la septentriona con una direccion N40E y con buzamientos verticalizados al NO se introduce bajo la Sierra de Muela y el Castellar, y la meridional con dirección N55E y buzamientos verticalizados al SE desaparece a la altura de la Rambla de Algeciras.

En el tramo que discurre entre Librilla y la rambla de Las Salinas el corredor solo muestra una zona principal de desplazamiento con trazado rectilineo dirección N50E y buzamiento verticalizado al NO.

El tramo comprendido entre la Rambla de las Salinas y Jabalí Nuevo vuelve a tener un patrón estructural muy parecido al descrito para el sector Alhama-Librilla. La morfologia braided es quizas algo menos acentuada ya que lo mas evidente es la existencia de dos ramas que corren subparalelas con dirección N55E hasta Cabezo Gordo en donde el sistema de fallas transversas N-S, en este caso con cinemática normal direccional, giran las dos ramas principales a una dirección N60E para la septentrional y N65E para la meridional.

Aunque no este bien representado dentro del ámbito de la Hoja. El valle del Río Segura es un gaps conformado por dos fracturas tansversas con direccion N20E y cinemática normal la de su margén derecha y con dirección N30E y cinemática normal-direccional en la de su margén izquierda. La estructura del corredor tectónico en el sector Alhama-Jabalí Nuevo es coherente con una zona de falla de carácter oblicuo inverso-direcccional activa bajo una dirección de maximo acortamiento horizontal proxima al NNO-SSE.

La Falla de Nor-Carrascoy (NCF), constituye un accidente de desgarre sinestral con actividad cuaternaria (SILVA, 1994), cuya ZDP se posee un complejo patrón estructural y geométrico caracterizado por la ramificación de su ZDP: la Falla de Nor-Carrascoy (Rama Sur), que limita el

macizo bético de la Sierra de Carrascoy, y la Falla de Cañaricos-Cuevas del Norte (Rama Norte), que delinea el trazado del contacto relieve-depresión a lo largo del sector más meridional de este frente montañoso. Ambas ramas confluyen a la altura de la localidad de El Palmar, en la presente hoja, a partir de la cual se registra una flexión del trazado de la ZDP, que toma una dirección general N45-50ºE (SILVA et al., 1992; SILVA, 1994). Hacia el Norte se deflecta o curva en dirección ENE, adquiriendo ya en la Cuenca del Segura dirección general N80-90ºE, donde relieves antiformes recientes sustituyen al frente montañoso de falla como expresión geomorfológica fundamental (ALFARO et al., 2002). En general es bastante aceptado, que la mencionada Falla de Cañaricos-Cuevas del Norte constituye la prolongación de la rama Sur (Falla del Guadalentín) de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia (SILVA, 1994; MARTINEZ DIAZ, 1998), cuyo trayecto por el interior de la Depresión (Hoja de Alcantarilla) aparecería fosilizado por las formaciones holocenas y pleistocenas más recientes. De hecho, en el denominado "Rock bar" de El Romeral (hoja de Alcantarilla), depósitos pertenecientes al holoceno reciente (c.a. 6.500 –4.500 años BP) aparecen basculados y flexurados a favor de este accidente (CALMEL-AVILA, 2002; SILVA et al., 2003b).

La longitud del Frente montañoso de Carrascoy (medida en línea recta) entre las localidades de Casas Nuevas y Alquerias es de 32,95 km, mientras que la longitud medida a lo largo del contacto relieve-depresión es de 44,90 km, ofreciéndonos un grado de sinuosidad o irregularidad que permite clasificarla como frente montañoso activo (SILVA et al., 2003). La diferencia de cota entre las crestas de este frente montañoso y el knick-point de su zona de pedimentación desciende progresivamente de SO a NE desde valores cercanos a los 800 metros en su sector más meridional (Sierra de Carrascoy), hasta valores entorno a los 350-200 metros en su sector más septentrional, al Norte de la Cresta del Gallo. Todas las líneas de falla incluidas dentro de la ZDP cartografiada pueden catalogarse como de actividad Plio-pleistocena, ya que afectan a materiales y/o formas pliocenas y/o propiamente pleistocenas, aunque en el interior de Carrascoy su edad puede ser obviamente algo más antigua. Datos morfométricos (SILVA et al., 2003) y paleosismicos indican que estas trazas de falla activa están condicionadas por tasas de desplazamientos verticales superiores a 0.08 mm/año e incluso pueden alcanzar los 0.2 mm/año. Por otro lado, se observan desplazamiento sinestrales entre 90 y 220 metros (red de drenaje y lóbulos sedimentarios) en las superficies correspondientes a la 3ª Fase deposcional de abanicos aluviales (Plesitoceno superior y Holoceno), lo cual supone la existencia de unas tasas de desplazamiento medias entre 1 y 0,5 m/ka para los últimos 160.000 años (SILVA, 1994). Como hemos visto los datos sísmicos solo permiten correlacionar algunos de los epicentros (históricos e instrumentales) con la zona de Falla de Nor-Carrascoy, por lo que puede catalogarse como falla activa (SILVA et al., 2003; SILVA, 1994; BAENA et al., 1994; MARTÍNEZ DÍAZ, 1998).

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. ROCAS ÍGNEAS

Las rocas ígneas que se cartografian es esta Hoja son las metabasitas triásicas (1) de la Unidad de Carrascoy del Complejo Alpujárride y las rocas ultrapotásicas (Veritas) (34) del edificio volcánico de Barqueros de edad Terciario Superior (Messiniense).

Al tratarse de rocas volcánicas o subvolcánicas directamente relacionadas con el registro sedimentario coetáneo, se han realizado una descripción resumida en los lugares correspondientes del capítulo 2 apartados 2.1.1.1.1., y 2.2.4.2., respectivamente y en este capítulo se darán otros datos que completen la visión petrológica de estas rocas.

5.2. ROCAS VOLCÁNICAS

5.2.1. Afloramientos y tipos de rocas volcánicas

En esta Hoja afloran rocas volcánicas neógenas (unidad 34) en el Cabezo del Morrón, junto a la localidad de Barqueros. Este afloramiento, de 1,5 x 2 km de tamaño, corresponde a los restos de un edificio volcánico intrusivo (chimenea).

5.2.2. Antecedentes y edad

El Morrón de Barqueros, ha sido estudiado previamente por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., ALMELA, A., FUSTER, J.M. (1951); FERNÁNDEZ y HERNÁNDEZ-PACHECO (1972) y VENTURELLI et al. (1984), que las clasifican como lamproítas.

Las dataciones radiométricas sobre este cuerpo, realizadas por DUMAS (1977)., LOPEZ-RUIZ et al (1980) dan una edad de 6,6 Ma., que coincide con la edad atribuida a los sedimentos finimiocenos en los que encaja y se interestratifica.

El cuerpo volcánico es intrusivo, como se deduce de relaciones con los sedimentos encajantes, a los que deforma y ocasionalmente arrastra hasta buzamientos subverticales. La zona interna es masiva, con disyunciones columnares prominentes, mientras que los bordes están brechificados.

Bloques y fragmentos de esos mismos sedimentos aparecen en las brechas. Dentro de la zona masiva interna se pueden distinguir diversos diques individualizados.

5.2.3. Descripcion petrográfica

Las rocas son negras o grises, localmente con alteración hidrotermal importante, con zonas amplias de carbonatación o silicificación (VENTU-RELLI y CONTINI, 1994). Presentan texturas porfídicas, glomeroporfídicas o microporfídicas, con matriz vítrea a microcristalina, en la que se observan variaciones de coloración importantes.

Los fenocristales predominantes son de *olivino* (pseudomorfizado por minerales de arcilla, y con inclusiones de espinela cromífera), *flogopita*, *diópsido* y *apatito*, junto a cristales de *biotita*, frecuentemente cribosa, ortopiroxeno alterado, y un variado cortejo de xenocristales de diversos orígenes: cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, espinelas verdes (hercinitas), biotitas marrones y andalucita, además de *xenolitos graníticos* y *xenolitos metamórficos* con biotita, granate, plagioclasa, espinela, corindón, circón, sillimanita, y/ó cuarzo.

5.2.4. Composición

Las rocas son ricas en SiO_2 (58-68%) y en K_2O (4.8-73%), aunque la alteración generalizada afecta a la validez de los análisis disponibles. En cualquier caso, son más ricas en sílice que otros afloramientos lamproíticos "típicos", como los de Jumilla o Cancarix. Este hecho, junto con los caracteres petrográficos, refleja que estas rocas son el resultado de la mezcla entre un magma de composición lamproítica (ultrapotásico – peralcalino) con otros magmas dacíticos composicionalmente similares a los de Mazarrón.

5.3. ROCAS METAMÓRFICAS

Como ya se ha descrito en capítulos anteriores, solo puede hablarse de metamorfismo en los materiales atribuidos al Complejo Alpujarride y en alguna de las unidades que se describen como Intermedias.

En el sector de Sierra de Espuña, la asociación mineral común a todas las Unidades descritas es de cuarzo, mica blanca, clorita, feldespatos, carbonatos y hematites, de manera que solo es destacable la presencia de clorita como mineral metamórfico. No aparece nunca la biotita.

El grado metamórfico, establecido mediante el índice de cristalinidad de la mica blanca, es de diagénesis para las Unidades de La Santa -Morrón de Totana y metamorfismo de grado muy bajo (anquizona) para la Unidad de Yéchar, mientras que, para unidades más bajas, no aflorantes en esta Hoja (Jaboneros y Los Molinos), se alcanzan condiciones de metamorfismo de grado bajo.

Mediante el indice de cristalinidad de la mica blanca, en este sector se constata la disminución en la vertical de dicha cristalinidad dentro de cada unidad tectónica, así como la disminución de la misma en unidades sucesivamente más altas dentro de la pila tectónica.

En la Sierra de Carrascoy, las formaciones detríticas constituyentes del Grupo Metapelítico de la Unidad de Carrascoy, se caracterizan por una asociación mineral compuesta por cuarzo, clorita, mica blanca, y albita (KAMPSCHUUR, 1972), de manera que al igual que en el sector anterior, aparece solo la clorita como mineral metamorfico destacable. Este autor, basandose en los índices de cristalinidad calculados en las pelitas de las formaciones detríticas de cada una de las unidades que diferenció, concluye que las metapelitas de la Unidad de Carrascoy son algo más metamorficas que las de la Unidad de Pestillos y que

estas, a su vez, son ligeramente más metamorficas que las de la Unidad de maláguide de Navela. Advierte que, en cualquier caso, ni siquiera en la Unidad de Carrascoy se superan las condiciones de metamorfismo de grado bajo.

Un rasgo muy interesante en el ámbito oriental de las ZIB es la ausencia de unidades alpujárrides con metamorfismo de grado alto, tal como ocurre en los sectores centro y occidentales de la cordillera. Según GARCIA-TORTOSA, F. J., (2002), "la ausencia de unidades con metamorfismo de grado alto en el sector oriental, se debe a un doble proceso diferenciador. Inicialmente se produjo un importante proceso de rifting que comenzo en el Triásico y siguio durante el Mesozoico hasta finales del Cretácico inferior.

En el sector oriental se produjo un importante adelgazamiento cortical dentro de lo que corresponderia con al dominio Alpujárride, sobre todo cerca de lo que con posterioridad constituiria el Nevado-Filábride. Este hecho queda constatado por la abundancia de rocas volcánicas y subvolcánicas triásicas en determinadas unidades.

Hacia el oeste el complejo Alpujárride debió ocupar una mayor extensión lo que se evidencia por un mayor número de unidades existentes entre el complejo Nevado-Filábride y el Maláguide.

Posteriormente durante la Orogenia Alpina, se produciria una etapa de subduccion-colisión en la que parte del Nevado-Filábride se colocó bajo el Alpujárride produciendose una primera diferenciación en complejos.

Este proceso dio lugar a que se formaran unidades nevado-filábrides con metamorfismo de grado alto, así como una primera diferenciación en unidades dentro del alpujárride. De ellas, las más recristalizadas quedarian en contacto acon el Nevado-Filábride en tanto que decreceria el grado de cristalinidad en la vertical de la pila tectónica.

Un nuevo proceso de colisión que afecto a las unidades que ahora se encuentran en los sectores occidentales de la cordillera ocasionó el metamorfismo de grado alto en algunos de estos materiales, ue en la posterior estructuración en mantos quedarian situados entre unidades de grado bajo-medio hacia la base y unidades con metamorfismo de grado bajo y las Unidades Intermedias por encima. Este último evento colisional apenas debió afectar a los sectores orientales de la cordillera por lo que allí no se encuentran unidades con dichas condiciones metamórficas.

Se explicarian así además las posibles diferencias de edad que podrían existir entre el metamorfismo de grado alto que afecta a los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. Esta etapa podria estar relacionada en parte con la traslación y estructuración principal del Complejo Maláguide sobre el Alpujárride y, a pesar de no originar unidades alpujárrides con metamorfismo de grado alto en el sector oriental, afectó al mismo dando lugar a la formación de las unidades intermedias entre el Alpujárride y el Maláguide".

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el registro sedimentario de la Hoja de Alcantarilla están representados materiales con edades comprendidas entre el Devónico y el Cuaternario actual.

Para intentar una aproximación objetiva a una reconstrucción palinspastica previa, que situará en su posición de origen cada una de las unidades, seria necesario tener en cuenta las diversas fases de deformación, compresivas y extensionales, así como las deformaciones frágiles recientes que han afectado a la cadena, las magnitudes y direcciones de los acortamientos, los sentidos de desplazamiento, las rotaciones, etc. cuestiones muchas de ellas que siguen discutiéndose en la actualidad por numerosos investigadores de la Cordillera, por lo que desde la reducida extensión de una hoja y los datos que puedan aportarse difícilmente puede abordarse la tarea de dicha reconstrucción, por lo se atenderá a las propuestas fundamentadas en estudios regionales y más coherentes con los datos obtenidos en esta Hoja.

Son muy escasos los datos que aportar los escasos afloramientos del registro sedimentario atribuible al Ciclo Hercínico. Las grauwacas con intercalación de rocas carbonatadas de la Unidad 11 son depósitos de plataforma con dominio de tormentas y posiblemente puedan ser correlacionables con los depósitos de la Formación Almogia (HERBIG, H. G., 1983), atribuidos regionalmente al Carbonífero Inferior, sobre los que se tienen los depósitos rojos (conglomerados y argilitas) de la Unidad 12. Aunque normalmente el contacto entre ambas unidades está muy mal expuesto y a menudo mecanizado, es evidente que los unos son depósitos de carácter marino incluso profundo y los otros lo son de carácter continental o marino somero. Por ello en esta Hoja dicho contacto discordante separaría los Ciclos Hercícnico y Alpino. Como es lógico con los datos que se tienen es evidente que poco se puede decir sobre evolución geodinámica del Ciclo Hercínico En sectores cercanos donde los afloramientos del paleozoico son mucho mas extensos, en estas series pretriásicas, se evidencian un plegamiento suave y poco penetrativo sin desarrollo de estructuras menores, y unos pliegues de gran radio (plurikilométricos) con una fuerte asimetría y vergencia sur.

Una posible situación de partida a finales del Pérmico, es la de la Fig. 11 (GARCIA TORTOSA F. J., 2002) donde se propone un nuevo modelo paleogeográfico en el que se sitúan los diferentes dominios del sector occidental del Tethys.

En este modelo se propone un acuñamiento de los dominios Alpujárride y Maláguide hacia el este, que coincide con el tránsito a los dominios Kabílide y Calábride, que en parte representaban un microcontinente, el cual, hacia el noreste daba paso a ambientes marinos someros similares a los del Alpujárride, mientras que hacia el suroeste del mismo se formaban depósitos de tipo maláguide, que representan ambientes aún más someros y subaéreos, características que cambiarán fundamentalmente a partir del Trías superior-Jurásico. Dicho microcontinente, debió ser la principal área fuente de los sedimentos detríticos que aparecen en la mayoría de los sectores estudiados.

Tal y como se indica en la Fig. 11, los sectores estudiados ocupaban un área que de manera general representaba una zona poco subsidente, sin depósito a partir del Noriense, que separaba

a dos zonas más subsidentes, como son el Alpujárride central y algunos de los sectores de la Calabria, en los que aparecen como ya se ha dicho, series muy similares a la de los alpujárrides orientales, pero con mayores espesores y con depósitos de edad Noriense muy desarrollados.

