MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

MEMORIA DE LA HOJA DE MURCIA Nº 934 (27-37)

El Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Edición Digital, Hoja núm. 934 (Murcia), ha sido elaborado en el marco del Convenio de Colaboración suscrito entre la Consejería de Obras Públicas y Ordenación del Territorio de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia y el Instituto Geológico y Minero de España.

Esta Hoja Geológica y su Memoria correspondiente, ha sido realizada por *CONSULNIMA Consultoria e Ingenieria Ambiental*, bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

Dirección y supervisión:

F. J. Roldán García (IGME)
J. Fernández Gianotti (IGME)
A. Salazar Rincón (IGME)

Autores:

Cartografía Geológica y Memoria

F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)
C. Sanz de Galdeano y Eguiza (C.S.I.C)
F. J. García Tortosa, (U. de Jaén)
P. G. Silva Barroso (U. de Salamanca).

Cartografía Geomorfológica y Memoria

P. G. Silva Barroso (U. de Salamanca)
T. Bardají Azcárate (U. De Alcalá de Henares)
J. Goy Goy (U. De Salamanca)
C. Zazo Cardeña (CSIC)

Petrología

M.T. Gómez Pugnaire (U. de Granada)
V.A. López Sánchez-Vizcaíno (U. de Jaén)
J.M. Fernández Soler (U. de Granada)
F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)
F. J. García Tortosa (U. de Jaén)

Geología económica

F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)
M. Ruiz Montes (IGME)
F. J. García Tortosa (U. de Jaén)
R. Aragón Rueda (IGME)
J. Hornero Díaz (IGME)

Paleontología

L. F. Granados y Granados (CADÓMICA)
J. A. Martín Pérez. (CADÓMICA)

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN 9

1.1. MARCO GEOLÓGICO 10

1.2. ANTECEDENTES 13

2. ESTRATIGRAFÍA 16

2.1. INTRODUCCIÓN 16

2.2. ZONAS INTERNAS BÉTICAS (ZIB).....16

2.2.1. Complejo Alpujárride 18

2.2.1.1. Principales unidades litoestratigráficas Diferenciadas 19

2.2.1.2. Unidad de Carrascoy 21

2.2.1.2.1. Metapelitas y cuarcitas (2). Hacia techo intercalaciones de metabasitas (1). Anisiense Formación Metapelítica.....22

2.2.1.2.2. Rocas carbonatadas (3). Yesos con intercalaciones de carbonatos (4). Ladiniense-Carniense. Formación Carbonatada 24

2.2.1.3. Unidad de Pestillos 25

2.2.1.3.1. Filitas púrpura, gris-azuladas hacia la base. Intercalaciones de cuarcitas (5). Formación Metapelítica. Pérmico-Trías Inferior. 25

2.2.1.3.2. Calizas gris oscuro con nódulos de silex en la base y margocalizas (6). Formación Carbonatada Ladiniense-Carniense 26

2.2.2. Complejo Maláguide.....27

2.2.2.1. Unidad de Navela 27

2.2.2.1.1. Argilitas y areniscas (7) con intercalaciones de rocas carbonatadas (8). Pérmico-Ladiniese.....27

2.2.2.1.2. Calizas y dolomías gris oscuro con sílex en la base (8). Ladiniense.....28

2.3. CUENCAS NEÓGENAS 29

2.3.1. USD-I. Unidad del Relojero. Burdigaliense-Serravalliense 33

2.3.1.1. Conglomerados polimícticos y heterométricos (9). Burdigaliense-Langhiense 33

2.3.1.2. Areniscas, limos y margas amarillentas (10). Langhiense-Serravalliense 34

2.3.2. USD-II. Unidad de La Cresta del Gallo. Serravalliense-Tortoniense Inferior 35

2.3.2.1. Conglomerados polimícticos y heterométricos (11) 35

2.3.2.2. Areniscas (litarenitas y subarcosas) micáceas, conglomerados, limos y margas (12). Serravalliense Superior-Tortoniense Inferior 37

2.3.2.3. Margas y areniscas de color gris oscuro (13). Tortoniense Inferior 44

2.3.3. USD-III. Unidad de Atalaya. Tortoniense Medio-Sup 46

2.3.3.1. Conglomerados y areniscas calcáreas (14). Tortoniense Medio-Superior 47

2.3.3.2. Areniscas calcáreas bioclásticas amarillentas (15) Tortoniense Medio-Superior 48

2.3.3.3. Margas azuladas, violáceas y pardo-amarillentas, limolitas arenosas y areniscas (F. Deltaicas) (16). Tortoniense Sup 49

2.3.3.4. Rocas volcánicas (Lamproitas) de Cabezo Negro (17) Tortoniense Medio-Superior 51

2.3.4. USD-IV. Unidad del Puerto de la Cadena-El Garruchal. Tortoniense superior 51

2.3.4.1. Conglomerados polimícticos y areniscas (18). Tortoniense Superior 52

2.3.4.2. Areniscas calcáreas bioclásticas (19). Tortoniense Superior 54

2.3.4.3. Calizas y margocalizas blancas (20). Tortoniense Sup 57

2.3.4.4. Margas azules y areniscas (21). Tortoniense Sup 58

2.3.5. USD-V. Unidad de Collado de las Zorras-Messiniense 59

2.3.5.1. Conglomerados, areniscas calcáreas y calizas (22) Messiniense 60

2.3.5.2. Margas gris-verdosas a veces con yeso. Intercalaciones de

horizontes lumaquélicos "Margas de Ostreas" (23) Messiniense-Plioceno Inferior....62

2.3.5.3. Lutitas carbonatadas rojo vinoso (24). Paleosuelo rojo (25). Messiniense-Plioceno Inferior....64

2.3.6. USD-VI. Unidad del Puerto de San Pedro. Plioceno....66

2.3.6.1. Conglomerados, areniscas amarillentas y areniscas calcáreas bioclásticas. Óxido de Mn (26) Plioceno Inferior-Superior....66

2.3.6.2. Margas blanco-grisáceas, calizas dismicríticas blancas, areniscas grises y lutitas carbonatadas policolores. Óxidos de Mn. Fm. "Calizas de San Pedro" (27). Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior....69

2.4. CUATERNARIO....72

2.4.1. Conglomerados, arenas y arcillas en facies fluviales con paleosuelos pardo-rojizos (28). Sistema Fluvial del Guadalentín. Pleistoceno inferior-medio....73

2.4.2. Conglomerados, bloques y gravas cementados, verticalizados y con discordancias internas (29). ("conglomerados de rambla"). Pleistoceno inferior-medio....73

2.4.3. Nivel aluvial de conglomerados, arenas y arcillas con desarrollo de calcretas laminares (30). ("Sistema aluvial de Rebate"). Pleistoceno inferior-medio....77

2.4.4. Conglomerados, arenas y arcillas con desarrollo de calcretas masivas y/o laminares (31). ("Sistema aluvial Campoamor"). Pleistoceno medio....78

2.4.5. Nivel de calcretas laminares y masivas (32). Pleistoceno Medio....79

2.4.6. Gravas, arenas y arcillas débilmente cementadas con calcretas nodulares y pulverulentas (33) ("Sistema de La Muerta"). Pleistoceno medio-superior....80

2.4.7. Conglomerados, gravas, arenas y arcillas débilmente cementados (34, 35 y 40) (2ª fase deposicional abanicos aluviales). Pleistoceno superior-Holoceno....82

2.4.8. Gravas cementadas con bloques dispersos (36) (depósitos de piedemonte). Pleistoceno superior....84

2.4.9. Limos y arcillas con cantos y bloques (37) (Coluviones) Pleistoceno superior....84

2.4.10. Gravas, arenas y limos ligeramente cementados (38 y 43) (terrazas fluviales). Pleistoceno superior-Holoceno 85

2.4.11. Arcillas de descalcificación con cantos dispersos (39) (fondos de dolina) Pleistoceno superior 85

2.4.12. Gravas, arenas y limos (41) ("abanico del Segura"). Pleistoceno Superior-Holoceno 86

2.4.13. Limos pardos y arenas con niveles discontinuos de gravas (42) (glacis). Pleistoceno Superior-Holoceno 87

2.4.14. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos (44) (fondos de valle colgado). Pleistoceno Superior 87

2.4.15. Arenas y limos con gravas dispersas (45) (3° fase deposicional abanicos aluviales y bajadas aluviales activas). Holoceno 88

2.4.16. Arenas y arcillas con gravas (46) (meandros abandonados) Holoceno 89

2.4.17. Gravas dispersas de desbordamiento (47) (abanico Terminal del Guadalentín). Holoceno-histórico 89

2.4.18. Limos y arcillas pardo-negruzcas (48) (fondos endorréicos del Reguerón). Holoceno 89

2.4.19. Gravas, arenas y bloques (49) (fondos de rambla y valles activos) Holoceno 90

3. GEOMORFOLOGÍA 91

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA 91

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO 92

3.2.1. Estudio morfoestructural 93

3.2.1.1. La Depresión del Guadalentín 94

3.2.1.2. Campo de Cartagena-Mar Menor 95

3.2.2. Estudio del modelado 96

3.2.2.1. Formas estructurales 96

3.2.2.2. Formas de ladera 97

3.2.2.3. Formas fluviales 97

3.2.2.4. Formas endorréicas y semiendorréicas 102

3.2.2.5. Formas poligénicas....102
3.2.2.6. Elementos y Formas de corrosión-alteración química 104
3.2.2.7. Formas antrópicas....104
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES....105
3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA....106
3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL....109
3.5.1. Neotectónica y Actividad de Fallas....109
3.5.2. Sismicidad y Paleosismicidad....111
3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera....115
3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación....116
3.5.5. Procesos de erosión....118

4. TECTÓNICA....119
4.1. SECTOR DE LA SIERRA DE CARRASCOY....119
4.2. ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON EL APILAMIENTO DE COMPLEJOS Y UNIDADES TECTÓNICAS....120
4.2.1. Estructuras formadas en regímenes compresivos....123
4.2.2. Juegos de fallas posteriores en general a la etapa extensiva principal....125
4.3. SÍNTESIS....126

5. ROCAS ÍGNEAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA....127
5.1. ROCAS VOLCÁNICAS....127
5.1.1. Afloramientos y tipos de rocas volcánicas....127
5.1.2. Antecedentes y edad....127
5.1.3. Tipo de afloramientos....127
5.1.4. Descripción petrográfica....128
5.1.5. Composición....129

6. HISTORIA GEOLÓGICA....130

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA 140
7.1. RECURSOS MINERALES 140
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos 140
7.1.2. Minerales energéticos 144
7.1.3. Rocas industriales 144
7.2. HIDROGEOLOGÍA 144
7.2.1. Características climáticas e hidrológicas 144
7.2.2. Características hidrogeológicas 146

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO 163

9. BIBLIOGRAFÍA 164

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Murcia está situada, geográficamente, en los sectores centro orientales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia de tal forma que los limites con la Comunidad Autónoma de la Región Valenciana discurren por los sectores orientales de esta Hoja. La morfología del área está caracterizada por una orografía con relieves pronunciados en su sector central por el que discurre las prolongaciones orientales de la Sierra de Carrascoy. Estos relieves se levantan de forma muy brusca sobre el valle del Río Segura donde se asienta la capital y una banda meridional en la que los relieves de Carrascoy y de la Cresta del Gallo bajan de forma paulatina, e incluso con pendiente uniforme, hasta la llanura costera que circunda La Manga del Mar Menor.

Esta banda meridional 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 y su principal afluente por su margen derecha el Río Guadalentín o Sangonera que vierte al Segura aguas debajo de la capital y que discurren de forma casi paralela por el borde noroccidental de la Hoja, como principales cursos fluviales. Desde las elevaciones de Carrascoy-Cresta del Gallo-Cañisola, discurren hacia el Río Guadalentín por su margen derecha, numerosas ramblas y torrenteras con pendiente muy fuerte. Destacan entre ellas las ramblas del Puerto de la Cadena, la del Puerto del Garruchal y la de los Romos. La alineación topográfica que constituyen las Sierras de los Villares-Columbares-Altaona-Escalona marca la divisoria de la hidrología superficial de tal forma que desde esta línea de cumbres la red fluvial discurre con dirección y sentido sur y sureste. Entre estos cursos destacan la Rambla de Corvera, el Barranco del Agua y el Río Seco.

En el vértice noreste de la Hoja y próximo a la población de Torremendo, la Rambla de La Pe-drera se encuentra represada en un pequeño embalse. La Hoja está atravesada en su vértice sur oriental por el Canal del Transvase Tajo-Segura en su ramal del Campo de Cartagena.

Como núcleos de población importantes deben citarse los de Murcia, El Palmar, La Alberca, Santo Ángel, Algezares, Los Garres, Beniaján, Torreagüera, y Los Ramos en el sector noroccidental y todos ellos en el Valle del Segura; Corvera, Baños y Mendigo, Sucina y Avileses en el sector meridional y Torremendo, perteneciente a la Comunidad Autónoma de la Región Valenciana y dentro del entorno del Bajo Segura.

La red viaria es importante y densa. Cabe destacar la Autovía Murcia Cartagena que cruza toda la Hoja por su sector occidental; la Autovía de Andalucía (A- 92) que enlaza con la an-terior a la altura de El Palmar y cuyo trazado este-oeste discurre subparalelo al Guadalentín y la Autovía del Mar Menor que enlaza con la de Cartagena a la altura de Baños y Mendigo y con dirección sureste cruza el sector centro meridional de la Hoja. Además de estas 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. Son destacables, por los numerosos afloramientos de calidad que proporcionan, las carreteras del Puerto de La Cadena a Corvera, la de los Garres a la Venta de Los Navarros por el Puerto del Garruchal y la de Los Ramos-Sucina-San Javier por el Puerto de San Pedro.

Salvo las áreas montañosas descritas en su mayor parte recubiertas de bosques de pinos y en gran medida integradas en el Parque Regional El Valle, que configura la gran zona verde de Murcia y su cinturón poblacional del corredor del Guadalentín, el resto de la extensión de la Hoja está cubierto por el manto vegetal, prácticamente continuo, de las explotaciones hortofrutícolas. 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-El Palmar.

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 inmobiliaria es creciente en la llanura meridional y la urbanización del Valle del Sol es buena prueba de ello. El denominado "turismo verde" tiene, de la misma manera, un cierto auge en el ámbito del Parque Regional El Valle.

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 periodos de baja pluviometría se constatan la imposibilidad de tal equilibrio lo que ha ocasionado en años precedentes graves impactos en la agricultura de la zona.

1.1. 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 la placa europea con la africana.

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., (1974). 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) GARCIA-DUEÑAS, y BALANYA. (1986), BALANYÁ, y GARCIA-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 más 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), GARCIA-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 esta 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.

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 Superior o en el Messiniense/Plioceno en los sectores 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.

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 generalizada en todas las cuencas del área de estudio y perdura hasta bien entrado el Cuaternario.

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 Murcia, en el contexto geológico de la Cordillera, es de especial complejidad ya que se ubica en los sectores nororientales 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 Murcia viene caracterizado por varias problemáticas diferenciadas. De una parte, la presencia en las Sierras de Carrascoy, del Puerto y Miravete de unidades estructurales pertenecientes a los dos complejos superiores de las ZIB (Alpujárride y Maláguide), lo que conlleva a su definición cartográfica y sus relaciones tectoestratigráficas y por otra, un potente registro sedimentario del Neógeno Superior afectado por una actividad neotectónica muy importante.

En la cartografía y memoria que se propone se han introducido cambios respecto a la edición anterior del MAGNA. Estos cambios afectan tanto a los terrenos de la Sierra de Carrascoy como a la redefinición de las unidades de depósito del Neógeno y Cuaternario.

1.2. ANTECEDENTES

Los primeros datos de la región se deben a BERTRAND y KILIAN (1889) y a MALLADA (1904) que ya 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 jurasicas de características más someras.

A principios de los años sesenta, publican trabajos sobre el área de estudio BUSNARDO, R. (1964) y PEYRE, Y (1960-62). 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 GARCIA 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. GARCIA 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, GARCIA 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 GONZALEZ DONOSO et al. (1971), y la tesis doctoral de RIVAS (1972).

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) y 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.

KAMPSCHUUR, W. et al (1972), realizan el Magna de la 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 citar la tesis doctoral de GARCIA ROSELL, referente a la transversal Úbeda-Huelma y la tesis doctoral de SANZ DE GALDEANO, que realiza una cartografía geológica de la transversal Jaén-Frailes. En ellas, se describen gran cantidad de series estratigráficas y se presta especial atención a la tectónica de dichas transversales.

La tesis de MONTENAT (1973), y sus publicaciones posteriores en esta década, sobre las formaciones del Neógeno y Cuaternario del Levante español, constituyeron un gran avance en el conocimiento de la dinámica sedimentaria y la cronoestratigrafía de estas cuencas.

Posteriormente, JEREZ- MIR et al. (1974), realizan el MAGNA de la Hojas de Mula (912), Cieza (891) y Calasparra (890), precisando el conocimiento geológico regional.

Durante los años 1976 y 1977 el equipo de Fina Ibérica S.A. realiza las Hojas de Murcia (934) y Torrevieja (935), que aportan un nuevo enfoque a la estratigrafía de las cuencas neógenas de esta área.

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.

RUIZ ORTIZ, entre 1979 y 1980, publica varios trabajos sobre las Unidades Intermedias. BAENA y JEREZ MIR (1982), realizan un importante trabajo de síntesis, donde se recopila la infomación sobre la estratigrafía de las Cordilleras Béticas y se hace un ensayo de recons-trucción paleogeográfica entre la Meseta y la Zona Bética.

DE 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 GONZALEZ-DONOSO et al. (1980), GONZALEZ-DONOSO et al. (1981) y la tesis doctoral de RODRIGUEZ-FERNANDEZ, 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 últimas tesis doctorales que se han realizado en el área de este Proyecto. Se trata de las desarrolladas por BOOTH-REA G. (2001) en la que realiza un detallado análisis tectónico y metamórfico de los Complejos de ZIB en el área de Lorca y Totana.

GARCÍA TORTOSA F. J., (2002), aporta un conjunto importantísimo de datos, esenciales para el conocimiento de la cronoestratigrafía, la tectónica y las correlaciones de los Complejos Alpujárride y Maláguide en el ámbito de la zona oriental de las Cordilleras Béticas. También se ha utilizado como información regional que permite una comparación de las series mesozoicas del C. Maláguide con las del Subbético la de NIETO L. M. (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 y paleogeográfico.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

De lo anteriormente expuesto, la complejidad tectoestratigráfica de los terrenos aflorantes en este 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 paleogeográfica.

2.2. ZONAS INTERNAS BÉTICAS (ZIB)

En la Hoja de Murcia, afloran materiales del Complejo Nevado-Filábride en el sentido de EGUELER (1963), PUGA et al (1974,1976), DIAZ DE FEDERICO (1971,1980), 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), BALANYÁ (1991), LONERGAN (1991), JOHNSON (1993), NIETO (1994), SANZ DE GALDEANO et al (2000), etc.

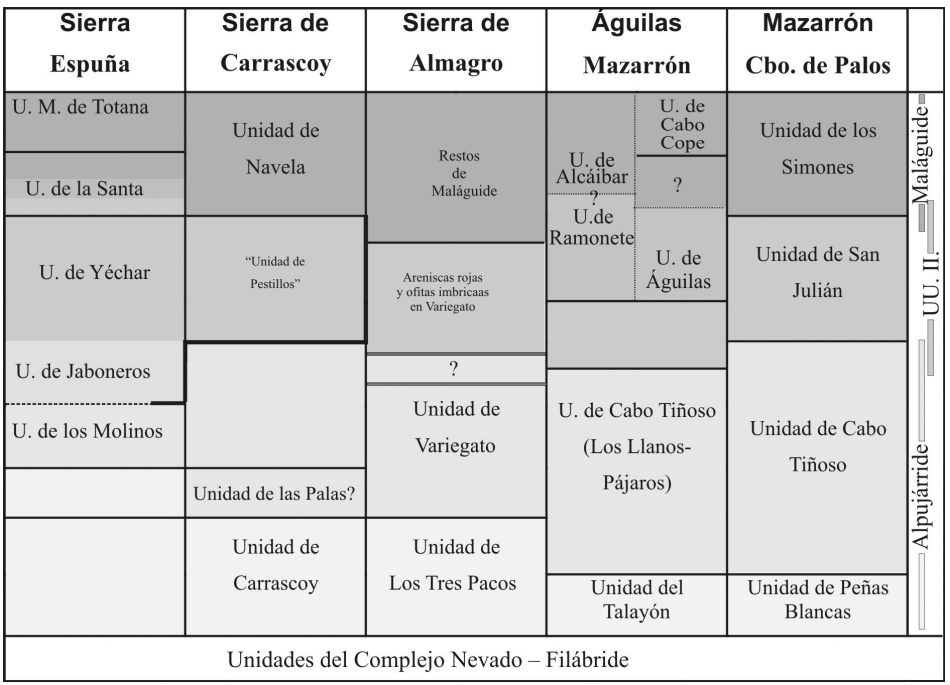
Algunos autores describen una serie de unidades en las que se conjugan esencialmente tres características definitorias: a) se ubican tectónicamente entre los Complejos Alpujárride y Maláguide, b) tienen un metamorfismo de bajo grado, y c) en su registro sedimentario triásico, especialmente sus formaciones 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 GALDANO et al (1997 1999), al NE de Granada SANZ DE GALDANO 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 transito 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.