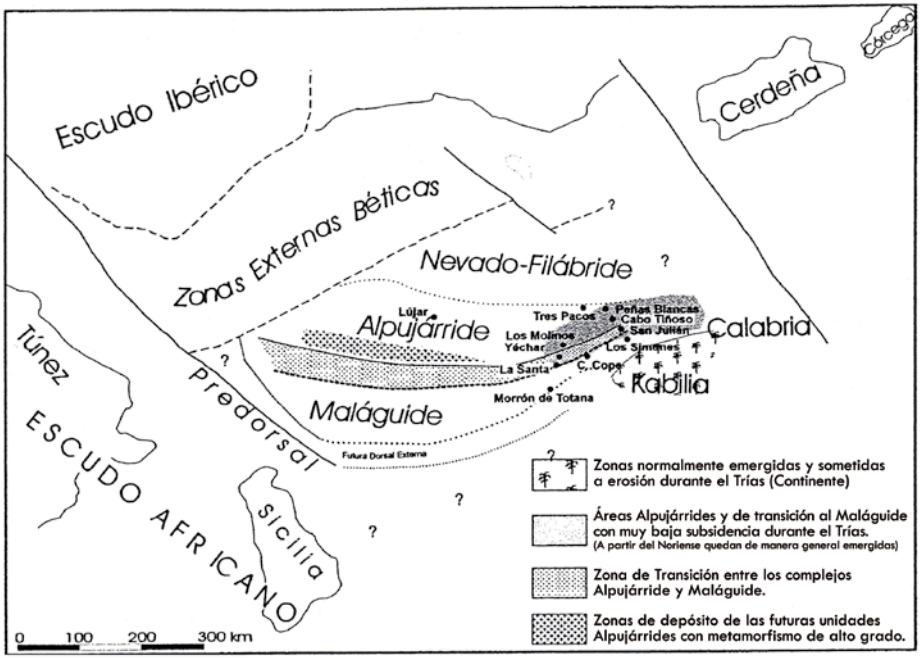


Figura 11. Esquema donde se muestra la posición, a comienzos del Triásico, de los futuros dominios paleogeográficos de la Zona Interna Bético-Rifeña, así como de los dominios circundantes. GARCÍA TORTOSA, F.J. (2002). Modificada de Sanz de Galdeano et al., 2001.

En la Fig. 11, se sitúa también de manera esquemática, la zona donde se debieron de depositar las unidades alpujárrides que hoy presentan un metamorfismo de grado alto. Con dicha ubicación no se pretende individualizarlas del resto de sectores adyacentes, pues eran indiferenciables durante el Triásico, ya que la distinción a la que se está haciendo referencia se debe a una evolución terciaria posterior. Así, lo que se intenta reflejar es el sector en concreto que sufrió, posteriormente, dicha evolución geodinámica y que no afectó del mismo modo al sector más oriental del Alpujárride. No obstante, parte de estas diferencias posteriores, se deben a la creación, ya desde el Triásico, de una serie de zonas de debilidad que condicionaron durante este período las diferentes tasas de subsidencia y tipo de ambientes sedimentarios en diferentes zonas del Alpujárride, a modo de pequeños subdominios dentro de éste.

En el área estudiada, el número y el volumen de unidades alpujárrides existentes entre el complejo Nevado-Filábride y Maláguide (aún teniendo en cuenta los importantes procesos exten-

sionales que se han dado), es muy inferior al que aparecen en los sectores más occidentales, lo que lleva a pensar que el área o cuenca de depósito del Alpujárride, fue mucho más ancha en su parte occidental. Tampoco hay que olvidar que los límites reflejados en el esquema entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride no existían y, en su lugar, habría una amplia zona de transición similar a la que se ha reconocido entre el Alpujárride y el Maláguide, pero difícil de estudiar ahora debido al metamorfismo de las unidades nevado-filábrides.

En conjunto, combinando los datos estratigráficos y los tectónicos antes expuestos, la situación relativa de las unidades estudiadas quedaría como se indica en la Fig. 12.

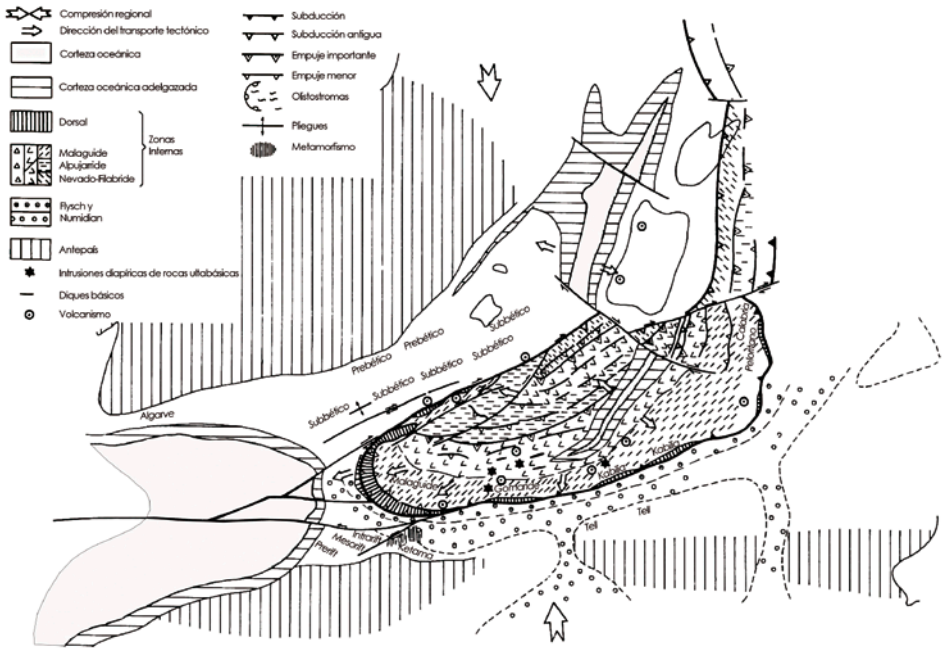


Figura 12.- Reconstrucción paleogeográfica del Mediterráneo occidental durante el Mioceno inferior. Tomada de SANZ DE GALDEANO et al., 1990.

Como se decía anteriormente, en las diferentes propuestas sobre la posición relativa entre el Alpujárride y el Maláguide (MARTÍN ALGARRA 1987; DURAND-DELGA, 1994; SANZ DE GALDEANO, 1997, etc.) se admite que el dominio Maláguide se situaba originalmente al S y SE del dominio Alpujárride. Entre los argumentos utilizados para dicha situación se encontraba la actual posición tectónica de los diferentes complejos y los principales sentidos de transporte tectónico, que para los cabalgamientos que originaron la superposición de unidades, se acepta de manera general hacia N-NO. De esta manera bastaría con restituir hacia el S-SE los mismos para trasladar la unidad de Morrón de Totana hacia posiciones más

meridionales. Sin embargo, estudios recientes de la estructura de Sierra Espuña, utilizados en este trabajo (SANZ DE GALDEANO *et al.*, 2000), apuntan que al menos algunas direcciones de transporte tectónico observadas en dicha sierra, son predominantemente hacia el E y SSE, es decir al contrario de lo que cabría esperar según lo apuntado anteriormente. Esto puede deberse a otras causas, tales como rejuegos posteriores de los contactos entre unidades. Así, se han propuesto rotaciones para los materiales estudiados en Sierra Espuña de hasta 180º (ALLERTON *et al.*, 1993), por lo que, en ese caso, si las direcciones de transporte tectónico medidas en dicha sierra fueron las producidas originalmente entre los mantos, pasarían a estar en consonancia con los valores hacia N-NO ya mencionados.

La existencia de estas rotaciones conlleva sin embargo una nueva cuestión importante desde el punto de vista paleogeográfico, relacionada con las variaciones de facies y estructuras sedimentarias observadas en las mismas. Así, por ejemplo, medidas de paleocorrientes tomadas por MÄKEL (1982, 1985) en la unidad de Morrón de Totana, indican un sentido de transporte de sur a norte, por el que al deshacer las rotaciones, dicha procedencia pasa a ser septentrional, con lo que se necesitan zonas emergidas y sometidas a erosión situadas al norte de la unidad de Morrón de Totana. Por otra parte, si se compara la evolución sedimentaria de las unidades infrayacentes (Yéchar y La Santa) con la de Morrón de Totana, se ve que mantienen un claro paralelismo hasta el Triásico Superior, durante el cual, las unidades inferiores continúan con una sedimentación carbonatada, mientras que la unidad de Morrón de Totana cambia el tipo de sedimentación para pasar a ser fundamentalmente detrítica. Si a esto se le añade que a partir del Noriense-Retiense, las unidades inferiores dejan de presentar depósito (al menos no se conserva), mientras que éste continúa en Morrón de Totana, pasando a ser de tipo carbonatado nuevamente, parece deducirse que existe una desconexión con las anteriores.

En definitiva, aunque todas estas unidades eran relativamente cercanas, las unidades más altas de Sierra Espuña estaban en posiciones paleogeográficas más meridionales, mediando entre éstas y las infrayacentes, una zona elevada, sometida a erosión y eventualmente con depósito de "tipo maláguide".

Según MARTÍN MARTÍN (1966, etc.), la cobertera jurásica de la unidad Morrón de Totana, tiene un enorme parecido con las existentes en la Dorsal Externa, por lo que se podrían considerar equivalentes.

La Dorsal Externa, ha sido situada al sur del Maláguide (DURAND-DELGA, 1980; DURAND-DELGA y FONTBOTÉ, 1980), posición que es aceptada por muchos autores. Sin embargo, MARTÍN ALGARRA (1987, etc.) y MARTÍN MARTÍN (1996), piensan que es parte de la cobertera Alpujárride y por tanto la sitúan al norte del Maláguide. Sin que sea objetivo del presente trabajo, se acepta la posición indicada por DURAND-DELGA (1980), lo que supone, que la unidad de Morrón de Totana se encontraba originalmente al sur en el Maláguide y hacia el sur del mismo y, que en el proceso de su colocación tectónica rotó finalmente, siendo ahora congruentes las direcciones citadas por MÄKEL (1982, 1985) y la posición que tiene la Dorsal Externa en Sierra Espuña. Aceptando esa hipótesis, la posición original de la unidad de Morrón de Totana es bastante meridional dentro del dominio paleogeográfica Maláguide,

aunque, próxima a la zona de transición al Alpujárride debido al estrechamiento que sufre dicho dominio hacia el este.

Durante el Scytiense y la mayor parte del Anisiense se instalaron, de manera generalizada, ambientes continentales fluviales sobre los materiales paleozoicos previos. En estos ambientes se desarrollaron sistemas fluviales y costeros siliciclásticos, que se corresponden de manera general con las formaciones detríticas inferiores de cada unidad.

La evolución sedimentaria que se puede observar a partir de las secuencias mejor conservadas del área de estudio, indica una progresiva disminución de la energía hacia el techo de las series, al mismo tiempo que reflejan una evolución de ascenso relativo del nivel del mar.

Desde el punto de vista tectónico, durante este período se puede deducir la incipiente fracturación del sector occidental del Tethys, en su contacto con el Escudo Ibérico, que generaría el nacimiento de una cuenca con escasa subsidencia aún para este período, lo que queda reflejado en la homogeneidad de las potencias de las formaciones detríticas mejor conservadas (unidades de los Tres Pacos, Águilas y Morrón de Totana).

Por su parte, en el transcurso del Anisiense, pero sobretodo a finales de éste y comienzo del Ladiniense, el proceso de fracturación se acentúa, generándose un aumento de la subsidencia en determinados sectores, lo que se traduce en diferencias considerables en cuanto a la potencia de los sedimentos de esta edad entre unas y otras unidades. Se produce también en relación con la fracturación, la intrusión de rocas subvolcánicas básicas en los sedimentos de esta edad.

Durante este período los sistemas fluviales retrogradan debido a una transgresión marina que instaura ambientes de llanura de mareas, con depósitos tipo *sabka*, quedando restringidos los sistemas fluviales a los sectores más meridionales, como Morrón de Totana.

No fue hasta ya bien entrado el Ladiniense, cuando una transgresión de mayor envergadura inundó de manera generalizada todo el dominio Alpujárride, dando paso a ambientes carbonatados de plataforma somera. Para este período se diferencian dos zonas subsidentes principales: Tres Pacos y Morrón de Totana, mientras que los sectores situados entre estas dos zonas, tenían una subsidencia moderada a baja.

De manera general, quedan reflejados en los sedimentos de esta edad, ambientes más someros en el dominio Maláguide que en el Alpujárride.

Las facies presentes en los depósitos estratigráficamente más altos de este período, ya en tránsito al Carniense, evocan una ralentización de la subsidencia, acompañada de la instalación de ambientes más someros en los que se forman niveles de tempestitas, con acumulación de abundantes bivalvos y braquiópodos en niveles que se han encontrado en casi todas las unidades, excepto en las maláguides donde se instalaron ambientes supramareales y/o subaéreos.

Un nuevo evento tectónico debió acontecer en el límite Ladiniense-Carniense, reflejado por la presencia de rocas subvolcánicas en las series estratigráficas y por nuevas variaciones en la subsidencia de los sectores. Se crean nuevos relieves, que en determinadas áreas pueden actuar como "altos fondos", en algunos de los cuales se da erosión y karstificación mientras que en las áreas más próximas a las "áreas generalmente emergidas", se dan importantes depósitos detríticos (Morrón de Totana).

Un nuevo bulto tectónico debió acontecer en el área estudiada produciendo la instalación generalizada, nuevamente, de ambientes marinos (plataforma mixta carbonatada-siliciclástica), ligados a una nueva transgresión. Esto queda reflejado en las unidades por los depósitos gravitacionales de tipo "debris flow" y facies asociadas y la llegada de siliciclásticos, como pelitas y areniscas, e incluso microconglomerados en las unidades Intermedias entre el Alpujárride y el Maláguide, mientras que en unidades como Morrón de Totana se dan depósitos más groseros, entre ellos conglomerados con cantos cuarcíticos y carbonatados, inmediatamente por encima de intercalaciones carbonatadas formadas durante la anterior transgresión.

En este período debieron acentuarse las fracturas que se iniciaron en el Triásico Inferior, de manera que se llega a una fuerte individualización de bloques (surcos y umbrales), lo que explica en parte la formación de depósitos gravitacionales asociados a la existencia de pendientes entre los altos fondos y los surcos, que actuaban como pequeñas cuencas. Dentro de dicha individualización se podrían considerar tres franjas o dominios principales, que pudieron estar limitadas por diversas zonas de fracturas.

Una de estas franjas individualizadas, la más meridional, corresponde al sector de Morrón de Totana. Al norte de la anterior, se ubicaba un "área generalmente emergida", con sedimentación eventual de tipo Maláguide (se corresponde con parte del dominio Maláguide típico), que da paso hacia el norte a una franja que a su vez debió estar estructurada en áreas más menos subsidentes y de mayor o menor influencia marina, que de manera general se corresponde con las unidades intermedias entre el Alpujárride y el Maláguide. Hacia el norte de la anterior, se pasaba hacia un dominio más subsidente y de mayor influencia marina, pero igualmente estructurado en "franjas" de características variables y que corresponde con el resto del Alpujárride.

Durante la evolución de la cuenca en este período, se da un ascenso relativo del nivel del mar, seguido de un brusco descenso relativo del mismo en la parte final del período, con el que comienza la última etapa en la evolución de la cuenca triásica.

El descenso relativo del nivel del mar con el que comenzaría el Noriense, dejará la mayor parte de los sectores estudiados emergidos, con karstificación, así como, otros con depósitos condensados, en los que quizás queda representado parte del Noriense, excepto el sector de Morrón de Totana, en el que aunque no se cuentan con dataciones propias, es posible que su último miembro sea de edad Noriense-Retiense (MÄKEL, 1985), de manera que sería el único sector en el que continuaría la subsidencia y el depósito, prolongados durante el Jurásico y parte del Terciario.

No será precisamente hasta el Jurásico cuando se vuelven a producir depósitos en algunas de las unidades estudiadas, concretamente en unidades intermedias entre el Alpujárride y el Maláguide, lo que indica una posible nueva conexión marina entre estas unidades y el sector de Morrón de Totana, que puede mantenerse durante parte del resto del Mesozoico y del Terciario, sobre todo en momentos importantes de ascensos relativos del nivel del mar.

Durante la apertura del Atlántico Central, en el Jurásico, se produce el desplazamiento lateral de África con respecto a Europa, mediante grandes fallas transformantes, y el comienzo a partir del Lías de la compartimentación de los diferentes dominios de las Zonas Externas. Ya a finales del Jurásico y en el Cretácico inferior, aunque continúa el desplazamiento de África con respecto a Iberia, y de ésta con respecto a Europa, se produce en esta región una apreciable separación, debido al carácter transtensivo de este contacto, originando una mayor diferenciación entre los dominios paleogeográficos y la creación de las zonas de los "flysch cretácicos". En el Cretácico Superior continúa la extensión perpendicular a la cicatriz norteafricana. En las regiones orientales se inicia la compresión, comenzando la estructuración, no sólo en los Alpes, sino también en las Z.I.B. situadas en áreas cercanas a aquéllas, y que más tarde serían trasladadas hacia el oeste.

Durante el Eoceno, África se movía con cierta independencia con respecto a Iberia, acelerándose la rotación levógira de la misma y su desplazamiento hacia el NE con respecto a Europa. Estos movimientos que coincidieron con importantes fases tectónicas en todas las Cordilleras alpinas y el desarrollo del metamorfismo, pudieron ser los responsables del inicio de la expulsión de los bloques laterales (Bloque de Alborán-Zonas Internas) mediante grandes líneas de deslizamiento que proporcionaron el contexto geotectónico adecuado para el desarrollo de deformaciones sinmetamórficas en condiciones dúctiles.