En su 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, las denomina Unidades Maláguides Inferiores y se caracterizan por haber sufrido metamorfismo alpino de grado muy bajo (anquizona) y por no mostrar formaciones pre-Pérmicas ni post-Triásicas.

Las unidades de posición superior las ha 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 (1991y 1993), MARTÍN-MARTÍN (1996), MARTÍN-MARTÍN 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. La divergencia se da cuando unos autores piensan que estas unidades son la representación del nexo paleogeográfico de las series triásicas entre el Alpujárride y el Maláguide y otros no lo admiten, restringiendo su definición a razones basadas exclusivamente en el grado metamórfico.

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



Cuadro 2.1. Cuadro de correlación de Unidades. Tomado de F. J. García-Tortosa.

2.2.1. Complejo Alpujarride.

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 KAMPS-CHUUR 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 muy recientes de SANZ DE GALDEANO (1997), 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 Miravete 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.

2.2.1.1. Principales unidades litoestratigráficas diferenciadas.

Tradicionalmente las unidades alpujárrides se han dividido de manera general en una *"Formación Carbonatada"* y una *"Formación Metapelítica"* (DELGADO 1976, DELGADO et al., 1981; etc.) ambas con carácter informal, en las que se han diferenciado para algunas unidades diversos miembros. Dadas las características de unas y otras unidades litoestratigráficas referidas, en este trabajo se ha optado por elevar (o incluirlas según el caso) al rango de "Grupo" las formaciones tradicionales (Carbonatada y Metapelítica).

Sintéticamente, de las sucesiones estratigráficas triásicas estudiadas en las unidades alpujárrides del sector se pueden diferenciar dos "grupos", un Grupo Detrítico y un Grupo Carbonatado.

El ***Grupo Detrítico*** está constituido por dos formaciones, una de edad paleozoica y otra mesozoica (Triásico). De las dos formaciones que constituyen este grupo en la presente hoja tan solo aflora la más alta. Está constituida principalmente por filitas y se puede dividir básicamente en dos miembros, con cambios de facies oblicuos entre ellos, quedando de manera general uno por encima del otro. El inferior aparece más recristalizado por el metamorfismo y presenta abundantes niveles de cuarcitas, predominando en el mismo los colores grisáceos (tonos "humo"). Por encima del anterior y mediante un cambio oblicuo de facies se distingue un miembro constituido principalmente por filitas, menos recristalizadas que las infrayacentes y colores con tendencia hacia el púrpura. Como característica diferencial este miembro suele presentar un tramo cuarcítico hacia la parte alta, y sobre éste, aunque no siempre está presente, un tramo caracterizado por la presencia de yesos, dolomías y calcoesquistos, entre los que se dan cambios de facies graduales. El techo del mismo siempre está representado por filitas/pelitas y calcoesquistos amarillentos, a veces con intercalaciones de calizas, normalmente recristalizadas. El aspecto cristalino de estos materiales disminuye siembre hacia techo en todas las sucesiones estudiadas.

El tipo de sedimentos de la *Formación Detrítica* junto con las estructuras sedimentarias que se observan indican fundamentalmente ambientes continentales que evolucionan hacia medios costeros y marinos muy someros, en zonas de climas áridos, con desarrollo incluso de ambientes tipo sabka, lo que deducimos a partir de los depósitos evaporíticos. Finalmente, los calcoesquistos y dolomías con moldes de evaporitas, laminitas algales, etc., indican el tránsito desde ambientes de llanura costera con depósito mixto carbonatado-detrítico a medios marinos someros, con depósitos de llanura supramareal e intramareal.

El ***Grupo Carbonatado***, aunque es principalmente carbonatado, presenta algunas intercalaciones detríticas representadas por filitas, cuarcitas y/o areniscas, según el grado de recristalización debido al metamorfismo. Consta de una Formación carbonatada inferior y una Formación carbonatada superior, ambas de edad triásica (Triásico Medio para la primera y Triásico Superior para la segunda).

La *Formación Carbonatada inferior* está constituida principalmente por dos miembros según la relación calizas-margas, a los que se les ha denominado miembro calizo y miembro cali-

zo-margoso. El primero está constituido por calizas en bancos de escala decimétrica intensamente bioturbadas, separados por finos niveles pelíticos. El segundo está caracterizado por una marcada ciclicidad entre calizas y margas. Las calizas de ambos miembros se presentan frecuentemente laminadas y la textura más abundante es la "mudstone" y "wackestone", aunque se encuentran niveles con textura "packestone", con restos de algas dasycladáceas, gasterópodos, foraminíferos, ostrácodos, bivalvos, radiolas de equinodermos, crinoides, etc. Están caracterizadas por una intensa bioturbación que le da un aspecto noduloso e irregular a la estratificación (calizas vermiculadas o facies de fucoides).

La *Formación Carbonatada superior* se caracteriza por su mayor proporción de dolomías y margas, que permite diferenciarla de la anterior, fundamentalmente caliza, de manera neta sobre el paisaje. En ella se pueden diferenciar principalmente los siguientes miembros:

- *Un miembro carbonatado con sílex*, que se compone de calizas claras estratificadas en bancos métricos, poco bioturbadas y con textura mudstone, o en su caso por dolomías grises con la misma textura original. Existen intercalaciones de niveles lenticulares con textura packestone, formados principalmente con restos muy recristalizados de algas dasycladáceas. La mitad superior del miembro se caracteriza por presentar nódulos centimétricos de sílex y niveles tableados, sobre todo a techo del mismo, donde presenta juntas pelíticas rosas y amarillentas. Este miembro destaca sobre la formación infrayacente por la baja o nula presencia de niveles pelíticos-margosos. Aunque se observan diques de rocas subvolcánicas (metabasitas, 1) a diferentes alturas en la serie, es de destacar que las intrusiones de mayor continuidad lateral aparecen asociadas al techo (y en menos proporción al muro) del miembro carbonatado con sílex, intercaladas como paquetes tabulares paralelos a la estratificación.

- *Un miembro mixto carbonatado-siliciclástico,* constituido por varios tramos de naturaleza principalmente dolomítica, entre los que se dan abundantes cambios de facies laterales y oblicuos. Entre otras, las principales litofacies presentes en este miembro son dolomías grises masivas sin fósiles, con moldes de evaporitas; dolomías grises oscuras laminadas (laminación de tipo tractivo y laminación algal), en la que, aparece sílex en nódulos finos e irregulares, subparalelos a las superficies de estratificación; dolomías oolíticas oscuras y laminadas ("grainstones" oolíticos), que contienen ostrácodos, foraminíferos bentónicos, etc; y por último, cabe destacar un tramo con cuarcitas, filitas y metareniscas rojizas (), en las que, a pesar de la recristalización se conservan en ocasiones estructuras sedimentarias como laminaciones cruzadas. Estos niveles pasan lateralmente a niveles de margas, calcoesquistos y margocalizas muy ricas en restos de bivalvos, radiolas de equinodermos, crinoides, ostrácodos y restos de peces, que hacen la transición hacia el miembro que se describe a continuación, el cual aparece de manera general mediante cambios oblicuos de facies sobre el que se acaba de describir.

- *Un miembro calizo-dolomítico margoso*, constituido por una alternancia entre pelitas y margas de colores amarillentos y/o rojizos, calcoesquistos, calizas margosas, margas, calizas, e intercalaciones de niveles decimétricos de dolomías, en las que se pueden encontrar casi todas las facies del miembro mixto carbonatado-siliciclástico, con el que se dan cambios oblicuos de facies. Son abundantes los niveles de brechas sinsedimentarias de cantos

dolomíticos y matriz arcillosa-carbonatada rojiza y/o grisácea. En los niveles calizos intercalados son abundantes los restos fósiles de bivalvos, braquiópodos, radiolas de equinodermo, crinoides, ostrácodos, dientes de peces, etc. Este tramo suele estar muy deformado por despegues internos.

En los dos miembros anteriores, pero sobre todo en el primero de ellos, es de destacar la existencia dentro de las dolomías, de "debris flows" y facies asociadas, junto con "slump".

- *Un miembro dolomítico superior*, que suele presentar dolomías y/o calizas tableadas, en ocasiones con nódulos de sílex que dan paso, hacia arriba, a dolomías y/o calizas oscuras, generalmente recristalizadas.

De manera general, se puede decir que el Grupo Carbonatado de las unidades alpujárrides se depositó en ambientes marinos someros, de modo que los términos margosos y calcoesquistosos que aparecen a techo del grupo anterior reflejan el tránsito entre medios continentales y los medios marinos someros. En conjunto, el Grupo carbonatado evoluciona desde los ambientes marinos someros a ambientes de transición, con probable continentalización (intercalación de areniscas en la parte inferior de la formación), para posteriormente implantarse sucesivamente ambientes supra e intramareales que evolucionan progresivamente hasta ambientes de plataforma abierta, seguida de una ruptura de la tendencia transgresiva, y la progradación de medios más someros e incluso costeros, que culmina con emersión.

A continuación se van a mostrar los rasgos litoestratigráficos más importantes de cada unidad, describiendo tan sólo las sucesiones estratigráficas más significativas observadas en los principales cortes realizados para cada unidad dentro o muy cerca de la presente Hoja, acompañándose dichas descripciones de sus correspondientes columnas estratigráficas.

2.2.1.2. 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, según las Memorias de las Hojas de Murcia (934) y Totana (954) (Segunda serie, Primera edición).

Se han levantado diferentes columnas estratigráficas, la mayoría de los cuales no se han descrito, pero que han sido fundamentales para conocer la estratigrafía y los cambios de facies de cada unidad. Dos de estas columnas están en la Hoja de Totana (954), segun la Figura 2.1

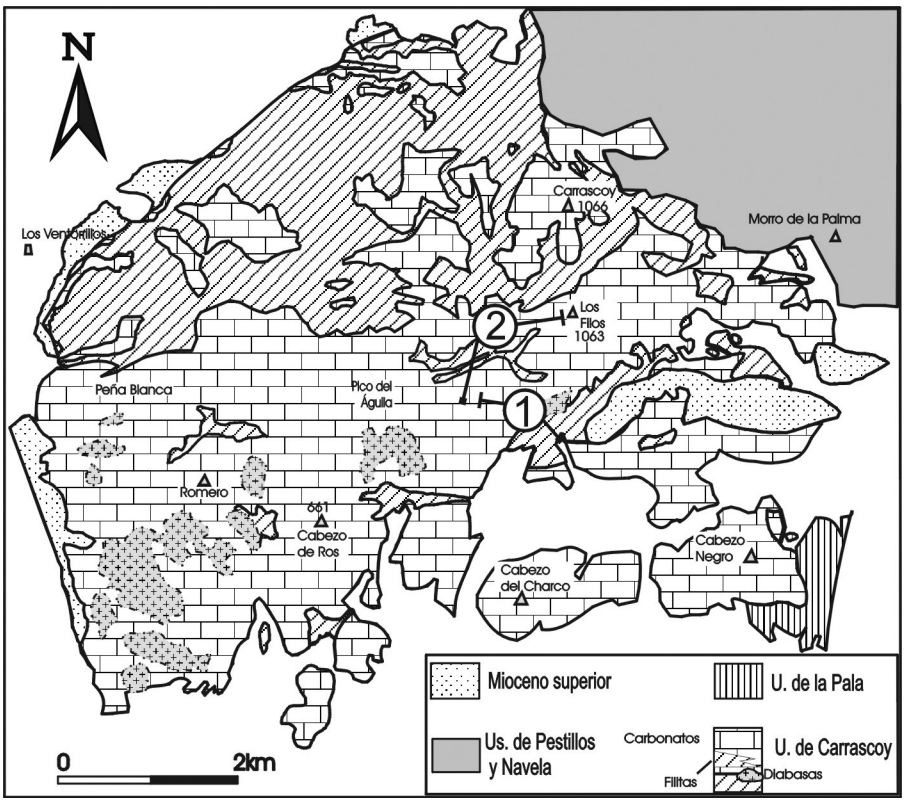


Figura 2.1. Situación de los principales cortes realizados en la unidad de Carrascoy y en la Hoja de 954 (Totana). Modificada de Sanz de Galdeano *et al*., (1997).

2.2.1.2.1. Metapelitas y cuarcitas **(2)**. Hacia techo intercalaciones de metabasitas **(1)**. Anisiense. *Formación Metapelítica.*

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.

KAMPSCHUUR (1972), tanto en su tesis doctoral como en la Memoria *(Segunda serie, Primera edición)* de esta Hoja, describe y cartografía importantes masas de yeso asociado a estos tramos altos de la F. Metapelítica (F: Murta). Sin embargo, en esta nueva cartografía, se constata que la presencia de yesos en esta formación es prácticamente inexistente. Como

se ha reseñado con anterioridad, las importantes masas de yesos existentes en la Sierra de Carrascoy (Hojas de Alcantarilla, Murcia y Totana), no se encuentran en el tránsito entre la Formación Metapelítica (F. Murta) y la Carbonatada (F. Filos). En la interpretación que se hace en estos trabajos, se ubicaban a techo de la F. Carbonatada.

El contacto inferior de la F. 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 F. Murta sobre la F. 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 a la F. Carbonatada es gradual y representado por los tramos de alternancias reseñados con an-terioridad.

Aunque en la F. 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 F. Metapelítica en esta área puede superar los 150 m, en tanto que el miembro superior las facies de colores abigarrados, no supera los 20 m y el tramo de alternancias de calcoesquistos y filitas es 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 espe-

sor 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 aflorantes en el sector meridional de la Sierra 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 Anisiense o más antigua a la espera de hallazgos paleontológicos que la confirmen.

En esta Hoja hay varios afloramientos de rocas básicas en las proximidades del Puerto de La Cadena, 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 F. Metapelítica, próximas al contacto con los carbonatos masivos.

2.2.1.2.2. Rocas carbonatadas **(3)**. Yesos con intercalaciones de carbonatos **(4)**. Ladiniense-Carniense. Formación Carbonatada.

El contacto inferior de esta formación es el transito descrito con la F. Metapelítica. Estos depósitos carbonatados son los que dan lugar a los fuertes escarpes de la Sierra de Carrascoy.

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 monomícticas atendiendo a que en su espectro composicional solo observa cantos de la F. Carbonatada. En general es-

tos 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 como base de unidades tectónicas superiores.

Las importantes masas de yesos existentes en la Sierra de Carrascoy (Hojas de Alcantarilla, Murcia y Totana), no se encuentran entre la Formación Metapelítica (F. Murta) y la Carbonatada (F. Filos) tal como se describe en los trabajos citados, sino que están ubicadas en realidad a techo de la F. Carbonatada.

Se trata de una potente sucesión que alcanza los 300 m de espesor constituida por yesos estratificados **(4)**, laminares que intercalan carbonatos en sus tramos intermedios y superiores y desde láminas a paquetes con entidad cartográfica. Los carbonatos en general son mudstone dolomíticos con fuerte recristalización y de colores amarillentos a rojizos. No se han reconocido restos fósiles por lo que se les signa una edad Carniense dada su posición estratigráfica.

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 eomesozóicus, Lameliconus procerus, Teutloporella nodosa y Gsobergella spiroculiformis determinan una edad Ladiniense-Carniense para el conjunto de la Formación Carbonatada de la Unidad de Carrascoy.

2.2.1.3. Unidad de Pestillos.

Esta unidad se encuentra en la posición tectónica superior de los materiales asimilados al Complejo Alpujárride y su constitución es bastante similar al menos en lo que respecta a los grandes conjuntos litológicos. En esta unidad, se distingue una formación metapelítica y una formación carbonatada que se corresponderían sensu lato con las formaciones siliclásticas y con los depósitos carbonatados descritos por KAMPSCHUUR (op. cit) en el ámbito regional.

2.2.1.3.1. Filitas púrpura, gris-azuladas hacia la base. Intercalaciones de cuarcitas **(5)**. Formación Metapelítica. Pérmico-Trías 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 (F. 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 F. Roy (Hoja 933 Alcantarilla).

Con un espesor muy variable (20-100 m), debido a la naturaleza de los contactos que limitan esta serie, la F. 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.

Sobre las filitas azuladas, se tienen las filitas púrpura, equivalentes a la Formación Fontanar de KAMPSCHUUR et al (1972). El contacto inferior normalmente se observa algo tectonizado dadas las diferencia litológicas con las filitas azules pero, en el ámbito incluso local de los sectores orientales de esta sierra dentro de la Hoja de Murcia, hay buenos afloramientos donde puede verse un contacto gradacional con alternancias de las filitas con las facies de pizarras púrpura. El superior es 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, silex, 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 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 varía entre los 80-90 m.

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

2.2.1.3.2. Calizas gris oscuro con nódulos de sílex en la base y margocalizas **(6)**. Formación Carbonatada. Ladiniense-Carniense.

El miembro superior de esta unidad equivalente a la Formación Yechar de KAMPSCHUUR et al (1972), está constituido por dolomicritas recristalizadas, "mudstone" y "wackestone" dolomíticas, de bien estratificadas en el tramo basal, donde normalmente muestran silex 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, el espesor alcanza los 150 m. Su contenido fosilífero es muy pobre, en sectores próximos (Hoja 953, Lorca), se cita la presencia de lamelibranquios mal conservados en sus tramos basales. Se le atribuye, por criterios de correlación regional, una edad Ladiniense sin descartar el Carniense en sus tramos de techo.

2.2.2. Complejo Maláguide

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 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).

2.2.2.1. Unidad de Navela.

La Unidad de Navela definida por KAMPSCHUUR et al (op. cit), se sigue manteniendo vigente en tanto que se trata de una unidad simple.

En el sector centro oriental de la Sierra de Carrascoy, fuera del ámbito de esta Hoja, hay unos afloramientos de muy reducida extensión, los cuales, en la edición precedente del Magna, fueron bien identificados y cartografiados como depósitos pertenecientes al Ciclo Hercínico atribuyéndoles una edad Devónico-Carbonífera. Los depósitos del Paleozoico Maláguide y los del Permo-Trías suprayacentes, se encuentran en discordancia angular y erosiva, tal como se observa en distintos sectores del ámbito regional.

2.2.2.1.1. Argilitas y areniscas (7) con intercalaciones de rocas carbonatadas (8). Pérmico-Ladiniense.

Esta unidad seria equivalente a las Formaciones Carrasquilla y Garita de KAMPSCHUUR et al (op. cit). Las facies dominantes son las lutitas y fangolitas pizarrosas y de colores muy variados, salmón, marrón rojiza y verdeamarillentas, en las que se intercalan capas de arenisca (cuarzoarenitas a litarenitas) de colores rojos y amarillentos. Sin embargo la facies más 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 clastos 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 heterometría con cantos de carbonato tamaño bloque poco redondeados y gravas de cuarzo con muy buen redondeamiento. 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.

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-fil)*, 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 transito litológico graduada 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 los 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 es 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 75 a 80 m. No se tiene constancia de hallazgos fósiles por lo que se le atribuye una edad Pérmico -Ladiniense sobre la base de criterios regionales.