Durante el Oligoceno y el Mioceno más inferior continúa la expulsión hacia el oeste del "Bloque de Alborán" mediante accidentes transformantes en medio continental, tales como el de "Cádiz-Alicante" o el "Nor-bético". Estos accidentes juegan como desgarres dextros, arrastrando no sólo a las Zonas Internas, sino también a gran parte de las Zonas Externas béticas hacia el oeste.

Durante el Burdigaliense inferior se produce la mayor colisión entre el "Bloque de Alborán" y las Zonas Externas béticas. Coincidiendo con esta compresión NNO-SSE se observan en los límites engrosamientos corticales debido a la incrustación de ambos bloques continentales, que en esta región, y a la altura de la Sierra del Gigante, Lomo del Herrero, se traduce en un subcabalgamiento de las Zonas Externas sobre las Internas con expulsiones (obducciones) de pequeños testigos de éstos sobre aquellos. Coinciden con esta colisión eventos compresivos en las Zonas Externas, que se reflejan por el cabalgamiento de parte de ellos en las áreas más cercanas a la cicatriz.

En el resto del Mioceno inferior y el Mioceno medio continuaron los movimientos transcurrentes mediante fallas rumbo-deslizantes dextras con dirección N60º-70ºE a E-O. En las Zonas Externas continúa el deslizamiento del Subbético sobre el Prebético, así como la expulsión de materiales olistostrómicos hacia el norte y hacia el actual Golfo de Cádiz en el extremo occidental del Bloque de Alborán. En la realización de la Hoja nº 912 (Molina de Segura), se ha evidenciado

que durante este período también se producen deslizamientos olistostrómicos desde las Z.E.B. a la Cuenca de Mula-Fortuna, situada en el ámbito de las Z.I.B. La parte principal de la cuenca o Mar de Alborán comienza a formarse como consecuencia del adelgazamiento y estiramiento de las Zonas Internas (Bloque de Alborán) asociado a estos movimientos transtensivos. Esto está confirmado por la fracturación extensional en y entre los Complejos Nevado-Filábrides y Alpujárride entre el Maláguide y el Alpujárride. Este proceso de estiramiento tuvo lugar durante unos 9 m.a., desde el Burdigaliense superior al Serravaliense.

El estiramiento que sufrió la Zona Subbética durante este período, hace que ésta desaparezca como dominio sedimentario diferenciado, ya que es arrastrado en la zona frontal del Bloque de Alborán.

Parece ser que a finales del Mioceno medio este movimiento dextroso, que tan fuertemente había deformado a las Zonas Externas, especialmente al Subbético, quedó ya prácticamente bloqueado, operando otro régimen.

A partir del Tortoniense, y en lo que hemos venido llamando época neotectónica para esta región, la compresión ONO-ESE que había dominado previamente en estos sectores, se va amortiguando, y pasa a ser de dirección NO-SE, NNO-SSE, llegando a ser N-S durante el Plioceno superior y el Cuaternario, en consonancia con la compresión general entre Iberia y África. Con ello las fallas N60º-70ºE quedan bloqueadas, o bien actúan como fallas inversas en algunos momentos, e incluso, cuando la compresión es casi N-S, pueden llegar a presentar movimientos de desgarre levógiros, como ocurre a lo largo del accidente de Cádiz-Alicante.

Durante el Mioceno superior las fallas de dirección E-O no llegan a quedar bloqueadas y aún mantiene, aunque amortiguados, movimientos de desgarre dextrosos. Fig. 13.

A partir del Plioceno son las fallas de dirección general NO-SE, y las NE-SO a NNE-SSO las que van a presentar movimientos verdaderamente importantes. Entre éstas destacan las que jalonan el corredor de Puerto Lumbreras-Murcia o del Guadalentín, y las del Segura medio. Para entender sus movimientos hay que tener en cuenta que no sólo se produce, en general, una compresión cuya dirección es aproximadamente NNO-SSE, sino que, además, y prácticamente perpendicular a la compresión, se produce una notable distensión casi E-O. Por esta razón, las fallas NO-SE y NE-SO a NNE-SSO no sólo van a presentar movimientos de desgarre dextrogiros o levógiros respectivamente, sino que en muchos casos éstos van a ser oblícuos o incluso simplemente normales. El movimiento de ambos juegos de fallas con desplazamientos normales permite, en conjunto, una extensión aproximada E-O.

Las grandes fallas como la de Alicante-Crevillente o la Falla de Alhama, aunque absorben parte de la deformación impuesta por el acercamiento África-Iberia, tienden a quedar bloqueadas de manera que la actividad deformacional se localiza preferentemente en sectores caracterizados por juegos de fallas NE-SO y NO-SE. Así, los trazos de las grandes fallas resultan afectados por estos últimos sistemas, de modo que la red de fracturas se complica en las áreas de intersección, donde, en consecuencia, es fácil identificar deformaciones neotectónicas. No es casual que en tales sectores de cruce de fallas se produzca pues una considerable actividad sísmica.

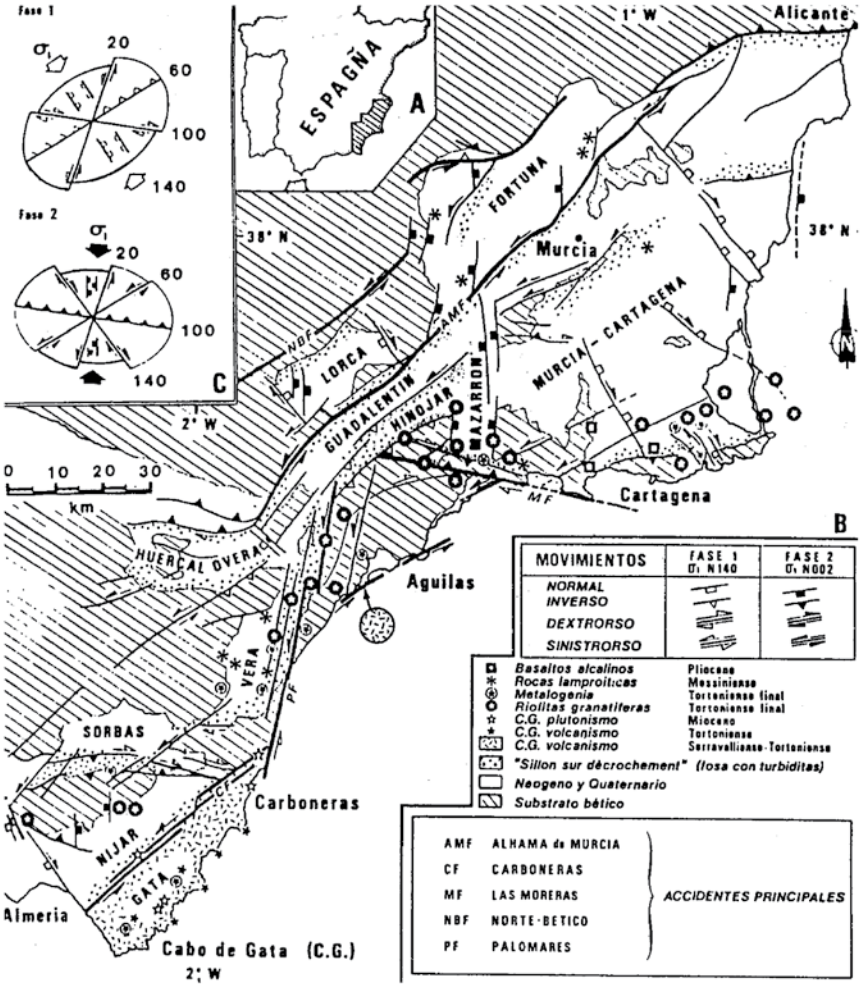


Figura 13.- Las Cuencas del Neógeno en la Zona Bética Oriental. A) Localización. B) Esquema estructural. C) Sentido de movimiento de los accidentes. Tomado de OTT d´ESTEVOU et al 1988.

También hay que considerar el levantamiento que se produce en algunos sectores, sobre todo durante el Plioceno, que provoca que el sistema de esfuerzos ya señalado, con una compresión aproximada NNO-SSE, y un tensor casi perpendicular, se le suma dicha componente, dando lugar a una extensión radial. Por ello algunas fallas próximas a la dirección E-O pueden presentar también movimientos verticales importantes que están en la génesis de los complejos sistemas deposicionales del Cuaternario reciente.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

Son escasos los indicios mineros existentes en el ámbito de esta Hoja, tanto en lo que se refiere a minerales metálicos, no metálicos, energéticos y rocas industriales. Los pocos indicios encontrados tienen una distribución espacial según dos zonas diferenciadas: por un lado, en el los sectores meridionales correspondientes a las Sierras de Carrrascoy y Espuña se encuentran los pocos indicios de menas metálicas, en tanto que en la Cuenca de Alhama-Alcantarilla se tienen los indicios de no metálicos. El único indicio de lignito se encuentra muy próximo a la localidad de Fuente Librilla.

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios de minerales metálicos reconocidos dentro de la Hoja de Alcantarilla son de Plomo (Pb) en el Cerro de la Garita (Sierra de Espuña) y Mina Salvadora (Sierra de Carrascoy) y de Hierro(Fe) en El Berro (Espuña) y en la Rambla Cueva del Marques (Carrascoy).

El Berro.- Situada en el paraje de Los Aposentos, al norte de la citada localidad (632, 90; 4195, 30), se trata de pobres impregnaciones limoníticas en las areniscas calcáreas bioclasticas de la unidad **(29) (USD III)**. Se trata de una mineralización de paragénesis simple, con óxidos e hidróxidos de hierro, del tipo de las estratoligadas con morfología irregular y desde el punto de vista genético sin relación aparente con manifestaciones volcánicas. Se trataría por tanto de un proceso metalogenético sinsedimentario o sindiagenético temprano en el que la fisicoquímica del medio sedimentario juega un papel esencial en la precipitación de geles férricos aportados por los procesos de meteorización en la patria sedimentaria. Los fenómenos diagenéticos tardíos pueden ocasionar procesos de removilización y sustitución en niveles reactivos.

Rambla Cueva del Marqués.- Este indicio de Hierro (Fe) se encuentra en los materiales de la F. Carbonatada de la Unidad de Carrascoy del Complejo Alpujárride (653,50; 4189,35). La morfología es estratiforme con dirección N40º/50ºE con buzamiento de 40SE.y su paragénesis esta constituida por hematites roja, hematites especular, goetita, calcita y cuarzo. Se trata de un indicio encuadrable en el grupo de mineralizaciones estratoligadas en rocas carbonatadas muy abundantes en este sector de la cordillera. Tradicionalmente se las ha considerado, desde el punto de vista genético, como masas de sustitución metasomática, es decir como yacimientos del *tipo Bilbao* IGME (1973). Las investigaciones de TORRES-RUIZ *et al*. (1979), TORRES-RUIZ (1980, 1983) y MARTÍN *et al*. (1982), en yacimientos similares en el sector central de la Cordillera (Alquife, Piletas, etc.), pusieron en evidencia que allí el primero y principal proceso metalogenético fue sinsedimentario o sindiagenético temprano y, el él, el volcanismo permotriásico o triásico (metabasitas) habría desempeñado un papel no desdeñable como portador de elementos al medio sedimentario. Diagénesis tardía, metamorfismo alpino y procesos epigenéticos y epitermales habrían conducido a producir removilizaciones de la mineralización primaria, sustituciones en niveles reactivos y rellenos de fracturas. Disolución y rellenos kársticos, a veces y meteorización, siempre, son los últimos procesos responsables de la conformación actual de estos yacimientos.

Cerro de la Garita.- Este indicio de Plomo (Pb) se encuentra en la falda meridional de esta elevación y muy próximo a la carretera local de Alhama de Murcia a Aledo (633,25; 4191,40). La roca encajante son las dolomías con sílex de color gris oscuro (10) del Triásico medio de la Unidad de Yechar-La Santa (U. Intermedias). Su morfología no está bien conocida, aunque parece estratoide con estratificación N80ºE/45ºN y su paragénesis es de galena.

Mina Salvadora.- Este indicio de Plomo (Pb) se encuentra en la vertiente meridional de Carrascoy en el Morrón de La Palma (654,80; 4190,10) y tiene como encajante las dolomías gris oscuras con sílex del Triásico Medio de la Unidad de Pestillos (U. Intermedia). Su morfología es estratiforme y la mineralogía es de galena y esfalerita. Por tanto, ambos indicios de plomo son prácticamente idénticos el uno en Sierra Espuña y el otro en la de Carrascoy.

Las mineralizaciones de Pb-Zn son las más variadas y numerosas en los sectores centro-orientales de las Cordilleras Béticas, y han alcanzado relevancia económica mundial en determinados momentos de su historia minera, a la cual no ha sido ajena la Región de Murcia con sus distritos mineros de la Sierra de Cartagena, Mazarrón y Águilas. A grandes rasgos los indicios más importantes pueden agruparse en: mineralizaciones estratoligadas en rocas carbonatadas, sin relación aparente con el volcanismo neógeno y las mineralizaciones relacionadas con dicho volcanismo. Las del primer tipo son las más frecuentes y características de los sectores centro-occidentales de la Cordillera en tanto que las que se encuentran relacionadas de alguna forma con los eventos volcánicos del Terciario superior son, con mucho las de mayor importancia en los distritos mineros de esta región, en tanto que las del primer grupo son poco relevantes. Curiosamente los indicios de Cerro Garita y Mina Salvadora se encuadran dentro de este grupo de indicios estratoligados en rocas carbonatadas sin relación aparente con el volcanismo neógeno. Este tipo muy abundante en las vecinas provincias de Granada y Almería ha tenido una historia minera bastante peculiar porque hasta el primer tercio del siglo XX fueron explotadas para el beneficio del plomo y zinc, pero despreciando la fluorina como ganga; más tarde y hasta fechas recientes se trataron escombreras y se reactivaron o iniciaron nuevas explotaciones para la extracción de fluorita.

Como ya se ha descrito todas estas mineralizaciones se encuentran alojadas en dolomías y calizas dolomíticas del Trías medio-superior (Trías alpino) y presentan morfología estratiforme-lentejonar o de diseminaciones estratoligadas con espesores de entre varios centímetros a algunos metros y continuidad lateral del orden del centenar de metros, consecuencia de los frecuentes cambios laterales de facies. Generalmente están asociadas al tránsito de capas de dolomías a calizas o dentro de los paquetes dolomíticos (OVEJERO *et al.*, 1975 y 1982), y menos importantes y generalmente sin fluorita, en calizas. Dentro de la formación carbonatada alpujárride se han distinguido dos tramos mineralizados, el inferior de edad Anisiense y el superior de edad Ladiniense superior-Carniense que es el más importante. En este tramo principal mineralizado (MARTIN, 1980), describe su organización sedimentaria como un acúmulo de megasecuencias regresivas constituidas por un termino basal de grainstone oobioclasticas dolomitizadas (barras), un termino de calizas margosas muy bioturbadas (lagoon) y un termino superior en calizas masivas con laminación de algas y eventuales signos de emersión a techo. Las mineralizaciones con morfología estratiforme se asientan en el transito entre los términos de capas dolomíticas a calizas laminadas.

Son frecuentes las removilizaciones tardías (sobre todo de fluorita) a fracturas, dando lugar a filones subverticales de espesor métrico y reducida continuidad lateral o a bolsadas de dimensiones similares y rellenos de pequeñas cavidades paleokársticas. (MARTÍN *et al*., 1984).

La mineralización en sí no es particularmente variada ni compleja: predominan, con mucho, galena y fluorita, la primera siempre presente y a menudo argentífera; en ocasiones hay concentraciones importantes de esfalerita, pero por lo general está subordinada a la galena como inclusiones de esta. Otras especies primarias son: baritina, pirita, calcopirita y sulfosales de Pb y Cu.

Las texturas cebradas son características de estas mineralizaciones y de su entorno estratigráfico cercano: se definen por la alternancia de bandas milimétricas oscuras y claras que responden a diferente grado de cristalinidad y al contenido en materia orgánica. Cuando se da en dolomías, se habla de *piedra franciscana* cuando se da en mineralización masiva de fluorita se habla de *piedra indiana.* Actualmente a estas texturas cebradas se las denomina *ritmitas de cristalización diagenética,* término que hace referencia a su aspecto de alternancia y a su origen en los procesos diagenéticos (FONTBOTÉ, 1981) muy tempranos en los que está implicada la mineralización primaria.

Entre los indicios de minerales no metálicos o industriales se tienen los de azufre del Barranco del Infierno y los del Cabezo del Ángel y la sal común de las Salinas de Sangonera. Todos estos indicios están relacionados con los depósitos de la Unidad 36 (Messiniense superior) o con manantiales procedentes de dichos terrenos.

Los Hermanillos.- Este indicio se sitúa en el Barranco del Infierno que discurre paralelo a la carretera comarcal que une Fuente Librilla con Librilla (643,10; 4198,60). Su morfología es estratiforme con dirección E-O y la mineralogía es de azufre nativo y yeso.

Cabezo del Ángel.- Este indicio se sitúa al NO de Alcantarilla y muy próximo a la autovía autonómica que une esta población con Caravaca. (653,30; 4205, 80). Su morfología es estratiforme con dirección N60º/90ºE y buzamiento 85ºN. La mineralogía es de azufre nativo y yeso.