2.2.2.1.2. Calizas y dolomías gris oscuro con sílex en la base **(8)**. Ladiniense.

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 tramo en el que se alternan dolomicritas grises en capas centimétricas con areniscas, lutitas rojas y margas verdes. Suprayacente, se tiene un paquete con espesor variable (5 a 10 m) constituido por

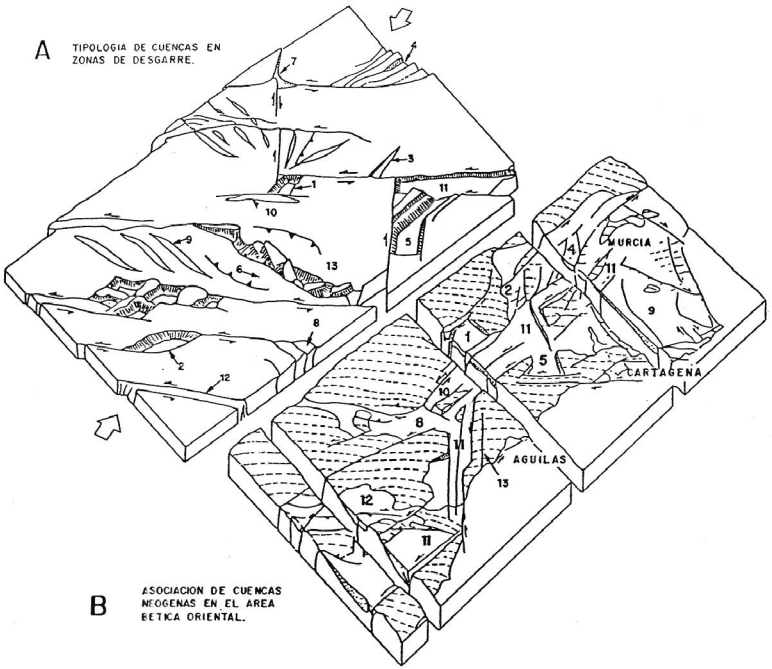
mudstone dolomitizadas grises con abundante sílex de color crema, en nódulos y capas con escasa continuidad lateral. El resto de unidad son dolomicritas, mudstone y wackestone, con fuerte recristalización y dolomitización de todas las facies que intercalan capas y bancos de brechas monomícticas sinsedimentarias (rauwakas), especialmente hacia techo de la unidad. En los aflojamientos observados el espesor total de la unidad no supera los 60 m.

La presencia de restos fósiles es frecuente pero los procesos diagenéticos los hacen indeterminables. La edad que se atribuye por criterios regionales es Ladiniense Carniense.

2.3. 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. 2.2). 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-SW.(N 45-65 E) 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).



		En Murcia
	Cuencas en extensión	
1.-	Graben en rumbo (CROWELL, 1974)	Lorca y Albarán
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" (WILCOX, 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

Fig. 2.2. 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).

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.2.2.

OTT d'ESTEVOU et al (1988), distinguen fundamentalmente dos tipos de cuencas: (I) los "surcos" sobre desgarre; (II) los grabens.

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), cualesquiera que sean las orientación y el sentido de desplazamiento de estos últimos (Fig. 2.3). 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.

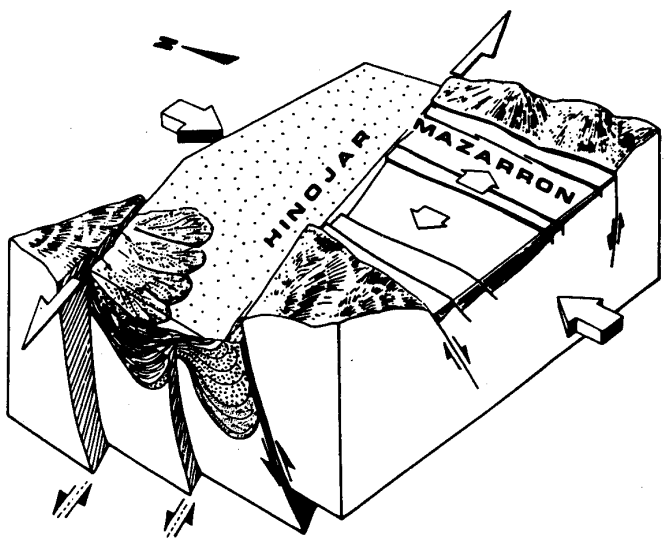


Fig. 2.3. Evolución simultánea de las cuencas de Hinojar (compresión) Mazarrón (Distensión) en régimen de compresión N-S. Tomado de OTT d'ESTEVOU et al (1988).

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. 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. El conglomerado de la Aguadera en al cuenca del Hinojar (Totana) es un excelente ejemplo de estos eventos teutónicos.

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 releés 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 la Hoja de Murcia se han diferenciado las siguientes Unidades Sedimentarias de Depósito con rango de SD.

USD I. Burdigaliense-Serravaliense. Unidad del Relojero
USD II. Serravalliense-Tortoniense Inferior. Unidad de la Cresta del Gallo
USD-III. Tortoniense Inferior. Unidad de Atalaya
USD-IV. Tortoniense Medio-Superior. Unidad de los Puertos de La Cadena-El Garruchal
USD-V.- Messiniense-Plioceno Inferior. Unidad del Collado de Las Zorras
USD-VI.- Plioceno Inferior-Superior. Unidad del Puerto de San Pedro

2.3.1. *USD-I. Unidad del Relojero.* Burdigaliense-Serravaliense.

Aflora exclusivamente en la vertiente meridional de las Sierras de Carrascoy y Miravete, constituyendo los depósitos terciarios más antiguos reconocidos en esta Hoja. Su limite inferior es una discordancia angular y erosiva (limite de tipo I) sobre los materiales del registro sedimentario de los Complejos de las ZIB y el superior es la discordancia basal de la USD suprayacente. Los sedimentos de esta unidad se estructuran como una megasecuencia grano y estratodecreciente (F.U.S) en la que se han diferenciado cartográficamente dos unidades litológicas los "Conglomerados del Relojero" y una unidad de terrígenos finos, de espesor reducido pero de aflojamiento continuo.

2.3.1.1. Conglomerados polimícticos y heterométricos **(9)**. Burdigaliense- Langhiense.

Conocidos en bibliografía como "Conglomerados del Relojero" es una unidad 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 serie realizada puede establecerse una evolución desde facies matriz soportadas (debritas), a clasto soportados con cemento carbonatado en capas o bancos amalgamados. Son polimícticos, aunque con una tendencia a calclitíticos muy acentuada, 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 limo-arenosa de color ocre a violáceo en el paquete basal, a gris-amarillento en el resto de los depósitos En alguno de los bancos de techo del paquete conglomerático, 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.

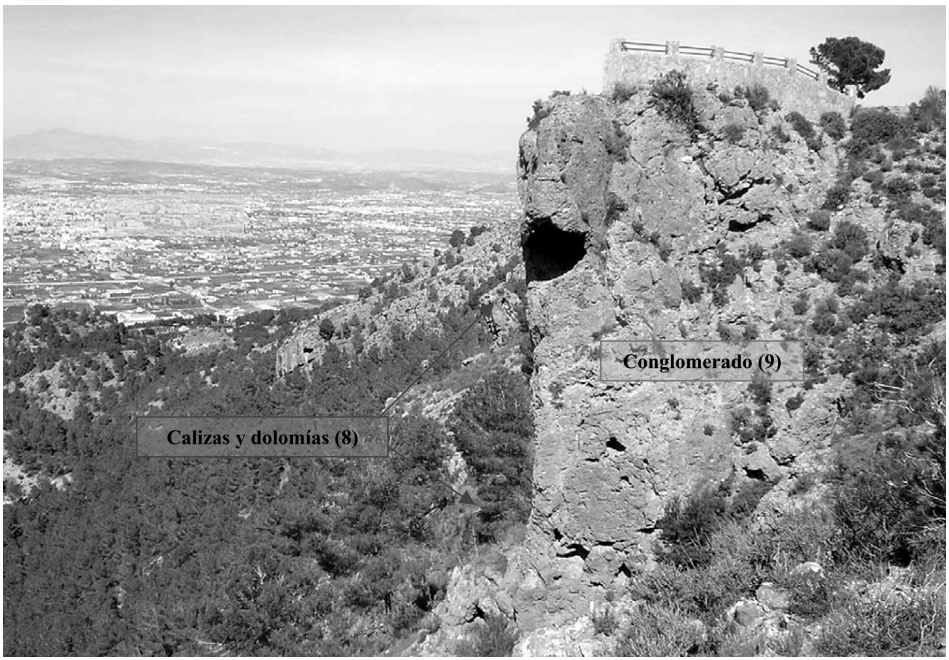


Figura 2.4. (Foto 76). Conglomerado polimictico y heterométrico (9). "Conglomerado del Relojero, en el Mirador de La Naveta, discordante sobre las dolomías (8), de la Unidad de Navela (C. Maláguide).

No se tienen criterios objetivos para asignarles una cronología. La que se les atribuye, Burdigaliense-Langhiense Inferior, se hace por criterios regionales y por la datación de la unidad suprayacente.

2.3.1.2. Areniscas, limos y margas amarillentas **(10)**.- Langhiense-Serravalliense.

En paso neto 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 20 a 30 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 deformadas, brechas intraformacionales y olistolitos de la propia unidad.

La organización sedimentaria es simple; se trata del acúmulo 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 se ha citado, 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 de esta unidad, tan reducido 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 delapsionales 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.

2.3.2. *USD-II. Unidad de La Cresta del Gallo. Serravalliense-Tortoniense Inferior.*

En discordancia (limite de tipo I), bien sobre los terrenos de las ZIB ya sobre el registro sedimentario de la unidad anterior, los depósitos que se encuentran son conglomerados, areniscas, margas en general de color gris oscuro a pardo azulado o violáceo. La calidad de afloramientos es buena y por tanto de las observaciones de campo como de las series realizadas, pueden establecerse la presencia de las tres unidades cartografiadas.

2.3.2.1. Conglomerados polimícticos y heterométricos. **(11)**

De forma regional esta unidad comienza con un conglomerado polimíctico y heterométrico y fuertemente cementado conocidos en bibliografía como "Conglomerados de la Cresta del Gallo", cuyo espesor varia entre los 180 m en Carrascoy y los120 m en Miravete. Los cantos son mayoritariamente de carbonatos aunque no es despreciable la proporción de rocas metamórficas, procedentes de los Complejos Alpujárride y Maláguide. La heterometría es muy marcada con un centil próximo a los 70-80 cm. y una moda en 12 a 15 cm.



Figura 2.5. (Foto 81). Conglomerados polimíctico y heterométricos (11). "Cresta de Gallo. Pista forestal desde el Repetidor del Relojero a las Casas de Los Puros.

En general este conglomerado presenta facies matriz soportadas, solo en sus primeros tramos, a clastosoportadas con cemento carbonatado-ferruginoso, en la casi totalidad de la unidad. La presencia de olistolitos de dimensiones superiores al m^3 es un hecho normal en los paquetes masivos de la base.

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.

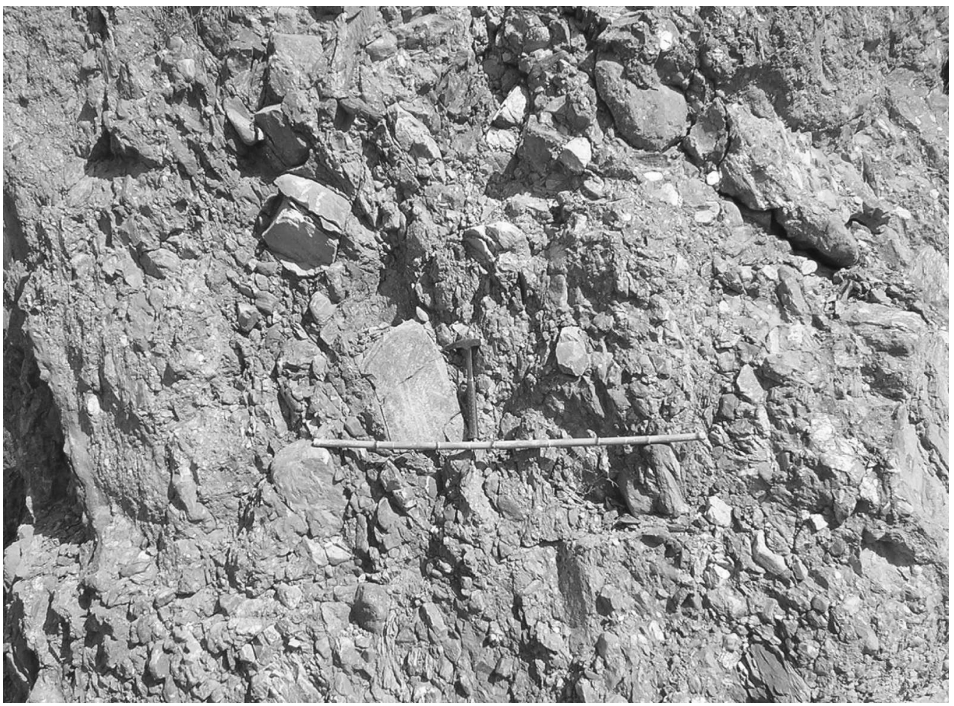


Figura 2.6 (Foto 21). Conglomerados polimícticos y heterométricos de la Unidad (11). Afloramiento de El Puntarrón, en la carretera de Los Garres a Las Casas del Cura

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 substrato pre-neógeno. Los datos aportados por la geofísica muestran que los conglomerados disminuyen rápidamente su espesor hacia el S y SE.

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

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

2.3.2.2. Areniscas (litarenitas y subarcosas) micáceas, conglomerados, limos y margas. **(12)**. – Serravalliense Superior-Tortoniense Inferior.

En transito gradual con los conglomerados masivos infrayacentes, la serie continua con uno de los registros sedimentarios más característicos del neógeno de esta cuenca. Se trata de al-

ternancias de conglomerados, areniscas, y margas en facies turbidíticas. La presencia de yeso secundario es una constante sobre todo en los tramos basales de esta unidad.

En las series realizadas, se identifica un término basal con presencia de capas de conglomerados, areniscas con 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.

A.- 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.

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 La composición de los conglomerados es prácticamente la misma que la de los anteriormente descritos, variando su menor tamaño y su mayor redondeamiento. 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.

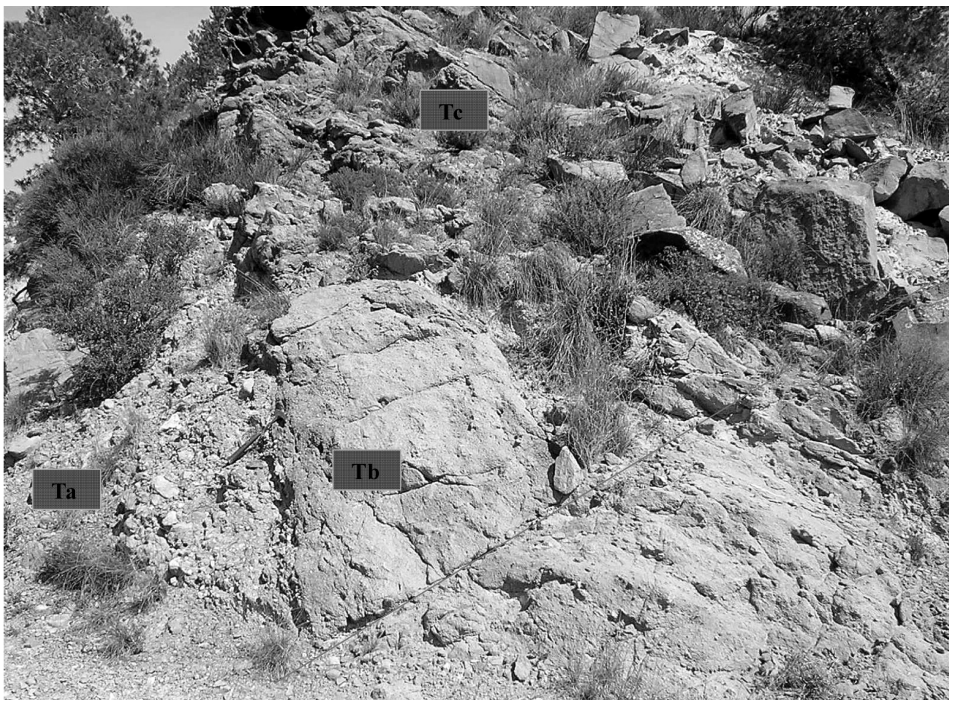


Figura 2.7. (Foto 14). Carretera de Los Garres a Las Casas del Cura. Pista a Loa Mecas. Secuencias Ta-c con espesor métrico, base erosiva y bioclastos dispersos en el termino b de la Unidad (12).

Facies heterolíticas con olistolitos y yeso.

Se trata de un paquete muy característico con el que finaliza el término inferior. Su espesor es decamétrico variando desde los 15 a los 45 m. 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 de este paquete. Las observaciones de campo, muestran que estos cuerpos masivos son el relleno de canales de fondo muy plano.

B.- Termino con pebbly mudstone y areniscas

Dado su litología y ordenación secuencial, este termino es uno de los más característicos y reconocibles de esta unidad Son múltiples las facies y subfacies que podrían describirse en razón de las granulometrías y de la estructuración interna observable. A título de resumen se describen:

Facies de pebbly mudstone

Esta 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

Esta 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 desaceleración 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).

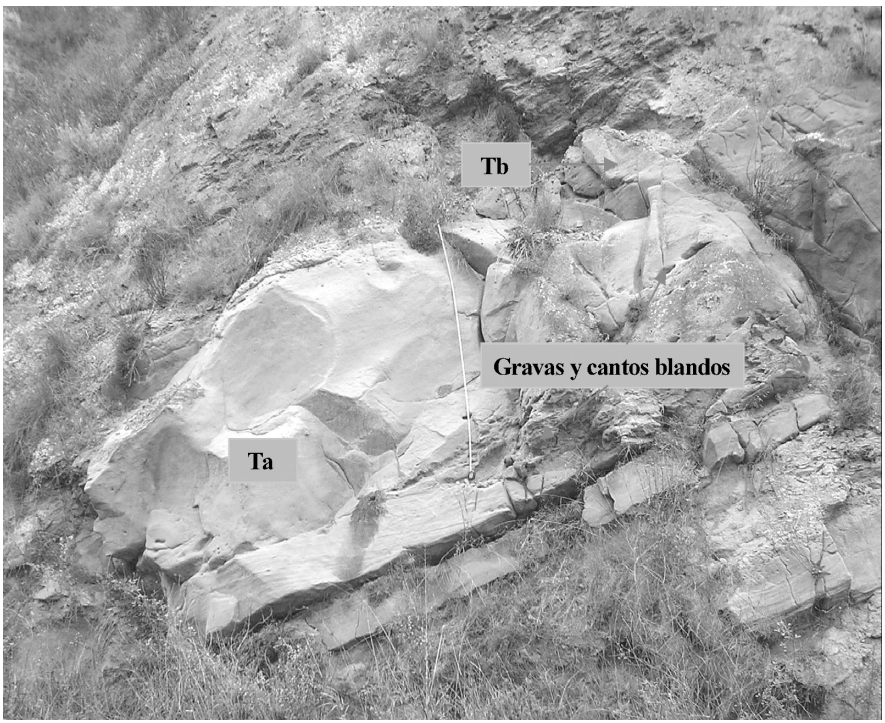


Figura 2.8. (Foto 10). Areniscas micáceas, limos y margas en facies turbidíticas (12). Secuencia Ta-c con un termino a en litarenitas con cantos blandos de espesor métrico.

Areniscas con gradación normal

Esta constituida 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.



Figura 2.9. (Foto 15). Secuencias Ta-c de espesor métrico. Subarcosas de grano grueso a fino Unidad (12). Carretera de Los Garres a Las Casas del Cura.

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. En esta facies es frecuente encontrar marcas de corriente en la base de las capas.

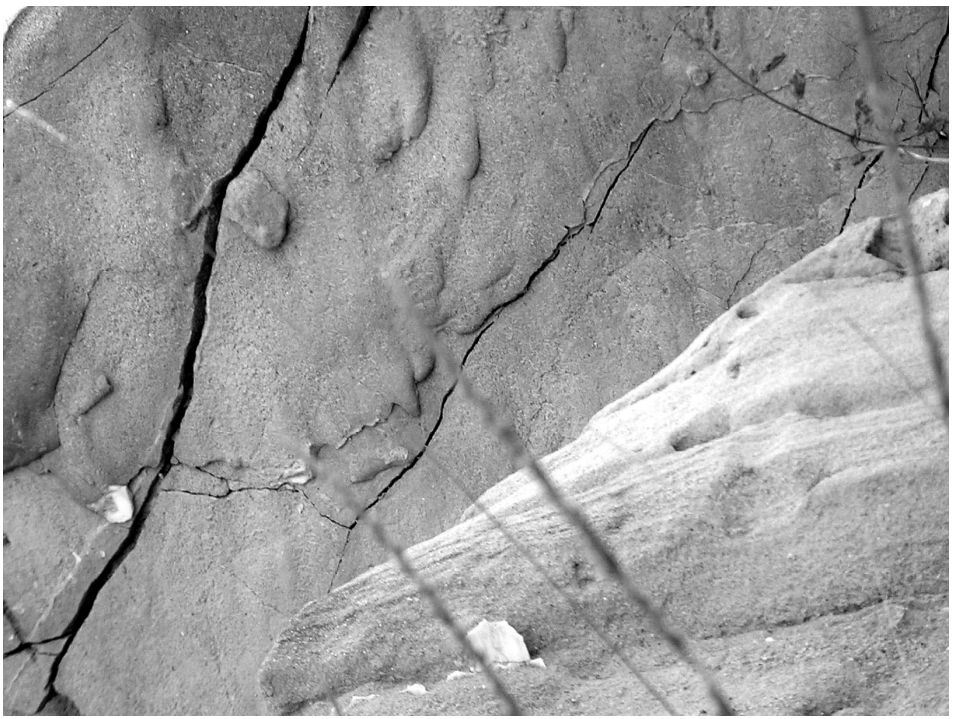


Figura 2.10. (Foto 20). Marcas de corriente (flute y crescent) en la base de una capa turbidítica de la Unidad (12). Carretera de Los Garres a Las Casas del Cura.