En ambos indicios la serie está constituida por una alternancia de margas y yesos con escasas intercalaciones de limos o arenas muy finas. El azufre elemental, con morfología estratiforme, se encuentra en pequeños nódulos asociados a las capas de yeso.

La minería del azufre en Murcia ha tenido una existencia precaria y marginal hasta 1957 en el cierre de las últimas explotaciones por la irrupción en el mercado del azufre mexicano y el que producía la industria petroquímica. En la mayoría de los indicios y yacimientos que se describen en el entorno de las cuencas neógenas de esta región, se reconocen los rasgos morfológicos, texturales estratigráficos y mineralógicos que caracterizan a los depósitos *bioepigénicos estratoligados* de azufre (RUCKMICK *et al*., 1979). El proceso genético que culmina con el reemplazamiento de evaporitas (yeso o anhidrita) por azufre y calcita, se inicia por soluciones epitermales que, circulando a través de fracturas, arrastran hidrocarburos y ponen a estos en contacto con aquellas. Colonias de bacterias anaerobias contribuyen a la oxidación de los hidrocarburos en cuyo proceso se genera la energía necesaria para la reducción del anión

sulfato a sulfhídrico y su posterior oxidación dando azufre elemental y otros productos como calcita, celestina, sulfuros, alunita, etc.

Salinas de Sangonera.- Se ubican al sur del Cabezo Negro (650,80; 4201,80), en el Caserío de las Salinas y en la proximidad de la A-92.

El agua se obtiene de un manantial que procede de la zona de fractura de la Falla de Alhama cuando afecta las facies de yesos masivos y microlaminados del Messiniense terminal.

La sal fue siempre una necesidad básica en la alimentación humana y como tal ha sido objeto de intercambios comerciales y hasta de conflictos armados en la lucha por su posesión. Desde muy antiguo se extraía sal, por evaporación del agua del mar, en las salinas del litoral murciano, y hay datos que indican que también se hacia en salinas del interior. De buena parte de unas y otras solo quedan ruinas o simplemente han desaparecido. Los últimos datos disponibles indican que la Comunidad de Murcia es la quinta productora nacional con más de 100.000 toneladas sumadas la sal marina y la de manantial. En este último apartado están las Salinas de Sangonera que junto con las de Molina de Segura son las más importantes y las únicas activas de las que se nutren de salmueras nacidas en materiales terciarios.

7.1.2. Minerales energéticos

En este apartado se incluyen los lignitos de Fuente Librilla y las pizarras bituminosas.

Rambla de Fuente Librilla.- Este indicio se localiza en la Rambla de Fuente Librilla (639,10; 4197,50), al SO y aguas arriba de dicha localidad. Se trata de una capa centimétrica de lignitos pardos, terrosos, subhorizontales, que se encuentran interestratificados en las series detríticas del Messiniense superior. En este indicio la capa de lignito es el techo de la serie terciaria y sobre ella se encuentran directamente los depósitos de las facies distales de los grandes abanicos aluviales pleistocenos que proceden de la vertiente oriental de Sierra de Espuña. Su posición estratigráfica genera la duda de si estos carbones son de edad Mioceno terminal o Cuaternario, aunque de las observaciones realizadas y del conocimiento regional de otros indicios similares de lignito nos inclinamos por la primera apreciación.

Pizarras Bituminosas.- La crisis energética de los 70 forzó a fijar la atención en otras posibles fuentes de energía: el petróleo que podría obtenerse por distilación de pizarras bituminosas. Dado que estos sedimentos forman parte habitualmente de las series evaporíticas a las que como ya se ha descrito se suelen asociar los yacimientos de azufre, el IGME desarrolló en la década de los 80 una campaña que se extendió por las cuencas neógenas de Lorca, Campo de Cartagena y Fortuna-Mula-Alhama. Esta campaña permitió definir zonas de interés entre las que se encontraba la de Ceutí-Campos del Río- Los Calderones, que se encuentra parcialmente dentro del ámbito de los sectores centro-septentrionales de esta Hoja. Los ensayos de destilación efectuados en las muestras tomadas concluyeron con una desestimación del interés económico de estos recursos, aunque algunas de dichas muestras aportaron contenidos de hidrocarburos superiores al 6% en sectores de la Cuenca de Lorca (Serrata de Lorca).

7.1.3. Rocas industriales

Los recursos de productos de cantera en la Hoja de Alcantarilla apenas han tenido un aprovechamiento más allá de su utilización local como materiales de construcción, en una gran parte del área comprendida. Aunque existen distintos tipos de litologías explotables (arcillas, arenas, gravas, calizas, basaltos, yesos), no existe constancia histórica de explotaciones a escala industrial salvo unos pocos ejemplos que se detallan a continuación.

Es en el capítulo de los áridos donde se encuentra actualmente el máximo de actividad dentro de esta Hoja. En el sector de Jabalí Nuevo, margen derecha del río Segura, y en el bloque septentrional de la Falla de Alhama, el afloramiento de los conglomerados masivos blancos de la Unidad 35, cuya composición es mixta, áridos carbonatados-detríticos, mantienen una intensa actividad extractiva con numerosas canteras de las cuales las de mayor entidad (654520; 4207000 y 656000; 4206380), tienen sus frentes activos en la Hoja de Alcantarilla.

En este mismo sector al NO de Alcantarilla y en los afloramientos del bloque meridional de la Falla de Alhama se encuentran pequeñas canteras abandonadas en las que se extraían los yesos masivos o microlaminados de la Unidad 36.

Finalmente son reseñables un grupo de canteras situadas al sur de Sangonera la Verde (658930; 4198070 y 659300; 4198040) en las que se explota con cierta intermitencia y con recursos mecánicos limitados los depósitos de la Unidad 29. Se trata de las calcarenitas bioclásticas tortonienses del flanco meridional del sinclinal de Sangonera en sus variedades Amarillo Valle y Piedra de Abarán.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Caracteristicas climáticas e hidrológicas

La Hoja de Alcantarilla se encuadra en el ámbito territorial de la Confederación Hidrográfica del Segura en cuyo Plan Hidrológico sus límites quedan definidos como sigue, "comprende el territorio de las cuencas hidrográficas que vierten al mar Mediterráneo entre la desembocadura del río Almanzora y la margen izquierda de la Gola del Segura en su desembocadura; además, la cuenca hidrográfica de la Rambla de Canales y las endorreicas de Yecla y Corral-Rubio".

La superficie así definida tiene una extensión aproximada de 18.870 km^2, y afecta a cuatro Comunidades Autónomas: Murcia, Valencia, Castilla-La Mancha y Andalucía. La distribución territorial es la siguiente: Región de Murcia 11.150 km^2, Com. Valenciana 1.227, km^2 Castilla-La Mancha 4.713 km^2 y Andalucía 1780 km^2.

En contra de visiones simplificadas que conciben la cuenca del Segura como un territorio semiárido relativamente homogéneo, existe en realidad una muy rica diversidad geográfica y climática, que da a lugar a ambientes hidrológicos muy diferenciados entre sí, y que aportan a la cuenca esa variedad que le ha hecho frecuentemente acreedora a la denominación de "antológica", en el sentido de que recoge en su interior un amplísimo muestrario de situacio-

nes y problemáticas relacionadas con los recursos hídricos, de gran variedad y complejidad. Seguidamente se repasan algunos de los factores fundamentales determinantes de esta realidad física.

Topográficamente la cuenca del Segura es un territorio de gran variedad orográfica en el cual alternan las montañas con valles, depresiones y llanuras, con cotas máximas por encima de los 2.000 m. La zonificación en altura ofrece en términos generales una distribución en la cual el 18% de superficie se sitúa por debajo de los 200 m de altitud; el 40% se encuentra bajo los 500 m de altitud y el 81% se encuentra bajo la cota 1000 m sobre el nivel del mar. Las sierras superan con frecuencia los 1.000 m, y los altiplanos, con alturas comprendidas entre 500 y 1.000 m, se extienden por el noroeste, con topografía suave, y pendientes acusadas en los bordes.

Entre las alineaciones montañosas surgen valles, corredores, depresiones, que, correspondiéndose con los cursos fluviales, no llegan a 500 m de altitud. Por debajo de los 200 m de cota sólo aparecen suaves llanuras con pendientes débiles.

Todo el territorio de la cuenca presenta grandes contrastes climáticos, frecuentes sequías, lluvias torrenciales y frecuentes inundaciones, elevadas temperaturas y heladas catastróficas. De una a otra vertiente montañosa, de las altas tierras a los sectores litorales, y en definitiva de una zona geográfica a otra se observan importantes diferencias climáticas; en ocasiones son variaciones locales debidas a la topografía que dan origen a topoclimas; en otras son factores que afectan a espacios más o menos amplios.

En general, se puede afirmar que los factores que condicionan el clima de la cuenca (latitud, componentes atmosféricos climáticos, topografía, orientación y exposición, y distancia al mar) se combinan y multiplican dando lugar a una rica multiplicidad y diversidad de matices tanto en general como en los opoclimas o climas locales en particular.

La distribución espacial de las precipitaciones medias anuales permite anticipar una estrecha relación entre relieve y lluvia. En efecto, es en las montañas situadas en el noroeste de la cuenca, y sometidas a la acción de los vientos húmedos de las borrascas atlánticas del frente polar, donde los registros pluviométricos alcanzan sus máximos valores. En estas áreas se llega a superar los 1000 mm/año como media.

Si bien la altitud favorece las precipitaciones, la disposición u orientación suroeste-nordeste de los elevados arcos montañosos de las sierras de la cuenca alta del río Segura, (sierras de Segura, Alcaraz, Taibilla) dificultan el avance de las influencias atlánticas arrastradas por los flujos del oeste, y hacen que la pluviometría muestre una disminución de la precipitación media anual en una diagonal de orientación noroeste-sudeste, que va desde estas tierras hasta el litoral, con valores mínimos (inferiores a 300 mm) en las zonas próximas a la costa. Destaca la baja precipitación media anual en la depresión de Águilas, cerrada por los relieves de la Carrasquilla, La Almenara y Lomo de Bas, en gran medida dentro del área del Proyecto, donde el volumen medio de precipitación es del orden de 200 mm/año.

Como excepción a este esquema general de distribución de las lluvias está el área de Sierra Espuña, con valores algo superiores a 500 mm.

En cuanto a la intensidad de lluvias, generadora de crecidas e inundaciones, pueden darse como frecuentes valores de 100 mm en un día, habiéndose llegado incluso a superar los 300 en los registros sistemáticos disponibles. Este carácter torrencial de la lluvia unido a la estructura de la red fluvial, y a la densidad de asentamientos urbanos próximos a los cauces, causa con frecuencia súbitas crecidas y graves inundaciones. A diferencia de las lluvias medias anuales, las máximas diarias parecen darse preferentemente en las zonas medias y bajas, mas próximas al mar, en lugar de la cabecera de la cuenca, lo que se explica atendiendo al origen mediterráneo de los fenómenos convectivos productores de los aguaceros mas intensos.

Las temperaturas también están relacionadas con los factores que se citaron anteriormente: latitud, altitud, orientación, etc., los cuales originan la diversidad termométrica que existe en la cuenca del Segura. Como valores extremos, citaremos los 10ºC de la isoterma media anual que se presenta en la sierra de Segura, y los 18ºC de temperatura media anual en las proximidades de Albatera y Dolores, y en algunas áreas costeras.

En el área del Proyecto, excepciones a este esquema general, lo constituyen por un lado Sierra Espuña, donde la temperatura media anual llega a descender hasta 14ºC, y por otro, una franja costera próxima al Mar Menor con 17ºC. El régimen anual de temperaturas, presenta un mínimo invernal en los meses de diciembre y enero, siendo más frecuente que los valores más bajos sean en éste.

Los máximos anuales corresponden a los meses de Julio y Agosto, aunque por término general, el primero es algo más caluroso. Las máximas absolutas, y dada la situación de la cuenca en el sudeste peninsular, se corresponden con la aparición de los vientos del norte de África.

Bajo estas condiciones las temperaturas alcanzan valores próximos a los 40ºC, llegando en situaciones extremas a los 45ºC. Las invasiones de aire frío y seco de procedencia polar, hacen descender las temperaturas hasta mínimas muy importantes, ocasionando consecuentemente, fuertes heladas con efectos catastróficos para los cultivos.

Los valores de menor evapotranspiración potencial corresponden a las sierras de la cabecera del río Segura. Es en el área próxima al nacimiento de éste, donde la ETP según Thornthwaite, alcanza los menores valores de toda la cuenca, con una media anual inferior a 600 mm. El resto de las sierras del noroeste de la cuenca del Segura se encuentran abrazadas por las iso-ETP media anual de 650 mm y 750 mm.

Análogamente a como ocurría con las precipitaciones y las temperaturas medias anuales, se puede trazar una línea de dirección noroeste-sudeste, desde las sierras de cabecera hacia la costa, en la cual, la ETP (Thornthwaite) aumenta hasta alcanzar los 950 mm, correspondientes a la iso-ETP media anual que encierra a la ciudad de Murcia, el río Guadalentín en

su confluencia con el río Segura, para descender con la aproximación a la costa, donde la ETP media anual toma valores inferiores a 850 mm (Mar Menor).

Excepción a esta descripción general lo constituye Sierra Espuña donde la evapotranspiración potencial media anual toma valores inferiores a 700 mm.

De los grupos establecidos por Papadakis, la cuenca hidrográfica del Segura se identifica con el denominado mediterráneo, y los subtipos Mediterráneo templado, Mediterráneo continental, Mediterráneo subtropical, y Mediterráneo semiárido subtropical.

En la Hoja de Alcantarilla, el clima, según la clasificación climática de Köppen, se incluiría dentro de las características del clima estepario seco, (Bsh) próximo al desértico (GEIGER, 1970; LOPEZ GOMEZ y LOPEZ GOMEZ, 1987). Las temperaturas medias anuales situadas en torno a los 17º-18ºC, junto con la escasez de lluvias anuales, en general por debajo de los 300mm/año, y las tasas de evapotranspiración superiores a los 1000 mm/año, imprimen un fuerte déficit hídrico en la zona permitiendo encuadrar este sector de Murcia, dentro de la Zona Climática Árida, aunque ya cercana a la Zona Semiárida. Al igual que en el resto del SE peninsular, los mecanismos pluviométricos están muy ligados a la presencia de masas de aire frío (-23ºC) 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, 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) dando lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria, que constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (CASTILLO REQUENA, 1982).

El ámbito territorial que nos ocupa está dominado desde el punto de vista fluvial por un solo río principal (el Segura) y el conjunto de sus afluentes. El resto de cauces con desagüe directo al mar son ramblas efímeras de respuesta hidrológica muy irregular, y condicionada directamente a los aguaceros sobre sus cuencas vertientes. En el apartado 3.1 (Fisiografía) se describen con detalle los aspectos esenciales de la red fluvial de esta Hoja.

La producción fundamental de recursos hídricos se concentra en la cabecera de la cuenca (ríos Segura y Mundo hasta su confluencia). Aguas abajo de esta confluencia, los cauces de la margen izquierda son, en general, ramblas sin aportaciones permanentes y con fuertes aparatos torrenciales (rambla del Judío, Moro, Tinajón, etc.), mientras que los de la margen derecha son, en general, ríos propiamente dichos (Moratalla, Argos, Quípar, Mula, Guadalentín), con caudales exiguos pero permanentes.

7.2.2. Características hidrogeológicas

La Cuenca del Segura se encuentra enclavada en su totalidad dentro del dominio de las Cordilleras Béticas, y en ellas se distinguen dos grandes zonas en las que, a su vez, se encuentran comprendidas las tres unidades geológicas definidas por FALLOT.

- Zonas Internas: correspondientes a la Unidad Bética *s.str*.

- Zonas Externas: correspondientes a las Unidades Subbética y Prebética.

Complementariamente a estas dos grandes zonas geológicas, existen abundantes depósitos de materiales post-orogénicos que se distribuyen como recubrimientos de las grandes unidades mencionadas. Estos materiales post-orogénicos 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 de mediana y pequeña extensión, con estructuras geológicas frecuentemente complejas y atormentadas, y que contribuyen apreciablemente al sostenimiento de los caudales naturales de los ríos.

En general, los criterios de delimitación de las Unidades Hidrogeológicas obedecen a planteamientos diversos, entre los que prima su eficacia administrativa. En la mayor parte de los casos, ha sido suficiente el estudio de la litología y la estructura geológica. En otros, se ha recurrido al estudio del funcionamiento hidráulico, definiendo las Unidades Hidrogeológicas en función de las subcuencas que recogen el drenaje principal. En unos pocos casos la delimitación se ha basado en la divisoria de las aguas superficiales.

El resultado ha sido la delimitación dentro de esta Cuenca (07), de 57 Unidades Hidrogeológicas, de las cuales, en el ámbito de esta Hoja se encuentran las siguientes:

07.22.-Sierra Espuña
07.23.-Vega Alta del Segura
07. 30- Bajo Guadalentin.
07.29.- Triásico de Carrascoy

La mayor parte de las formaciones permeables por porosidad de la Cuenca del Segura se concentran en el tercio suroriental de la misma, entre las provincias de Alicante y Almería. En menor proporción aparecen en los llanos y cubetas del interior, así como en los aluviales de los principales ríos de la zona.

U. H.-07.22.- Sierra Espuña

La unidad de Sierra Espuña tiene una extensión de 242 km^2 y sobre ella se asienta una población de 8.400 habitantes. Esta unidad agrupa dos acuíferos: Morrón de Totana y Bosque cuyas características se indican en el Cuadro 2.

El sistema acuífero del Morrón de Totana esta constituido por las dolomías, calizas dolomíticas y calizas del Trías y el Lías del Complejo Maláguide en Sierra de Espuña. Regionalmente tiene una extensión de 142 km^2 de los cuales solo una treintena se encuentran dentro de esta Hoja.

			BALANCE (hm^3/año)
ACUÍFERO	LITOLOGÍA	ENTRADAS	SALIDAS
Morrón de Totana	Calizas y dolomías del Triásico y Jurásico	3	3
Bosque	Calizas y conglomerados del Eoceno y Oligoceno	4	6

Cuadro 2 .- Características de los acuíferos de la unidad hidrogeológica de Sierra Espuña

Presenta una salinidad ligeramente superior a 1.500 uS/cm con una facies hidroquímica clorurada-sulfatada.

El acuífero de El Bosque, con una superficie de 100 km^2 esta constituido esencialmente por las series detrítico-carbonatadas de las formaciones del Terciario Inferior del Complejo-Maláguide. Gran parte de este acuífero se encuentra en el cuadrante NO de esta Hoja.

Comprenden desde las calizas del Eoceno (Fm Espuña) a las calizas y/o pudingas del Oligoceno (Fm Río Pliego).

Estos materiales se localizan en la margen derecha del río Segura en la vertiente nororiental de Sierra Espuña. Sus potencias pueden llegar hasta los 500 m. (El Berro-Pliego), aunque los espesores medios normales suelen ser del orden de los 200-250 m.

Su explotación como niveles acuíferos aislados no es muy importante, salvo en los casos de El Bosque, donde la superficie piezométrica se encuentra a 350-430 y la explotación por bombeo alcanza los 12 hm^3/año. Actualmente se encuentra sobreexplotado.

El acuífero Morrón de Totana presenta una salinidad ligeramente superior a 1.500 uS/cm con una facies clorurada-sulfatada y cálcico-magnésica. En el acuífero Bosque el agua está menos mineralizada con valores que no superan los 800 uS/ cm; la dureza media es de 200 mg/l $CaCO_3$. La facies es bicarbonatada cálcica.

En ambos casos la presencia de NO_3 es poco relevante. El agua del acuífero Bosque permite su utilización para abastecimientos al igual que la del Morrón de Totana si bien, en este caso, es necesario vigilar la presencia excesiva de sulfatos y cloruros. Para su utilización en regadío son aguas con bajo peligro de alcalinización y de bajo a medio de salinización.

U.H.-07.23.- Vega Alta del Segura

Se extiende entre las poblaciones de Lorquí (Hoja de Molina de Segura-912) y la de Jabalí Nuevo en esta Hoja en la confluencia del Río Segura con el Mula. Tiene una extensión de 25 km^2, de los cuales solo unos 8 km^2 estarían dentro del ámbito de esta Hoja. La población asentada en la zona es elevada con casi 75.000 habitantes.

El acuífero lo forma el relleno detrítico cuaternario, constituido esencialmente por gravas y arenas con espesores entre 70 y 200 m. Los tramos superiores de estos depósitos, zona no saturada del acuífero, son menos permeables con un predominio de limos y arcillas sobre las arenas. El impermeable de base son las margas del Mioceno Superior. El nivel del agua se sitúa a pocos metros del suelo, alcanzando su profundidad máxima (15 m), en las inmediaciones de Las Torres de Cotillas (Hoja de Molina de Segura). Se encuentra a veces ligeramente en carga debido a la existencia del recubrimiento limoso de sus depósitos más recientes. La conexión hidráulica entre el acuífero y el río Segura es prácticamente nula en la mayor parte de su recorrido salvo en los tramos finales, ya dentro de esta Hoja donde tiene lugar la descarga del acuífero al río estimada en unos 100 l/s/km como máximo.

Las entradas de la unidad tienen lugar del río Segura en su tercio septentrional, de los excedentes de regadío y en mucha menor medida por infiltración de aguas de lluvia, en conjunto se estima unas entradas de 14 a 17 hm^3/año. Las salidas se producen por bombeos (6,5 hm^3/año) y por drenaje a los cauces superficiales especialmente al Segura (8 a 11 hm^3/año), para equilibrar el balance.

Las aguas de esta unidad son sulfatadas cálcico-sódicas, si bien existe toda la gama de facies intermedias. Tienen una fuerte salinidad (2.600-6.500 uS/cm), aumentando según la dirección del flujo y hacia los bordes. La dureza tiene un valor medio de 1.100 mg/l de $CaCO_3$ (aguas extremadamente duras).

El contenido en nitratos puede superar los 70 mg/l, en las cercanías de los principales asientos poblacionales (Molina de Segura) con gran actividad económica. También se detectan la presencia de cloruros y sulfatos en concentraciones elevadas. El agua, por tanto, no puede ser utilizada para abastecimiento urbano, debido a su elevado contenido salino y en ocasiones de nitratos. Su uso para riego tiene de igual forma un alto riesgo de salinización y algo menor de alcalinización.

Aún así, el uso del agua de esta unidad, es fundamentalmente para el importante desarrollo agrícola que se asienta sobre ella, y, en los últimos años, ha crecido su consumo para la industria conservera previo tratamiento.

07. 30- Bajo Guadalentin.

Tiene una superficie de 323, 60 km^2, encuadrándose íntegramente en la Región de Murcia. La ocupación general del suelo en el año 2000 era de 20 km^2 como suelo urbano, 26,1 km^2 en cultivos de secano 240,8 km^2 en regadíos y 34,3 km^2 como suelo forestal. En este ámbito geográfico se ubican los Espacios naturales protegidos de el Parque Regional de Carrascoy y El Valle y el Paisaje de Los Barrancos de Gebas. .

Se sitúa al SO de la población de Murcia. El límite noroccidental se localiza al N de las poblaciones de Totana y Alhama de Murcia. Al SE limita con las Sierras de Carrascoy y del Puerto y al NE con las poblaciones de El Palmar y La Alberca. El límite meridional con el Alto Guadalentín, se localiza a la altura de la carretera de Lorca-Águilas.

Sus límites suroriental y noroccidental quedan definidos por los materiales de baja permeabilidad del Mioceno, que a su vez actúan como sustrato del acuífero y, localmente, por materiales del paleozoicos. El límite norte se establece de forma más o menos paralela al río Guadalentín a la altura de Algezare, separando al norte los depósitos cuaternarios de la Vega Media y Baja del Segura. Al SO limita con el acuífero del Alto Guadalentín, aproximadamente a la altura de la carretera de Lorca-Águilas.

Está constituido por un acuífero multicapa formado por niveles permeables de arenas y gravas pliocuaternarias, distribuidos irregularmente dentro de un conjunto principalmente arcilloso cuyos espesores varían entre los 100 y 300 m. Se dispone rellenando una cuenca intramontañosa limitada por fracturas laterales que separan estos materiales de los depósitos preorogénicos. El sustrato impermeable lo constituyen las margas y yesos del Mioceno superior.

La recarga procede fundamentalmente de la infiltración directa del agua de lluvia y de las infiltraciones por retorno del riego. Actualmente no existe descarga natural.

Las entradas se estiman en un total de 11 hm^3/año y las salidas mediante bombeo son del orden de 36 hm^3/año. En el periodo 1980-1995 los niveles piezométricos descendieron 6,6 m. La transmisividad varia entre 400-3600 m^2/día

Los principales focos de contaminación del acuífero son, además de los naturales procedentes de las rocas que constituyen su entorno geológico, los residuos sólidos urbanos (RSU) de Lorca, Totana, Alhama de Murcia y Librilla, a lo que se suma una importante actividad industrial

En el sector Lorca-Alhama de Murcia con una potente industria de transformación agroalimentaria y del cuero, junto a unas actividades agropecuarias en el que destacan un importante desarrollo agrícola y ganadero, que en su conjunto supone anualmente un aporte muy alto de nitratos.

El acuífero del Bajo Guadalentín tiene aguas con una fuerte salinidad que en el centro del valle varían de 3.100 uS/cm a 4.700 uS/cm existiendo puntos en la trasversal de Lorca donde la mineralización puede superar los 8861 uS/cm. La dureza es extremada del orden de 1.800 mg/l $CaCO_3$. La facies del agua es sulfatada-clorurada y cálcico-magnésica con una componente sódica minoritaria. El ión nitrato se encuentra repartido de forma irregular dependiendo de la estacionalidad y de las labores agrícolas, variando sus contenidos entre 2 y 79 mg/l. En varios puntos las cantidades de metales pesados (Pb, Cr, Mn y Cd) aunque no muy elevadas si superan los límites tolerables.

En términos generales puede afirmarse que las aguas de esta masa son no aptas para el abastecimiento y en cuanto a su uso agrícola, tienen un riesgo alto-muy alto de salinizar el suelo y medio de alcalinizarlo (C4S2).

07.29.- Triásico de Carrascoy

Tiene una superficie de 107,68 km^2, encuadrándose íntegramente en la Región de Murcia. La ocupación general del suelo en el año 2000 era de 1,19 km^2 como suelo urbano, 36 km^2

en cultivos de secano 12,77 km^2 en regadíos y 57km^2 como suelo forestal. En este ámbito geográfico se ubica el Espacio natural protegido del Parque Regional de Carrascoy y El Valle.

Comprende las sierras de Carrascoy y del Puerto, al SE de Murcia. Al N y O limita con materiales paleozoicos y triásicos de baja permeabilidad. Al S y E corresponde al contacto entre las dolomías y los materiales detríticos miocenos y pliocuaternarios del Campo de Cartagena.

Los materiales permeables más importantes son las dolomías triásicas, con espesor medio entre 200-250 m. El conjunto se encuentra compartimentado, constituyendo varios bloques con funcionamientos hidráulicos prácticamente independientes. Además, integra otros materiales acuíferos como son las formaciones detríticas del Cuaternario.

La recarga procede fundamentalmente de la infiltración directa del agua de lluvia y la descarga natural se produce a través de descargas laterales hacia el Campo de Cartagena.

Las entradas se estiman en un total de 3,6 hm^3/año y las salidas mediante bombeo y descargas laterales son del orden de 4,3 hm^3/año. La tendencia de los niveles piezométricos es al descenso, principalmente en la zona occidental donde se concentra la mayor explotación.

La mineralización de sus aguas según sectores fluctúa entre los 1.530 y los 3.590 uS/cm. Son de facies bicarbonatada cálcico-magnésica y sulfatada cálcico-magnésica, que además muestran características termales. La dureza media es de 1.500 mg/l de $CaCO_{3,}$ tratándose, por tanto, de aguas muy duras. La presencia de nitratosvaria entre los 0 y 13 mg/l.

En términos generales puede afirmarse que las aguas de esta masa son no aptas para el abastecimiento y en cuanto a su uso agrícola, tienen un riesgo alto-muy alto de salinizar el suelo y medio de alcalinizarlo (C3S1, C4S1, C5S1).

9. BIBLIOGRAFÍA

AGUIRRE, E., PASSINI, G. (1985).- "*The Plio-Pleistocene boundary*". Episodes, 8, 2: pp. 116-120.

AGUSTÍ, J., GIBERT, J., MOYÁ-SOLÁ, S. (1981).- "*Casa del Acero: nueva fauna turoliense de Vertebrados (Mioceno superior de Fortuna, Murcia)*", Bull. Inf. Ins. Paleont. Sabadell 13 (1-2),pp. 69-87.

AGUSTÍ, J., MOYÁ-SOLÁ, S., GIBERT, J., GUILLÉN, J., LABRADOR, M. (1985).- "*Nuevos datos sobre la bioestratigrafía del Neógeno continental de Murcia*", Paleontol. Evol. 18, pp. 83-94.

AGUSTÍ, J. (1986).- "*Nouvelles espeses de cricetidés vicariantes dans le Turolien moyen de Fortuna (prov. Murcia, Espagne)*", Geobios 19 (1), pp. 5-11.

AGUSTÍ, J., FREUDENTHAL, M., LACOMBAT, J. L., MARTÍN, E., NAGELI, C. (1990).- "*Primeros microforaminiferos del Pleistoceno superior de la Cuenca de Mula (Murcia, España)*". Rev. Soc Geol. España, 3, pp. 289-293.

ALFARO, P., ANDREU, J. M., DELGADO, J., ESTÉVEZ, A., SORIA, J.M., TEIXIDÓ, T. (2002).- "*Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed by high-resolution reflection profiling*". Geol. Mag. 139 (3), pp. 331-341.

ALLERTON, S., PLATT, J. P., PLATZMANN, E. S., MCCLELLAND, E., LONERGAN, L. (1992).- "*Paleomagnetic study of Tectonic rotation Rotations in the Eastern Betic Cordillera, Souther Spain. En: Física de la Tierra. Paleomagnetismo y Tectónica en las Cordilleras Béticas*" (M. L. Osete y M. Calvo, edits.) Ed. Complutense, Madrid, 4, pp. 185-204.

ALMELA, A., RIOS, J. M. (1955).- "*Mapa geológico de España, hoja de Mula, nº 912, Murcia*". I.G.M.E., MADRID.

ALMELA, A., Y QUINTERO, J. (1966).- "*El Neógeno de la zona de Guardamar*". Congress, Inter. Neog. Mediterr. Proceed Third ses., Berne (1964) pp. 280-287.

ALVAREZ, F., (1984).- "*Las Unidades Alpujárrides y Nevado-Filábrides en el Sector Águilas-Mazarrón (Cordilleras Béticas Orientales). In: El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas*". Granada, pp. 30-32.

ALVAREZ, F., ALDAYA, F. (1985).- "*Las Unidades de ls Zona Bética en la región de Águilas-Mazarrón (Prov. de Murcia)*". Estudios Geol., 41, pp. 139-146.

ALVAREZ, F., (1987).- "*La Tectónica de la Zona Bética en la región de Águilas*". Tesis Univ. Salamanca, 371 págs.

ALVAREZ, F., (1987).- "*Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Minaros units. Eastern Betic Zone (Spain)*". Geol. Mijnb, 66, pp. 101-110.

ALVAREZ, F., ALDAYA, F., NAVARRO-VILA, F. (1989).- "*Miocene extensional deformations in the region of Águilas-Mazarrón (Eastern Betic Cordilleras)*". Estudios Geol. 45, pp. 369-374.

ARANA, V., VEGAS, R. (1974).- "*Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc*". Tectonophisics, 24, pp. 197-212.

ARANA, R. (1983).- "*Los minerales de la región murciana. Síntesis, distribución geográfica y génesis*". Univ. Murcia, 1983, 356 p.

ARMIJO, R. (1978).- "*La zone de failles de Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne) Etude tectonique et microtectonique*". Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VII, 99 págs.

ARRIBAS, A.; MORO, M. C.; OVEJERO, G.; SANTIAGO, L. (1984).- "*El Sn asociado al subvolcanismo neógeno de La Crisoleja, Sierra de Cartagena (Cordilleras Béticas)*". I Cong. Esp. Geol., 2, 403-414.

AZÉMA, J., BODENHAUSEN. W. A., FERNEX, F., SIMON O. J. (1965).- "*Remarques sur la structure de la Sierra de Carrascoy (prov. de Murcia, Espagne)*". C.R. Sommaire des séances Soc. Geol. de France. Fasc. 2, page 51.

AZEMA, J. (1966).- "*Geologie des confines des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)*". Bull. Soc. Geol. France (7),8, pp. 80-86.

AZEMA, J. (1967).- "*Etude gèologique des zones externes des Cordilleres bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)*". Thèse Sc., Univ. P. Et M. Curie, Paris, VI, 395 págs.

BAENA, J., JEREZ, L. (1982).- "*Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética. (s. str.)*". Colección-Informe. Instituto Geológico y Minero de España.

BAENA, J., BARRANCO, L. M., BARDAJÍ, T., ESTÉVEZ, A., GOY, J. L., RODRÍGUEZ, T., SANZ DE GALDEANO, C., SILVA, P.G., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1993).- "*Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de fallas de la Región de Murcia E. 1:200.000 y 1:100.000*". IGME-CARM, Madrid, 99págs.

BAENA, J., ALVAREZ, F., BARDAJÍ, T., CALVO, J. P., ELIZAGA, E., A., GOY, J. L., RODRÍGUEZ-FERNANDEZ, J., SANTISTEBAN, C., SILVA, P. G., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1993).- "*Mapa geológico de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia E 1:200.000*". IGME-CARM.

BALANYÁ, C. J., GARCIA-DUEÑAS, V. (1987).- "*Grandes fallas de contracción y extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar*". Geogaceta 1 pp. 19-21.

BALANYÁ, C. J., GARCIA-DUEÑAS, V., AZAÑON, J. M. Y SÁNCHEZ-GOMEZ, M. (1997).- "*Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc)*", Tectonics 16, pp. 226-238.