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 granoclasificación 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 transferencia 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 lístrica.

2.3.2.3. Margas y areniscas de color gris oscuro **(13)**.-Tortoniense Inferior.

Al igual que las unidades anteriores, esta solo aflora en el flanco meridional de Carrascoy. Es una serie con más de 300 m de espesor constituida por una alternancia de lutitas carbonatadas 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 más 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).

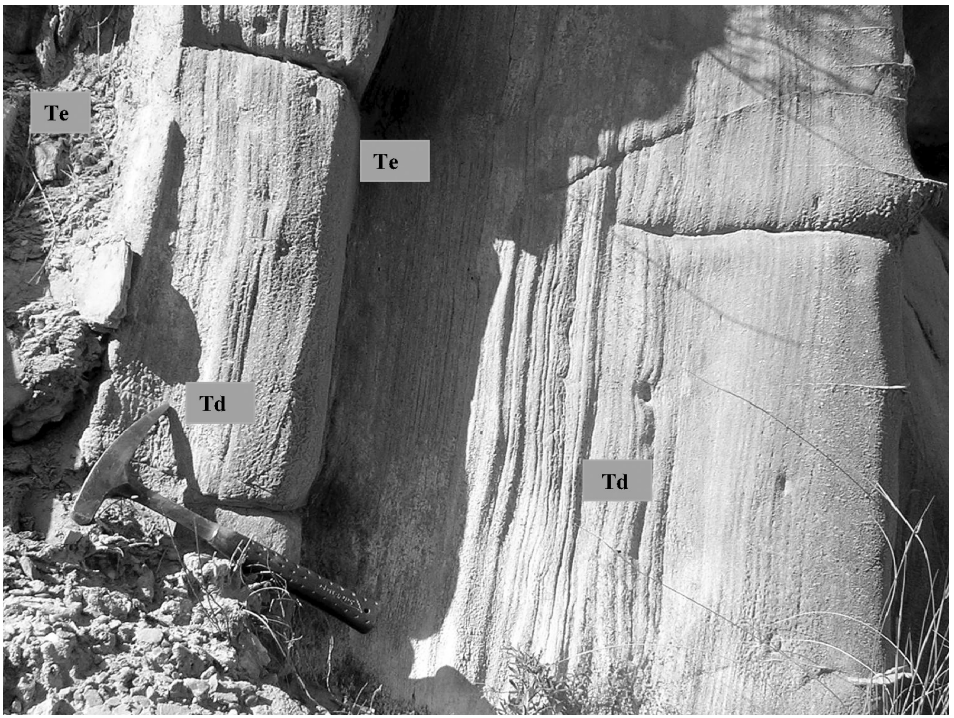


Figura 2.11. (Foto 18). Secuencias -td-e en areniscas de grano muy fino, limolitas y margas de la Unidad (12). Carretera de Los Garres a Las Casas del Cura.

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.



Figura 2.12. (Foto 24). Limolitas y margas gris-azuladas de la Unidad (13), facies de turbiditas diluidas. Punto de cruce de la Rambla del Soldado con la Carretera de Los Garres a Las Casas del Cura.

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.

La arquitectura estratigráfica de las unidades litológicas descritas (11, 12 y 13) permite definir una USD para este conjunto delimitado a muro y techo por discordancias (limite de tipo I y II respectivamente).Los criterios cronológicos que en el ámbito de la Hoja y colindantes determinan las muestras tomadas permiten precisar una edad Serravalliense -Tortoniense basal.

2.3.3. *USD-III.* Unidad de Atalaya. *Tortoniense Medio-Superior.*

En discordancia (límite de tipo II), sobre las margas descritas en el epígrafe anterior, se tiene una unidad constituida esencialmente por conglomerados, areniscas y margas que aflora extensamente en los sectores centro orientales de la Hoja.

2.3.3.1. Conglomerados y areniscas calcáreas bioclásticas **(14)**. Tortoniense Medio-Superior.

El ***"horizonte de Atalaya"*** esta constituido por un conglomerado basal polimíctico y bastante homométrico, matrizsoportado a clastosoportado y de color grisáceo a pardo-rojizo. La fracción mayoritaria de los cantos es de dolomías y calizas dolomíticas subangulosos a subredondeados, aunque en los cabezos de Atalaya y Pico del Águila la fracción de cantos de cuarzo y metamórficos están en proporción similar e incluso predominante a los carbonatados. Las capas de trama abierta tienen una matriz arenoso-lutítica de color grisáceo en la que a veces hay granos de yeso dispersos. Esta litología tiene espesores variables entre 1 y 2,5 m y presenta una grosera granoclasificación positiva, es carbonato creciente y su techo lo constituyen normalmente areniscas con escasa macrofauna bien conservada.

En paso gradual, se tiene el tramo superior donde se alternan areniscas de grano grueso a medio con grava dispersa y areniscas micáceas muy compactas con colores grisáceos y amarillentos posiblemente por alteración y/o decoloración. Estas areniscas muestran cantos subredondeados de diverso tamaño y cuya constitución es aparentemente idéntica a la matriz en la que se encuentran. El aspecto resultante es el de un debris flow matriz soportado. El espesor de este tramo arenoso varía entre 3 y 6 m, por lo que el horizonte de Atalaya en su conjunto no suele superar los 8 a 9 m de espesor, aunque dada su constitución litológica constituya un nivel morfológico que destaca claramente sobre el conjunto infrayacente predominantemente margoso.

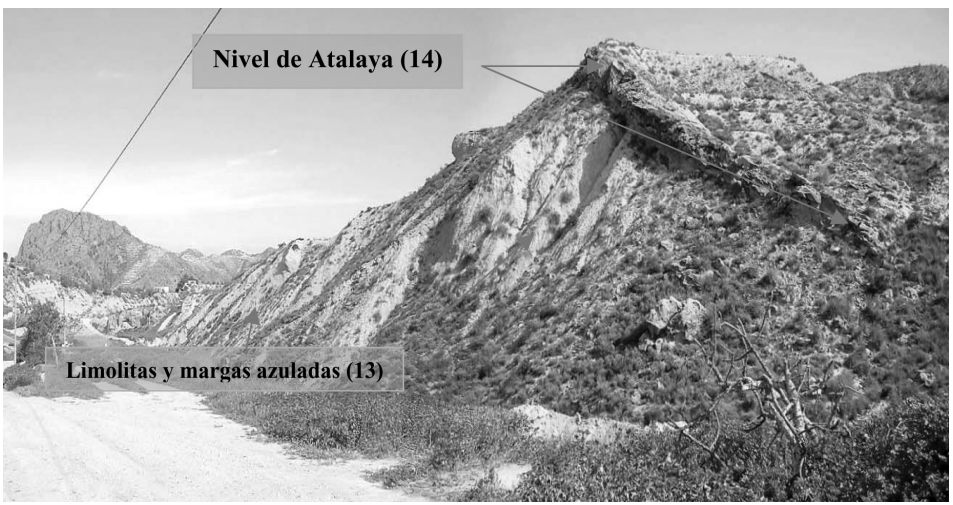


Figura 2.13. (Foto 26). El Nivel de Atalaya. Conglomerados (14), discordantes sobre los limos y margas gris azulados de la Unidad **(13)**. Carretera de Los Garres a Las Casas del Cura.

2.3.3.2. Areniscas calcáreas bioclásticas amarillentas. **(15)** Tortoniense Medio-Superior

Se trata de areniscas calcáreas bioclásticas de grano medio a fino con capas o bancos que contienen grava de cuarzo dispersa y de color pardo amarillento generalizado. Son capas de decimétricas a bancos con geometría tabular con bases planas a débilmente erosivas en los paquetes basales de la unidad. Son frecuentes los clastos redondeados a esféricos de areniscas grises muy cementadas y alineadas en apariencia marcando las superficies de acreción de los canales.

En general se observan como una secuencia granodecreciente y estratocreciente que, en este sector, dan origen a las repisas morfológicas que coronan los cabezos de Atalaya, Pico del Águila y Sierra de Pujálvarez. La única diferencia estriba en los espesores ya que en el sector de Atalaya-Pico del Águila se miden potencias promedio de 70 a 80 m en tanto que en Pujálvarez solo alcanzan los 50 a 60 m.

Son litarenitas en las que, en las fracciones líticas los granos de carbonatos y de rocas metamórficas están en un porcentaje similar. El cemento es carbonatado. La presencia de macrofauna es una constante tanto como bioclastos, que a veces son el detrítico mayoritario, como en capas lumaquélicas en las cuales las conchas de los bivalvos se encuentran ordenadas (convexidad hacia techo). La icnofauna es espectacular tanto por su variedad (pistas, huellas de excavación y de perforación, chimeneas) como por el tamaño de algunas estructuras orgánicas.



Figura 2.14. (Foto 28). Las areniscas calcáreas amarillas del Nivel de Atalaya (15). Obsérvese la presencia, en el tramo inferior, de cantos redondeados de arenisca de grano medio grueso, marcando los set de la estratificación cruzada en surco. Carretera de Los Garres a Las Casas del Cura.

2.3.3.3. Margas azuladas, violáceas y pardo-amarillentas, limolitas arenosas y areniscas (F. Deltaicas) **(16)**. Tortoniense Superior.

Cuando el afloramiento es de calidad, el transito entre la unidad inferior y estas margas, se observa un paso gradual, que muestra una alternancia de capas finas de areniscas y margas grises a margas con láminas 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. En algunos aflojamientos el color pasa a ser pardo violáceo y en detalle se observan que estos tramos están constituidos por una alternancia de laminas de coloración alternante gris oscuro y rojo-violáceo. En numerosos afloramientos pueden observarse grietas rellenas de yeso fibroso.