BANDA, E. (1979).- "*Perfiles sísmicos de refraccioón en corteza continental. Estructura de la corteza y manto superior en las Cordilleras Béticas*". Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, 235 págs.

BANDA, E., UDIAS, A. (1979).- "*Sondeos sísmicos profundos en España. Estructura de la región Bética Oriental*". Tecniterrae, 27, pp. 34-41.

BANDA, E., ANSORGE, J. (1980).- "*Crustal structure under the Central and Eastern part of the Betic Cordillera*". Journ. Geophys. Res. Astr. Soc., 63, pp. 515-532.

BARDAJÍ, T., CIVIS, J., DABRIO, C, J., GOY, J. L., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1986).- "*Gemorfología y estratigrafía de las secuencias marinas y continentales de la Cuenca de Cope (Murcia, España)*". In: F. LOPEZ-BERMUDEZ., J. B., THORNES (Eds). Estudios sobre geomorfología del Sur de España. I. G. U., Univ Murcia y Bristol, pp. 11-16.

BARDAJÍ, T., DABRIO, C. J., GOY, J. L., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1987).- "*Sedimentologic features related to Pleistocene sea level changes in the SE Spain*". Trab. Sobre Neógeno-Cuaternario, 10, pp.79-93.

BARDAJÍ, T., GOY, J. L., SOMOZA, L., ZAZO, C., DABRIO, C. J. (1988).- "*Smoll scale sea level changes on the análisis of Pleistocene coastal deposits in the SE Iberian Peninsula*". Abstract, Int. Workshop in Fan-Delyas with emphasis on Gilbert tipe system, Univ. Calabria , 3-4.

BARDAJÍ, T., GOY, J. L., SOMOZA, L., ZAZO, C., DABRIO, C. J. (1990).- "*Late Pleistocene fan deltas in southeastern Iberian Peninsula: sedimentary controls and sea level changes*". IAS Spec. Publ., 10, pp. 129-151.

BARDAJÍ, T., GOY, J. L., MÖRNER, N.A., ZAZO, C., SILVA, P. G., SOMOZA, L., DABRIO, C., BAENA, J. (1995).- "*Towards a Plio-Pleistocene chronoestratiphy in Eastern Betic Basins (SE Spain)*". Geodinámica Acta 8, pp. 112-126.

BEDU, P., (1988).- "*Evolution des environnements sedimentaires dans un couloir de decrochement: les bassins neogénes du domaine bétique oriental (Espagne)*". These Univ. Caen.

BELLON, H., (1976).- "*Series magmatiques néogènes et cuaternaires du pourtour de la Mèditerranée Occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques*". Thése Sc., Univ. Orsay, 367 págs.

BELLON, H., BORDET, P., MONTENAT, C H. (1983).- "*Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)*". Bull. Soc. Géol. France (7), 24,pp.205-217.

BLUMENTHAL, M. (1950).- "*Eine Uebersicht über die tektonische Fenster der Betischen Cordiller*" en Libro Jubilar , 1848-1949, I.G.M.E., I, pp 237-313

BOOGAARD, M. v.d., (1966).- "*Post- Carboniferous Conodonts from south-eastern Spain*". Kon. Nederlandsche Akad. Wetensch. Proc. ser. B. vol.69, pp.1-8.

BOOTH-REA, G. GARCÍA DUEÑAS, V. (1999).- "*Estructuras extensionales en las Unidades Alpujárrides y Maláguides de la Sierra de la Tercia (Murcia, Béticas Orientales)*". *Geogaceta*, 25, pp. 39-41.

BOOTH-REA, G. (2001).- "*Tectónica cenozoica en el Dominio Cortical de Alborán*". PhD. Thesis, Granada Univ., Granada, Spain, 239 págs..

Booth-Rea, G., Garcia-Dueñas, V., Azañón, J. M. (2002).- "*Extensional atenuatión of the Malaguide and Alpujarride thrust sheets in a segment of the Alboran basin folded during the Tortonian (Lorca area, Eastern Betics)*".- C.R. Geoscience 334 pp.557-563.

Booth-Rea, G., Azañón, J.m., Goffé, B., Vidal, O., Martinez-Martinez, J. M. (2002).- "*High-pressure, low-temperature metamorphism in Alpujarride Units of southeastern Betics (Spain)*". C. R. Geoscience 334 pp. 857-865.

Booth-Rea, G., Azañón, J. M., García-Dueñas, V., Augier, R., Sánchez-Gómez, M. (en prensa)-. "*A "core-complex-like structure" formed by superposed ductile and brittle extension followed by folding and high-angle normal faulting. The Santi Petri dome (western Betics, Spain)*". C. R. Geosciences.

Booth-Rea, G., Azañón, J. M., García-Dueñas, V. (2002).- "*Uppermost-Tortonian to present depocentre migration related with segmentation of the Palomares Fault Zone (PFZ), SE Betics, Spain*". Primer centenario del Observatorio de Cartuja. Cien años de sismología en Granada, Parque de las Ciencias, Granada.

Bordet, P., Hernández, J., Larouziere, F. D., Montenat, C., Ott D'estevou, P. (1988).- "*Succession des événements magmatiques néogenes dans les Cordillères Betiques orientales*". Resumes communications, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics". Barcelona, pp.11-15.

Braga, J. C., Martín, J. M., (1987).- "*Sedimentación cíclica lagunar y bioconstrucciones asociadas en el Trías superior alpujárride*". Cuadernos Geol. Ibér., 11, pp. 459-473.

Bousquett, J. C.(1979).- "*Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain*". Tectonophysics, 52, pp. 277-286.

Calvo, J. P. (1981).- "*Los yacimientos de diatomita en España*". Bol. Geol. Minero, 92, pp. 274-284.

Calvo, M., Vegas, R., Osete, M. L. (1996).- "*Paleomagnetismo y deformación reciente en la zona interna de las Béticas orientales*". Geogaceta, 20 (5), pp. 1050-1053.

Calzada-Badia, S. (1978).- "*Gasterópodos tortonienses de Archena (Murcia)*". Estud. Geol., 34, pp. 299-307.

Calzada-Badia, S. (1978).- "*Braquiópodos tortonienses de Murcia*". Estud. Geol., 34, pp. 351-358.

Capedri, S., Venturelli, G., Di Battistini, G. (1982).- "*The ultrapotassic rocks of the Betic Cordillera, Spain*". Terra Cognita, 2, 3, 212 págs.

Castroviejo, R.; Nodal, T.; Podwysocki, M. H.; Insúa, M. (1991).- "*Mineralizaciones subvolcánicas (Au-Ag-Sn-sulfuros polimetálicos) y hallazgo de afloramientos de pórfidos tonalíticos neógenos en al Sierra de Lomo de Bas (Murcia)*". Bol. Soc. Esp. Min., 14, 183-200.

Comas, M. C., Soto, J. I., Booth-Rea, G. (2002).- "*Continent-ocean crustal structures east of the Alboran Sea*". 1er centenario del Ob. de Cartuja. Cien años de sismología en Granada, Granada.

Combes, A. (1964).- "*Présence de masses de matériel triasique englobées dans les marnes miocènes au Sud de la sierra de Ricote (Province de Murcia, Espagne)*". Bull. Soc. Géol. France (7), 6, pp. 278-281.

Coppier, G., Griveaud, P., Larouziere, F. D., Montenat, C., Ott D'estevou, P. (1988).- "*Tectonique en poinçonnement neògène dans la partie orientale des Cordilleres Betiques*". Res. Comm. Symp. "Geology of the Pyrenees and the Betics". Barcelona.

Coppier, G., Griveaud, P., Larouziere, F. D., Montenat, C., Ott D'estevou, P. (1989).- "*Example of Neogene tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the Arc of Águilas (Southeastern Spain)*". Geodinámica Acta, 3, pp. 37-51.

Dabrio, C. J. (1989).- "*Asociaciones de facies en los fan-deltas de las cuencas neógenas y cuaternarias de las Cordilleras Béticas orientales*". Geogaceta, 6, pp. 53-55.

Dabrio, C. J. (1990).- "*Fan-delta facies associations in Late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain*". IAS Spec. Publ., 10, pp.91-111.

Dabrio, C. J., Zazo, C., Goy, J. L., Santisteban, C., Bardají, T., Somoza, L., Baena, J., Silva, P. G. (1991).- "*Neogene and Quaternary fan-delta deposits in Southeastern Spain*". Field Guide. Cuadernos de Geología Ibérica,.15, pp 327-400.

Delgado, F., Estévez, A., Martín, J. M., Martín-Algarra, A. (1981).- "*Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujárrides (Cordillera Bética)*". Estudios Geol., 37, pp. 45-57.

Diaz, A., Gomez-Pugnaire, M. T., Puga, E., Torres-Roldán, R. (1979).- "*Igneous and metamorphic proceses in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Spain)*". Cuadernos de Geología Ibérica, 8-9, pp. 37-60.

Diaz del Rio, V., Rey, J. (1986).- "*Continental shelf morphotectonic features of the Betic basament of the Mar Menor*". Rap. CIESM v. 30, nº 2, 76 págs.

Dinarés-Turrell, J., Ortí, F., Playá, E. Y Rosell, L. (1999).- "*Paleomagnetic chronology of the evaporitic sedimentation in the Neogeno Fortuna Basin (SE Spain): early restriction preceding the "Mesinian Salinity Crisis*". Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 154, pp.161-178.

Durand Delga, M. (1960).- "*Introdutión à la séance sur les Cordilléres Bétiques*". Bull.Sc. Géol. France (7), T, III, pp. 236-266, Paris.

Durand Delga, M. (1980).- "*La Méditerranée occidentale: etapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celli-ci*". Mém. Soc. Geol. France., 10, pp. 203-224.

EGELER, C. G. (1963).- "*On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras*". Geol. Rundschau, 53, pp. 260-269.

EGELER, C. G., SIMON, O. J. (1969 a).- "*Sur la tectonique de la Zona Bétique (Cordilleres Bétiques, Spagne)*". Verh. K.Ned. Akad. Wet., 1-25 (3), 90p.

EGELER, C. G., SIMON, O. J. (1969 b).- "*Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures*". Geol Mijnbouw, 48 (3). pp. 296-305.

EGELER, C. G., KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., MONTENAT, CH., PIGNATELLI, R., RONDEL, H. E.(1974).- "*I.G.M.E. Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 954 (Totana)*".

ESTEBAN, M. (1996).- "*An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models*". Concepts Sedimentol. Paleontol. 5, pp. 3-53.

FALLOT, P. (1948).- "*Les Cordillères Bétiques*". Estudios Geol., 4, pp. 83-172, Madrid.

FERNÁNDEZ, S., HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1972).- "*Las rocas lamproíticas de Cabezo Negro. Zeneta (Murcia)*". Estudios Geol., 28, pp. 267-276.

FERNEX, F. (1964).- "*Essai de correlation des Unités Bétiques sur la transversale de Lorca-Águilas*". Geol. Mijnb., 43 pp.326-330.

FERNEX, F. (1964).- "*Répartition du métamorphisme dans les zones bétiques orientales du la transvesale de Lorca-Águilas*". C. R: Acad. Sc. Paris, 258 pp. 5678-5681.

FERNEX, F. (1965).- "*L' origine probable de certains elements structuraux des zones internes des Cordilleres Bétiques orientales (Espagna meridionale)*". Bull. Soc. Géol. France, 7,pp. 203-211.

FERNEX, F. (1968).- "*Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Aguilas. (Cordillères Bétiques, Espagna meridionale)*". These, Univ. París, 983 págs.

FERNEX, F., MAGNE, J.(1969).- "*Essai sur la paléogéographie des Crdilleres Bétiques orientales*". Bol. Geol. y Min., 81, pp. 203-211.

FORNACIARI, E., RIO, D. (1996).- "*Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareus nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region Micropaleontology*". 42, 1-19.

FRANCO, A. (1996).- "*El alumbre del Reino de Murcia. Una historia de ambiciones, intrigas, riqueza y poder*". Biblioteca de Estudios Regionales, nº 18. Real Academia Alfonso X el Sabio. Murcia.

FRIZON DE LAMOTTE, D., ANDRIEUX, J., GUÉZOU, J. C., (1991).- "*Cinématique des chevauchements néogénes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques*". Bull. Soc. géol. France 162 (4), pp. 611-626.

Fuster, J. M., Ibarrola, E. (1952).- "*Estudio petrográfico y genético de las andesitas cordieríticas de la zona volcánica del Mar Menor (Murcia)*". Estudios Geol., 8, pp. 245-299.

Fuster, J. M., Gastesi, P. (1964).- "*Estudio petrológico de las rocas lamproíticas de Barqueros (prov. de Murcia)*". Estudios Geol., 20, pp. 299-314.

Fuster, J. M., Gastesi, P., Sagredo, J., Fermoso, M. L. (1967b).- "*Las rocas lamproíticas del sureste de España*". Estudios Geol., 22, pp. 35-69.

Garcia-Cortes, A., Mansilla, H., Quintero, I. (1991).- "*Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostrómica del Mioceno Medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almeria, Murcia y Alicante)*". Bol. Inst. Geol. Y Min. de España.Vol, 102-4.pp. 524-535.

Garcia-Dueñas, V., Balanyá, C. J., Y Martinez-Martinez, J. M. (1992).- "*Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications*". Geo-Mar. Lett. 12 pp. 88-95.

Garcia-Tortosa, F. J., Lopez-Garrido, A. C., Sanz De Galdeano, C.(2000).- "*Présence du complexe tectonique Maláguide à l'est de Carthagéne, (zone interne Bétique, Espagne)*". C. R. Acad. Sci. Paris, 330: 139-146.

Garcia-Tortosa, F. J., Lopez-Garrido, A. C., Sanz De Galdeano, C.(2000).- "*Las Unidades de Cabo Tiñoso y Peñas Blancas: revisión y caracterización estratigráfica de las unidades alpujárrides del sector entre Mazarrón y Cartagena (Murcia, España)*". Estudios Geológicos., 56, pp.31-40.

Garcia-Tortosa, F. J., Lopez-Garrido, A. C., Sanz De Galdeano, C.(2000).- "*Las unidades alpujárrides y maláguides entre Cabo COPE y Cabo de Palos (Murcia, España)*". Geogaceta, 28, pp.67-70.

García Tortosa F. J. (2002).- "*Los Complejos Tectónicos Alpujárride y Maláguide en el Sector Oriental de la Zona Interna Bética. Estratigrafía, Relaciones Tectónicas y Evolución Paleogeográfica durante el Triásico*". Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 414 págs.

Garcia-Tortosa, F. J., Lopez-Garrido, A. C., Sanz De Galdeano, C. (2002).- "*Estratigrafía y Estructura de la Unidad de los Tres Pacos: Controversia en Alpujárride y Almágride en la Sierra de Almagro (Almería, España)*". Revista de la Sociedad Geológica de España.

Garcia-Veigas, J., Ortí, F., Rosell, L., Ingles, M., (1994).- "*Caracterización petrológica y geoquímica de la Unidad Salina messiniense de la cuenca de Lorca (sondeos S4 y S5)*". Geogaceta 15, pp. 78-81.

Gauyau, F. (1977).- "*Étude Géophysique dans le levant espagnol (entre Alicante et Totana). Le problème du prolongement de l'accidents d'Alhama de Murcia*". Thèse d'état. Univ. de Langedoc. Acad. De Montpellier.

GEEL, T. (1996).- "*Paleogene to Early Miocene sedimentary history of the Sierra Espuña (Malaguide complex, Internal Zone of the Betic Cordilleras, SE Spain). Evidence for extra-Malaguide (Sardinian?) provenance of Oligocene conglomerates: palaeographic implications*". Estudios Geol, 52. pp. 211-230.

GONZÁLEZ-CASAL, I. (1996).- "*El sector minero en la región murciana*". Industria Minera, 328, 58-63

GOY, J. L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L. (1986).- "*Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia y Almería (España): en control de la neotectónica en la disposición y número de las mismas*". Est. Geol., 42, pp.439-443.

GOY, J. L., ZAZO, C., SOMOZA, L., DABRIO, C. J. (1989).- "*Litoral Béticas Orientales (Alicante, Murcia, Almeria)*". In: C. ZAZO, C. J. DABRIO, Y J. L. GOY (ed.), Libro Guía. Excursión B-I: Litoral Mediterráneo. Iª Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid. Secretariado de Publicaciones de la E.T.S. Ingenieros Industriales , Madrid. 99 págs.

GOY, J. L., ZAZO, C., SOMOZA, L., DABRIO, C. J.. (1989).- "*The neotectonic behaviour of the Lower Segura River Basin during the Quaternary. Paleogeographical meaning of the "Conglomerates of the Segura*". Bull. INQUA Neotectonic Comm., 12, pp. 14-17.

GOY, J. L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L., CAUSSE, C., HILLAIRE-MARCEL,C. (1993).- "*Eléments d'une chonostratigraphie du Tyrrhénien des regions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne*". Geodinamica Acta, 6 (2) pp.103-119.

GUERRERA, F., MARTÍN-ALGARRA A., MARTÍN-MARTIN, M. Y PUGLISI, D. (1997).- "T*he Oligo-Miocene geodynamic evolution of the Internal Zones of the eastern Betic Cordillera: new data from turbiditic successions*".- Interim Colloquium R.C.M.N.S. Catania, Program and Abstracts, 67-68.

GUERRERA, F., MARTÍN-ALGARRA A., MARTÍN-MARTIN, M. Y PERRONE, V. (1993).- "*Late Oligocene-Miocene syn/late-orogenic successions in the western and central Mediterranean chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines*". Terra Nova, 5, 524-544.

GUILLÉN-MONDEJAR, F., (1994).- "*La evolución espacio-temporal de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos básicos*". Tesis. Doctoral Univ. Murcia.

GUILLÉN-MONDEJAR, F., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., ARANA, R. LOPEZ-AGUAYO, F. (1995).- "*Unidades tectosedimentarias y rupturas en la Cuenca de Lorca (Murcia)*". Geogaceta, 17, pp39-42.

GUILLÉN-MONDEJAR, F., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., ARANA, R. LOPEZ-AGUAYO, F. (1995).- "*Historia geológica de la cuenca de Lorca (Murcia): influencia de la tectónica en la sedimentación*". Geogaceta, 18, pp. 30-33.

GUILLÉN-MONDEJAR, F., ARANA, R., FERNÁNDEZ, Mª, T., LOPEZ-AGUAYO, F., MANCHEÑO, M. A., PEREZ-LORENTE, F., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. SERRANO, F.(1996).- "*Las formaciones del mapa geológico a escala 1: 25:000 de la Cuenca de Lorca (Murcia)*". Geogaceta, 20, pp. 1196-1199.

GUILLÉN-MONDEJAR, F., MANCHEÑO, M. A., ARANA, R., LOPEZ-AGUAYO, F. (1996).- "*La evolución de los minerales de arcilla en la cuenca de Lorca (Murcia)*". Geogaceta, 19, pp. 121-123.

HERMES, J. J., (1985).- "*Algunos aspectos de la estructura de la zona subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional)*".- Est. Geol., 41,157-176.

HERNÁNDEZ, J., LAROUZIERE, F. D., BOLZE, J., BORDET, P. (1987).- "*Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran*". Bull. Soc. Geol. France, T. III, nº 2, pp. 257-267.

HOEDEMAEKER, P. J. (1973).- "*Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain)*". Thesis Univ. of Amsterdam. Amsterdam, Scripta Geol. 19, 207 págs.

HSÜ, K. J., MONTADERT, L., BERNUILLE, D., CITA, M.B., ERICKSON, A., GARRISON, R.E., KIDD, R. B., MÉLIÈRES, F., MÜLLER, C. WRIGHT, R. (1977).- "*History of the Mediterranean salinity crisis*". Nature 267 pp. 399-403.

IGME. "*Los Minerales y Rocas de Aplicación Industrial en España*". Servicio de Publicaciones del Ministerio Industria. Madrid. 1976.

IGME. "*Programa Nacional de Exploración de Lignitos. Volumen IV. Zona nº 6: Béticas (incluida Baleares)*". Colección Informe. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid, 1984.

IGME. "*Mármoles de España*". Madrid, 1985.

ITGE. "*Guía para la Investigación de los recursos minerales en España*". Madrid, 1998.

ITGE-CPTOP. "*Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia*". ITGE, Madrid, 1993.

JEREZ MIR, L. (1973).- "*Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y Sectores adyacentes*". Tesis Doctoral. Departamento de Estratigrafía. Universidad de Granada.

JEREZ MIR, L., JEREZ MIR, F, GARCIA MONZÓN G., (1974).- "*Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 912 Mula*". I.G.M.E., Madrid

KAMPSCHUUR, W., (1972).- "*Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation*", thèse, GUA Pap. Geol., 1 (4): 114 págs

KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., MONTENAT, CH., PIGNATELLI, R. EGELER, C. G. (1972 a).- "*I.G.M.E. Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 933(Alcantarilla)*".

KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., BAENA, J. VELANDO, F., GARCIA-MONZÓN, G., PAQUET, J. Y RONDEEL H. E. (1972b).- "*I.G.M.E. Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 932 (COY)*".

KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., RONDEL, H. E.,(1973).- "*Polyphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic Zone of Spain*". Estudios Geologicos, v. XXIX, pp. 209-222.

KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., RONDEL, H. E., ESPEJO, J.,CRESPO, A., PIGNATELLI, R. (1974c).- "*I.G.M.E. Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 953 (Lorca)*".

KAMPSCHUUR, W., RONDEL, H. E.(1975).- "*The origin of the Betic Orogen, Southern Spain*". Tectonophysics, 27 pp. 39-56.

KOZUR, H., SIMON, O. J. (1972).- "*Contribution to the triassic microfauna and stratigraphy of the Betic Zone (southern Spain)*". Rev. Esp. Micropal.Num.Extr. XXX, pp. 143-158.

KOZUR, H., MULDER-BLANKEN, C., SIMON, O. J. (1985).- "*On the Triassic of the Betic Cordilleras (southern Spain), with special emphasis on holothurian sclerites*". Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch, 80, pp. 83-110.

KRIJGSMAN, W., GARCES, M., AGUSTÍ, J., RAFFI, I., TABERNER, C. Y ZACHARIASSE, W. J. (2000).- "*The Tortonian salinity crisis of the eastern Betics (Spain)*". EPSL 181, pp. 497-511.

LAROUZIERE, F. D. DE BORDET, P.(1983).- "*Sur la genèse de certains types de lamproites du bassin de Mazarron (Espagne)*". C. R. Acad. Sc. París, 296, pp. 1071-1074.

LAROUZIERE, F. D. de (1985).- "*Evolution tectonosédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Honojar et de Mazarron (Cordillères bétiques orientales, Espagne)*". Thèse Geol. Univ. Paris VI, 316 págs.

LAROUZIERE, F. D. DE MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P., GRIVEAUD, P. (1987).- "*Evolution simultanée de basins néogènes en compression et en extension dans un couloir de décrochement: Hinojar et Mazarron (Sud-Est de l'Espagne)*". Bull. Centre rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine 11, vol. 1, pp. 23-38.

LEBLANC, D., OLIVIER, P H. (1984).- "*Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny*". Tectonophysics, 101, pp. 345-355.

LEYVA, F., MATAS, J. Y RUIZ-MONTES M. (1968).- "*El manganeso de La Fuensanta (Lorca, Murcia): Ejemplo de mineralización volcagénico-sedimentaria en el Paleozoico del Complejo Maláguide (Cordilleras Béticas)*". Bol. Geol. Y Min., t. XCVII-II. pp.165-193.

LILLO, M. J. (1986).- "*Consideraciones sobre los niveles eutirrenienses en la región de Murcia*". En: Estudios sobre Geomorfología del Sur de España. Edit. Univ. de Murcia, pp. 87-91.

LOISEAU, J. (1988).- "*Le segment Archena-Mula de l'accident Nord-Bétique (Espagne): ses relations avec la sedimentation néogéne et implications structurales*". Thèse Univ. Paris XI-Orsay. 192 págs.

Loiseau, J., Ottd'estevou, P., Montenat, C. (1990).- "*Le sector D'Archena –Mula. In: Les Basins Néogènes du domaine bétique oriental, Tectonique et sedimentation dans un couloir de décrochement*" (C. Montenat, Ed.), Doc. Et Trav. IGAL, 12-13, pp. 287-301.

Lonergan, L. (1991).- "*Structural evolucion of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain*". Phil. D. Thesis Univ . Oxford, Oxford, England, 154 págs.

Lonergan, L. (1993).- "*Timming and Kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of de Betic Cordillera, Southeast Spain*". Tectonics, 12, 2, pp. 460-476.

Lonergan, L., Platt, J. P. Y Gallagher, L.(1994).- "*The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain*". J. Struct, Geol.,16, pp. 175-188.

Lonergan, L., y Schreiber, B. C. (1994).- "*Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper Miocene, SE Spain*". J. Geol. Soc. London, 150, pp.719-727.

Lopez-Ruiz, J., Rodríguez-Badiola, E. (1980).- "*La región volcánica neógena del Sureste de España*". Estudios Geol., 36, pp. 5-63.

Lopez-Ruiz, J., Rodríguez-Badiola, E. (1984).- "*El volcanismo Neógeno-Cuaternario del Borde Mediterráneo español. En: El Borde Mediterráneo español. Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas*". Informe Proyecto CAICYT-CSIC, pp. 115-122.

Lukowski, P. (1988).- "*Evolution tectonosedimentaire du bassin neogène de Fortuna (Cord. Betiques Orientales, Espagne)*". Tesis Geodiffusion, Mem. Nº 1 , París, 403 págs.

Mäkel, G. H. (1981).- "*Differences in tectonic evolution of superimposed Malaguide and Alpujarride tectonic units in the Espuña area (Betic Cordilleras,Spain)*". Geol Mijnbow, 60, pp.203-208.

Mäkel, G. H. Y Rondeel, H. E. (1979).- "*Diferences in stratigraphy and metamorphism between superposed Malaguide and Alpujarride units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain)*". Estudios Geol., 35, pp.109-117.

Mäkel, G. H. (1985).- "*The geology of the Malaguide Complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen (southern Spain and northern Morocco)*". GUA papers of Geology. Ser 1, 22, 263 págs.

Martín-Algarra, A. (1987).- "*Evolución geológica alpina del contacto entre Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera bética*". Tesis Doctoral Univ. Granada, 1171 págs.

Martín-Martin, M. Y Martín Algarra, A. (1995).- "*La estructura del área de Sierra Espuña (Contacto Zonas Internas-Externas), Sector oriental de la Cordillera Bética*". Estudios Geol., 53 pp. 237-248.

Martín-Martin, M. (1996).- "*El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España). Estratigrafia y Evolución Paleogeográfica*". Tesis Doctoral Univ. Granada,"97 págs.

Martín-Martin, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra , A., Martín-Perez, J. A. Y Serra-Kiel, J. (1997a).- "*Timing on deformation in the Malaguide Complex of the Sierra Espuña (SE Spain)*". Geodynamic evolution of the Internal Zone. Geol. Mijnbouw, 75, pp 309-316.

Martín-Martin, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra , A., Serra-Kiel, J. (1997b).- "*La formatión As, datée de L'Oligocène, est impliquée dans les charriages des unités Malaguides supérieures de la Sierra Espuña (Zones Internes Bétiques, Province de Murcie, Espagne)*". C. R. Acad.Sci. Paris, 325, pp. 861-868.

Martín-Martin, M., Serra-Kiel, J., El Mamoune, B., Martín-Algarra , A., Serrano F., (1998).- "*Le Paléocène des Malaguides orientales (Cordillèresmbétiques, Espagne): stratigraphie et paléogéographie*". C. R. Acad. Sci. Paris, 326, pp. 35-41.

Martín-Perez, J. A. (1997).- "*Nanoplancton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (sector oriental)*". Tesis Doctoral Univ. Granada, 329 págs.

Martinez-Diaz, J. J., Hernández-Henrile, J. L.- (1991).- "*Reactivación de la falla de Alhama de Murcia (sector de Lorca-Totana): cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad*". Geogaceta, 9, pp. 38-42.

Martinez-Diaz, J. J., Hernández-Henrile, J. L..- (1992).- "*Fracturación y control tectosedimentario neógeno en el borde sureste de la Cuenca de Lorca*". Bol. Geol. Minero, v. 103, nº 6 pp. 3-15.

Martinez-Diaz, J. J., Hernández-Henrile, J. L.- (1992).- "*Geometría y Cinemática de la zona de cizallamientos Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia)*".-III Congr. Geol. de Esp. Y VIII Latinoameric., Simposios, Tomo 2, pp. 420-430. Salamanca.

Martinez-Martinez, J. M. y Azañon J. M. (1997).- "*Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system*". Tectonics, Vol,16 Nº 2, pp. 205-225

Martinez del Olmo, W., (1978).- "*El Mediterráneo Occidental. Esquema geológico*". 1er Seminario de Tectónica Global Madrid.

Martinez del Olmo, W., Leret, G., Suarez, J. (1985).- "*Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental*". Trabajos de Geología, 15, pp. 147-151.

Mather, A, E., Silva, P. G., Harvey, A. M., Zazo, C., Goy, J. L. (1992).- "T*he impact of neotectonic activity on late Quaternary aggradational and dissectional sequences in the Mula Basin (SE Spain)*". Conference on Mediterranean rivers environments. Cambridge.

MEGIAS, A. G., LERET, G., MARTINEZ, W., SOLER, R. (1980).- "*La sedimentación neógena en las Cordilleras Béticas. Análisis tectonosedimentario*". Acta Congr. Esp. Sedim. Salamanca. .

MOLIN., D. (1980).- "*Le volcanisme miocène du SE de l'Espagne (province de Murcia et Almeria)*". Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI.

MONTENAT, C., TRUC, G. (1971).- "*Pliocène supérieur et Villafranchien dans le Levant espagnol (province de Murcia à Alicante)*". Bol. Inst. Géol. Min. Esp., 82, 1, pp. 32-58.

MONTENAT, C. (1973).- "*Les Formaciones néogènes et Quaternaires du Levant Espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia)*". Thèse Sci. Univ. Orsay, 1170 págs..

MONTENAT, C. (1975).- "*Le Néogène des Cordilleres betiques. Essai de synthèse stratigraphique ey paléogéographique*". Rap. BEICIP, inédit, 187 págs.

MONTENAT, C., THALER, L., VAN COUVERING, J. (1975).- "*La fauna de Rongeurs de Librilla. Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal et les datations radiométriques du volcanisme de Barqueros (prov. de Murcia, Espage méridionale)*". C. R. Acad. Sc. París, 281, D, pp. 519-522.

MONTENAT, C. (1977).- "*Les basins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères bétiques orientales (Espagne)*". C. R. Acad. Sc. París, 299 pp. 343-346.

MONTENAT, C., OTT D`ESTEVOU, P. (1985).- "*Genèse et evolution de basins sédimentaires dans une bande de décrochements en compression. L' example des basins néogènes bétiques (Espagne)*". Inst. Géol. Albert de Lapparent, 31 págs.

MONTENAT, C., OTT D`ESTEVOU, P. (1988).- "*Modalités de structuration synsédimentaire des basins néogènes des Cordillères bètiques orientales . Résumés communicatios*", Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics", Barcelona, 11-15, 34 págs.

MONTENAT, C., OTT D`ESTEVOU, P. Y DELORT, T. (1991).- "*Le basin de Lorca, in C. Montenat (Ed.), Les bassins néogènes du Domaine bétique orientale (Espagne)*", DOC. ET Trav. IGAL, Paris, 12-13, pp. 261-280.

MORALES, S., FENOLL, P. (1992).- "*Quimismo de las paragénesis hidrotermales asociadas al vulcanismo terciario del sector Águilas-Sierra Almagrera (SE de España)*". III Congr. Geol. de España y VIII Latino-Americano, Actas, Tomo 3 pp. 200-204. Salamanca.

NAVARRO, A., TRIGUEROS, E. (1966).- "*Mapa geológico a escala 1:200.000 de la prov. de Murcia*". IGME.

NAVARRO-VILA, F., ALVAREZ, F., ALDAYA, F. (1984).- "*La extensión regional y posición tectónica de la Unidad del Lomo de Bas (Cordilleras Béticas orientales). In: J. Lopez Ruiz (ed.). El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas*". C.S.I.C. Granada, pp. 26-27.

Nieto, F., Velilla, N., Peacor , D. R. y Ortega Huertas, M. (1994).- "*Regional retrograde alteration of subgreens-chist facies chlorite to smectite*". Contrib. Mineral. Petrol, 115, pp.143-252.

Nieto, L. M. (1997).- "*La Cuenca Subbética Mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas*". PhD thesis, Univ. Granada. España.

Nieto, L. M., Rey, J. (2003).- "*Magnitude of lateral displacement on the Crevillente Fault Zone (Betic Cordillera, SE Spain): stratigraphical and sedimentological considerations*". Geol. J. 38, pp. 1-16..

Oen, I. S., Fernández, J. C., Manteca, J. I. (1975).- "*The Lead-Zinc and Associated ores of la Union, Sierra de Cartagena, Spain*". Econ. Geol., 70, pp. 1259-1270.

Oen, I. S., Ulterwijk, B. H., Voermans, F. M. (1975).- "*Bertrandite and Be-enrichment in green-alitic Pb-Zn ores, Sierra de Cartagena, Spain*". Pétrologie, 1, 2, pp. 121-124.

Ortí, F., Garcia-Veigas, J., Rosell, I., Rouchy, J. M., Ingles, M., Gimeno, D., Kasprzyk, A., Playá, E., (1993).- "*Correlaciones litoestratigráficas de las evaporitas messinienses en las cuencas de Lorca y Fortuna (Murcia)*". Geogaceta 14, pp. 98-101.

Ott D' Estevou, P., Montenat, C.- (1985).- "*Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène*". C. R. Acad. Sci. París, T. 300, série II, nº 8, pp. 363-368.

Ott D' Estevou, P., Montenat, C. (1988).- "*Cadre et environnement structuraux des basins néogènes du domaine bétique oriental: implications géodynamiques*". Résumes communications, Symposium "Geologyof the Pyrenees and the Betics", Barcelona, 11-15, 33 págs.

Ott D' Estevou, P., Montenat, C. y Larouziere, F. D. (1988).- "*Cuencas sedimentarias en regimen transcurrente en la Zona Bética*".- II Cong Geol España Simposios, pp. 163-172.

Ovejero, G., Jacquin, J. P., Servajean, G., (1976).- "*Les minèralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (Sud-Est de l'Espagne)*". Bull. Soc. gèol. France, 18, pp. 619-633.

Paquet, J. (1966).- "*Etude Géologique de l'Ouest de la Province de Murcie Espagne*". Tesis doctoral. Mém. Soc. Géol. France, Nouv ser., t. 48, Paris.

Paquet, J. (1969).- "*Etude Géologique de l'Ouest de la Province de Murcie*". Bull. Soc. Géol. France, 111, 270 págs.

Paquet, J. (1970).- "*Transgressivité de l'Éocène supérieur dans les Malaguides de la Sierra Espuña (Cordillères bétiques, Sud-Est de l'Espagne)*". Mise au point. Geol Mijnbouw, 49 (1), pp. 57-59.

Paquet, J. (1974).- "*Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en la Méditerranée occidentale*". Bull. Soc. Géol. Fr., 16 (1), pp. 58-71.

Pavillon, M. J., (1966).- "*Sobre el paso lateral del Trias de "cobertera" al Trias metamórfico de la región oeste de Cartagena (Cordillera Bética, España)*". Not. Y Com. Inst. Geol. Min. España, 91, 71 págs.

Pavillon, M. J., (1969).- "*Anályses stratigraphique et tectonique dans les sierras de Carthagéne et de Portmán , Espagne. Contribution à l'histoire paléographique des zones internes des cordillères Bétiques*". Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. XI (1), pp. 77-100.

Permanyer, A., Baranguer, R., Lugardon, B., (1994).- "*Oil shale characterization in Messinian pre-evaporitic sediments from the Lorca basin (south-east Spain)*". Bull. Cent. Rech. Explor. –Prod. Elf-Aquitaine 18. pp. 135-149.

Pérez López A., Márquez Aliaga A., Sanz De Galdeano C., López Garrido A. C. Y García Tortosa F. J. (2002).- "*Ladinian Carbonates of the Cope Unit (Betic Cordillera, SE Spain): Tethys-Malaguide Paleogeographic Gateway. Facies*".

Pierre, C., Rouchy, J. M. Y Blanc-Valleron, M. M. (2002).- "*Gas hydrate dissociation in the Lorca Basin (SE Spain) during the Mediterranean salinity crisis*". Sedimentary Geology 147, pp 247-252.

Platt, J. P., Vissers, R. L. M. (1989).- "*Extensional collapse of thickened continental crust: a working hypothesis for the Alboran sea and Gibraltar Arc*". Geology, 17. pp. 540-543.

Playá, E., Ortí, F., Rosell, L. (1995).- "*Composición isotópica de los yesos Messinienses de la cuenca de Fortuna (Murcia): implicaciones sedimentológicas*". Geogaceta, 18, pp. 63-66.

Regueiro, M.; Calvo-Sorando, J. P. (1997). "*El yeso. Geología y yacimientos en España*". Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidrio, 36, 563-569.

Regueiro, M. (1998).- "*Investigación y desarrollo en las rocas y minerales industriales*". X Cong. Int. Min. Met., Valencia, junio'98, vol 3, 523-535.

Rey, J., Martinez-Gallego, S., Vera, J. A. (1990).- "*La Formación Marín: redepósito de material jurásico durante el Mioceno (Zona subbética)*". Geogaceta, 8, pp. 94-97.

Reyes, J. L., Crespo, V., Feixas, J. C., Zapata, M. J. (1984).- "*La sedimentación evaporítica en las cuencas neógenas del SE peninsular*". I Congr. Esp. de Geol., T. II, pp. 803-815.

Rios , J. M., Almela, A. (1954).- "*Estudio geológico de la Sierra de Ricote, en la región de Mula (Provincia de Murcia)*". Bol .Inst. Geol. Min. España, 66. 98 págs,

Robles Sevilla, J. (1991).- "*Las rocas ornamentales en la Región de Murcia*". Minería y Siderurgia, nº 5, 4º trimestre.

Rodríguez-Badiola, E. (1973).- "*Estudio petrogenético del vulcanismo terciario de Cartagena y Mazarrón (SE de España)*". Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 177 págs.

Rodríguez-Estrella, T. (1986).- "*La Neotectónica en la región de Murcia y su incidencia en la ordenación del territorio*". I Jornadas de Estudio del Fenómeno sísmico y su incidencia en la Ordenación del Territorio, Murcia.

Rodríguez-Estrella, T., Lillo, M. J. (1986).- "*Los movimientos horizontales y verticales recientes y su incidencia en la geomorfología del litoral comprendida entre las Sierras de las Moreras (Murcia) y la de Almagrera (Almeria)*". En: Jorn. de est. Del fenom. Sismico y su inc. En la Ord. ETR. Edit. F. Lopez-Bermudez, J. B. Thormes, pp. 339-363.

Rodriguez-Estrella, T., Mancheño, M. A., Gillen-Mondejar, F., Lopez-Aguayo, F., Arana, R,.Fernández-Tapia, M. T. Y Serrano, F. (1992).- "*Tectónica y sedimentación neógena de la cuenca de Lorca (Murcia)*". III Cong. Geol. España T, 1 pp. 201-206.

Roldan, F., Garcia-Cortes, A. (1988).- "*Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir , Cordilleras Béticas (prov. de Córdoba y Jaén)*". II Congreso Geológico de España, Vol. 1, pp. 189-192.

Ros, M. J. (1999).- "*Guía Ambiental de la minería en la Región de Murcia*". Universidad de Murcia.

Rouchy, J. M. (1981).- "*La genèse des evaporites messiniennes de Méditerranée*". Thèse Sci. París, 295 págs.

Rouchy, J. M., (1982).- "*La genèse des evaporites messiniennes de Méditerranée*". Mus. Nat. Hist. Nat. Mem. 50, pp. 1-267.

Rouchy, J.m., Taberner, C., Blanc-Valleron, M. M., Sprovieri, R., Rusell, M., Pierre, C., Di Estefano, E., Pueyo, J. J., Caruso, A., Dinares-Turell, J.- Gomis-Coll, E., Wolf, G. A., Cespuglio, G., Ditchfield, P., Pestrea, S., Combourieu-Nebout, N., Santisteban, C., Grimalt, J. O. (1998).- "*Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian*".- Sedimentary Geology, 121 pp.23-55.

Ruiz Montes , M. (2000).- "*Mapa Metalogenético de la Región de Murcia. (Escala 1: 200.000)*". IGME y Coserjería de Tecnologías, Industria y Comercio de la Región de Murcia .

Ruiz Montes , M. (2000).- "*Bases para una política minero-ambiental en la Región de Murcia*". IGME y Conserjería de Tecnologías, Industria y Comercio de la Región de Murcia.

Sagredo, J. (1972).- "*Enclaves peridotíticos encontrados en los afloramientos basálticos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia)*". Estudios geol., 28, pp. 119-135.

SAGREDO, J. (1973).- "*Estudio de las inclusiones de rocas ultramáficas con anfíbol que aparecen en los basaltos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia)*". Estudios Geol. 29, pp.53-62.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., DE PEDRO, F. (1945).- "*Afloramientos de fortunitas en puebla de Mula (Murcia)*" Not. y Com. I.G.M.E., nº 33, pp. 9-24.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., ALMELA, A., FUSTER, J. M. (1951).- "*Sobre un volcán de veritas recientemente descubierto en el Mioceno de Barqueros (Murcia)*". Estudios Geol., 7, pp. 411-429.

SANTISTEBAN, C. (1981).- "*Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno superior de la cuenca de Fortuna (Murcia) a la luz de la Teoría de la crisis de salinidad*". Tesis Doct. Univ. Barcelona, 725 Págs.

SANTISTEBAN, C., TABERNER, C. (1983).- "*Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin: the Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna basin, SE Spain*". Journée Geol. Soc. London, 140: pp. 401-411.

SANZ DE GALDEANO, C. (1983).- "*Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas*". Estudios geol. 39, pp. 157-167.

SANZ DE GALDEANO, C., RODRÍGUEZ-FERNANDEZ, J., LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1990).- "*Les Cordilleres Bétiques dans le cadre gèodynamique néoalpin de la Mediterranée Occidentale*". Riv. It. Paleont. Strat., 96, 2-3, pp. 191-292.

SANZ DE GALDEANO, C., VERA, J. A. (1992).- "*Stratigraphic record and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain*". Basin Research, 4, 21-36.

SANZ DE GALDEANO, C. (1997).- "*La Zona Interna Bético-Rifeña (Antecedentes, unidades tectónicas, correlaciones y bosquejo de reconstrucción paleogeográfica)*". Monográfica Tierras del Sur, Univ. De Granada, 316 págs

SANZ DE GALDEANO, C., DELGADO, F. Y LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1995b).- "*Estructura del Alpujárride y del Maláguide al NW de Sierra Nevada (Cordillera Bética)*". Rev.Soc.Geol. España, 8, pp. 239-250.

SANZ DE GALDEANO, C., LOPEZ-GARRIDO, A.C., GARCIA-TORTOSA, F. J., DELGADO, F. (1997).- "*Nuevas observaciones en el Alpujárride del sector centro-occidental de la Sierra de Carrascoy (Murcia). Consecuencias paleogeográficas*". Estudios Geol., 53, pp. 345-357.

SANZ DE GALDEANO, C., LOPEZ-GARRIDO, A. C., ANDREO, B. (1999).- "*The stratigraphic and tectonic relatinhips of the Alpujarride and Malaguide complexes in the western Betic Cordillera (Casares, prov. of Malaga South Spain)*". C. R. Acad. Sci. Paris, 328: 113-119.

SANZ DE GALDEANO, C., MARTÍN-MARTIN, M. Y ESTÉVEZ, A. (2000).- "*Unidades tectónicas y estructura del sector meridional de Sierra Espuña (Cordillera Bética, Murcia)*". Estudios Geol., 56: 269-278.

Sanz De Galdeano, C., Andreo, B., Garcia-Tortosa, F. J. Y Lopez-Garrido, A. C. (2001).- "*The Triassic paleogeographic transition between the Alpujarride and Malaguide complexes. Betic-Rif Internal Zone (S Spain, N Morocco)*". Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 167 pp 157-173.

Segura, V. (1998).- "*La minería de las rocas ornamentales en España*". X Cong. Int. Min. Met. Valencia, junio'98, vol 3, 537-544

Serra-Kiel, J., Martín-Martin, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra , A., Martín-Perez, J. A., Toquella, J., Fernández-Cañadell, C., Serrano, F. (1998).- "*Biostratigrafía y litoestratigrafía del Paleógeno del área de Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España)*". Act. Geol. Hispánica, v. 31, nº1-3, pp. 161-189.

Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C. (1992).- "*Discordancias progresivas y expresión geomorfológica de los aluviales cuaternarios de la Depresión tectónica del Guadalentín (Murcia, SE España)*". Geogaceta, 11, pp. 67-70.

Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C. (1992).- "*Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama*". Geogaceta, 12, pp. 7-10.

Silva, P. G., Goy, J. L., Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T. (1993).- "*Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southern Spain*". Tectonophysics 224. pp.289-303.

Silva, P. G. (1994).- "*Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín (Murcia) desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*". Tesis Doctoral U.C.M.., 789 págs.

SILVA, P.G., MATHER, A.E., GOY, J.L., L., ZAZO, C., HARVEY, A.M. (1996).- "*Controles en el desarrollo y evolución del drenaje en zonas tectónicamente activas: el caso del Río Mula (Región de Murcia, SE de España)*". Rev. Soc. Geol. España, 9 (3-4), pp. 269-283.

Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., Bardají, T., (1996).- "*Evolución reciente del drenaje en la Depresión del Guadalentín (Murcia, Se España)*". Geogaceta, 20 (5), pp. 1100-1103.

Simon, O. J. (1963).- "*Geological investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain*". Thesis. Amsterdam, 164 págs.

Simon, O. J. (1964).- "*The Almagro Unit: a new structural element in the Betic Zone?*". Geol. Mijnbouw, 43, pp. 331-334.

Simon, O. J. (1966).- "*The age of the conodont-bearing carbonate roks from the Sierras de Carrascoy, de Almagro and Alhamilla and the Zarcilla de Ramos region (SE, Spain)*". Proc. Kon. Ned. Akad. V. Wetensch., B-69, pp. 9-19.

Simon, O. J. (1966).- "*Note préliminaire sur l'âge des roches de l'unité Cucharon dans la Sierra de Carrascoy (Province de Murcie, Espagne)*". Geol. Mijnbouw, 45, pp. 112-113.

Simon, O. J. (1967).- "*Note préliminar sur la gólogie des Sierras de Carrascoy, de Orihuela et de Callosa de Segura (provinces de Murcia et d'Alicante, Espagne)*". C. R. Somm. Soc. Géol. France, f. 2, pp. 42-44.

Simon, O. J., Westerhof, A., Rondeel, H. (1976).- "*A propos d'une nouvelle paléogéographie de la zona bétique (Espagna méridionale); implications géodynamiques*". Bull. Soc. géol. France, t. XVIII, nº 3, pp.601-605.

Soler, R., Martinez del Olmo, W., Megias, A. G., Aberger, J. A. (1983).- "*Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español*". Mediterránea Ser. Geol. Nº 1 pp.71-82.

Somoza, L. (1989).- "*El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante). Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar*". Tesis Doct, U. C. M. 352 págs.

Somoza, L., Zazo, C., Goy, J. L., Mörner, N. A. (1989).- "*Estudio geomorfológico de secuencias de abanicos aluviales (Alicante-Murcia, España)*". Cuaternario y Geomorfología, 3 (1-4), pp. 73-82.

Somoza, L. (1993).- "*Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante). Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico*". Instituto Español de Oceanografía , 12, 237 págs.

Tent-Manclus, J. E. (1998).- "*El terciario del sector comprendido entre Zarzadilla de Totana y Bullas (Zonas externas béticas orientalesa, SE de España). Estratigrafia y evolución geodinámica*". Tesis de Licenciatura. Univ. Granada , 131 págs (ined)

Soto J I, Comas M C, Martínez-Martínez J M, Sánchez-Gómez M, Booth-Rea, G. (2002).- "*Morfología y Estructura de los Márgenes de Mazarrón y Palomares (SE España)*". 3º Asamblea de la Asociación Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica, Valencia.

Tent-Manclus, J. E., Martín-Martin, M., y Estevez, A. (2000).- "*El Complejo caótico El Francés: una melange de colisión del Subbético*". Geotemas 1 (2), pp. 267-271.

Tent-Manclus, J. E., Estevez, A., Martín-Martin, M. (2000).- "*Olistostromas originados por Glaciares de sal al Sur de la Sierra del Cajar (cuenca neógena de Mula, Murcia)*". Geotemas 1 (2), pp. 273-276.

Tent-Manclus, J.e., Martín-Martin, M., Martin-Perez, J. A. y Serrano, F. (2001).- "*Structural evolution of the early Miocene in the eastern Betic internal-external zone boundary (SE Spain)*". Bull. Soc. Géol. France, t. 172, nº1, pp. 41-47.

Vegas, R., Barranco, L. M., Vazquez, J. T. (1987).- "*Tectónica de bloques en el SE de España : Aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intracontinental*". Geogaceta, 3., pp. 17-19.

Vera, J., (1988).- "*Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética*". Rev. Soc. Geol. de España, 1, 3-4, pp. 373-392.

VENTURELLI, G., CAPEDRI, S., DI BATTISTINI, G., CRAWFORD, A., KOGARKO, L. N., CELESTINI, S. (1984).- "*The ultrapotassic rocks from southeastern Spain*". Lithos., 17, pp. 37-54.

WEIJERMARS, R. (1988).- "*Neogene tectonics in the western Mediterranean may have caused the Messinian salinity crisis and an associated glacial event*". Tectonophysics 148, pp. 211-219.

VILAR, J. B.; EGEA, P. M. (1990).- "*La minería murciana contemporánea (1840-1930)*". Caja-Murcia, Murcia.

VILAR, J. B.; EGEA, P. M.; FERNÁNDEZ, J. C. (1991).- "*La minería murciana contemporánea (1930-1985)*". ITGE, Madrid.

WROBEL, F. Y MICHALZIK, D. (1999).- "*Facies successions in the pre-evaporitic Late Miocene of the Lorca Basin, SE Spain*". Sedimentary Geology 127, pp. 171-191.

ZAZO, C., GOY, J. L., SOMOZA, L., BARDAJÍ, T., DABRIO, C. J. (1987).- "*Recent Quaternary marine levels in Peninsular Spain. State of knowledge and discussion*". Trabajos sobre Neog-Cuaternario C. S: I. C., 10, pp. 7-31.

ZAZO, C., GOY, J. L. (1989).- "*Sea level changes in the Iberian Peninsula during the last 200.000 years*". In: d. Scoot., P. Pirazzoli., G. Honing, (ed). Late Quaternary correlations and applications. Kluwer Acaddemic Publis., 256, pp. 257-262.

MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

Instituto Geológico
y Minero de España