De forma ocasional intercalan capas finas y láminas de areniscas finas o limos con gradación positiva y laminación paralela que, hacia techo, se hacen progresivamente más abundantes llegando localmente a constituir cuerpos de espesores decamétricos constituidos por areniscas de grano fino a medio en capas de centimétricas a decimétricas con intercapas de margas grises o con amalgamaciones en paquetes métricos. Estas areniscas tienen bases planoparalelas, bioturbación y restos de macrofauna dispersa.

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 con las 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 af. 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 af. peregrina* CUSHMAN*, Pleurostomella af. 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 (Kamptner, 1955) Martín-Perez&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, 1971ª., 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, que determinan 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. La presencia de Discoaster quinqueramus, Gatner, 1969 (8.5 Ma) precisa una edad Tortoniense Superior.

El modelo sedimentario que puede proponerse para las USD II y III consistiría en un margen de cuenca con una plataforma estrecha conectada con un talud de fuerte pendiente. Frente a los valles que drenaban los paleorelieves de las Sierras de Carrascoy-Cresta del Gallo y Miravete, se acumularon sedimentos que progradaban hacia la cuenca que se extiende hasta la Manga del Menor.

Sobre estas plataformas y a favor de flujos canalizados, se desarrollaron fan-deltas (11) de dimensiones medianas. De manera local el aporte sedimentario sobrepasaba el margen de la plataforma y caída 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 (12) o el área completa del abanico deltaico en parte posiblemente debido a la actividad tectónica continuada que ocasiona el desplazamiento de los ejes de la cuenca. La consecuencia última en el sistema de depósito es un efecto análogo a una subida del nivel del mar de origen tectónico (13). Una pulsación tectónica de mayor intensidad origina una reactivación de los paleorelieves y un desplazamiento más acentuado de los depocentros en sentido S a SE ocasionando un límite de tipo 2 y los depósitos de la USD III en un modelo sedimentario similar al descrito para la USD II cuya variación más significativa estriba en que el sistema turbidítico es de baja eficacia de transporte por lo que el predominio corresponde a los siliciclásticos de grano fino y muy fino de frente deltaico y de lóbulos pasivos.

En el ámbito regional se describe una discordancia intratortoniense y específicamente en cuencas próximas con depósitos similares (Lorca, Guadix, etc). Algunos autores precisan que dicha discordancia o paraconformidad se tendría en esta unidad de margas azules. En el caso de la cuenca de Murcia-Campo de Cartagena, dicha discordancia quedaría definida por la discordancia y/o paraconformidad que se describe a continuación como límite inferior de la Unidad de los Puertos de La Cadena-Garruchal.

2.3.3.4. Rocas volcánicas (Lamproitas) de Cabezo Negro **(17)**. Tortoniense Medio- Superior.

Al Este de la localidad de Los Ramos y en el borde centro septentrional de la Hoja se encuentra el Cabezo Negro. Se trata de un afloramiento de pequeñas dimensiones en el que pueden identificarse rocas volcánicas muy oscuras. La muestras recogidas determinan que se trata de rocas volcánicas ultrapotásicas (lamproitas), 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 que en este caso son las margas descritas en el apartado anterior. En el afloramiento que se describe, la banda periférica de la masa volcánica, es una brecha constituida por fragmentos vacuolares de la roca volcánica y por fragmentos de las margas encajantes con evidente metamorfismo de contacto. 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 esencia, estas rocas están constituidas por olivino, flogopita, clinopiroxeno, 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 esta 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 DUMAS (1977), LOPEZ-RUIZ et al (1980) entre 8,2 y 6,8 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.

2.3.4. *USD-IV*. Unidad de los Puerto de La Cadena-El Garruchal. Tortoniense Superior.

En discordancia angular y erosiva ya sobre el registro sedimentario de los Complejos de la ZIB o sobre cualesquiera de las unidades de depósito terciarias precedentes se tiene un conjunto de sedimentos estructurados en una megasecuencia grano y estrato decreciente (F.U.S). Dentro del ámbito de esta Hoja puede observarse la arquitectura sedimentaria de esta uni-

dad de depósito tanto en su constitución, variaciones de espesor y cambios laterales de facies de las unidades litológicas diferenciadas como en la evolución de las características de sus límites en particular del inferior en el que de oeste a este pasa de ser un limite tipo I (Puerto de la Cadena a un limite de tipo II en Torremendo. En el sector centro-occidental, el registro sedimentario de esta USD se encuentra en continuidad cartográfica en ambas vertientes de la Sierra de Carrascoy constituyendo en la vertiente septentrional los depósitos neógenos más antiguos. Las facies litológicas que se describen a continuación son prácticamente idénticas tanto en la vertiente septentrional (Cuenca del Guadalentín-Segura), como en la meridional (Cuenca del Campo de Cartagena), por lo que no se establecerán diferencias entre ambas. Distintos autores describen una discordancia intratortoniense en cuencas próximas (Lorca, Guadix, etc,) con depósitos y evolución de sus límites similares a los descritos en esta área.

2.3.4.1. Conglomerados polimícticos y areniscas **(18)**. Tortoniense Superior.

Esta unidad cartográfica constituye la base de la Unidad Sedimentaria de Depósito IV, si bien en los sectores centro orientales se observa su paso lateral a cuerpos de detríticos más finos con intercalaciones de las margas azuladas suprayacentes que conforman los sedimentos más distales del mar del Tortoniense Medio-Superior. Su limite inferior es siempre una discordancia, angular y erosiva tanto si el substrato lo constituyen las rocas de los Complejos de las ZIB, como si lo son los materiales de las USD I y II

Aunque el dispositivo paleogeográfico es complejo, en la mayoría de los afloramientos observables esta unidad esta constituida por dos facies litológicas. De muro a techo se tiene:

Un conglomerado bastante homométrico, polimíctico, con cemento carbonatado y espesores demás de 300 m en el Puerto de la Cadena, a los 3 a 5 m en el sector de Torremendo. 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 con macrofauna dispersa bien conservada. La serie suele comenzar con bancos de conglomerados granosoportados heterométricos y subangulosos a subredondeados, masivos a estratificación difusa en paso a un tramo de conglomerados homométricos en bancos con base plana constituidos por dos secuencias decamétricas similares en las que el término inferior son megacapas de conglomerados granosoportados, polimícticos, con clastos de macrofauna y grosera granoclasificación positiva (debris flow). La superficie de techo de estas megacapas es ondulada, si bien la tendencia es a la convexidad. La capa intersecuencias, son areniscas bioclásticas de color crema oscuro, decimétricas, gradadas y con HCS con longitud de onda decimétrica. Lateralmente en la megacapa inferior se han observado estratificación cruzada plana y en surco de gran escala. En algunos afloramientos el techo de esta tramo lo constituyen parches de algas rojas y grainstone o rudstone en capas decimétricas amalgamadas o con superficies onduladas.



Figura 2.15. (Foto 63). Conglomerados polimícticos, heterométricos, granosoportados y bien redondeados (18). Puerto del Garruchal. Carretera de Los Garres a Las Casas del Cura.

Las series más llamativas de esta unidad afloran en el sector centro occidental, al sur de las Sierras de Columbares, Los Villares y Carrascoy donde, además de la gran calidad de los aflojamientos, se tienen las series con una mayor variedad de litologías y una visión más completa del dispositivo paleogeográfico.

En estas series puede observarse que el tramo de conglomerados se estructura en varias megasecuencias grano y estrato decrecientes (F.U.S), de espesor hectométrico en las que se observan tres términos de los cuales el inferior son bancos de conglomerados de relleno de grandes canales con restos de macrofauna dispersa, el intermedio son alternancias de conglomerados no confinados y calcarenitas de grano muy grueso y el termino superior son capas tabulares o con estratificación cruzada tabular de bajo ángulo de calcarenitas y gravas con abundantes restos de macrofauna. De muro a techo, varia el espesor relativo de estos términos en cada una de las megasecuencias, se mantienen con bastante uniformidad el espesor de cada una de ellas y, como ya se ha reseñado, el total de la unidad cartográfica. Sobre las calcarenitas de la última megasecuencia se tiene un paleosuelo decimétrico en el que se mezclan depósitos condensados de hierro, lateritas y macrofauna sobre el que se observan las alternancias de areniscas calcáreas bioclásticas, margocalizas, calizas y margas que se describen a continuación.

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. La actividad sinsedimentaria de los sistemas de desgarre parecen indicar un movimiento sinestrorso que ocasiona una notable subsidencia en el bloque SE (Cuenca del Campo de Cartagena-Mar Menor). Frente a los valles que drenaban los paleorelieves de las Sierras de Carrascoy, Cresta del Gallo y Miravete, se acumularon sedimentos que progradaban hacia la cuenca que se extiende entre Corvera en los sectores occidentales y Torremendo en los orientales.

Sobre esta estrecha plataforma y a favor de flujos canalizados, se desarrollaron fan-deltas de dimensiones medianas. 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 última 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 meridional de la Sierra del Columbares y de Los Villares en los que las margas azules sobrepasan los depósitos de las unidades terrígeno-carbonatadas precedentes hasta reposar directamente sobre los conglomerados basales de la USD.

2.3.4.2. Areniscas calcáreas bioclásticas **(19)**.- Tortoniense Superior.

Como cambio lateral y vertical de facies y en paso gradual con los conglomerados de los Puertos de La Cadena-Garruchal, se tiene un tramo en el que 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 y margas de color gris azulado marcando el paso a la unidad superior. La serie descrita varía desde los 20 a 25 m en el sector occidental (Puerto de La Cadena) y supera los 100 m en los sectores centro-orientales (Torremendo). La unidad litológica cartografiada se mantiene bastante uniforme en su espesor total como sumatorio de las litologías descritas.

Sobre este horizonte, las alternancias de areniscas calcáreas bioclásticas, margas y margocalizas se organizan en secuencias elementales granodecrecientes que a su vez se estructuran en dos macrosecuencias de carácter simétrico, la inferior grano y estratocreciente (C.U.S) y la superior, como sus secuencias elementales, grano y estrato decreciente. La disminución del porcentaje de detríticos viene acompaña, en este caso, por un aumento del los depósitos carbonatados en transito muy gradual bien sea a las calizas y margocalizas blancas o a las margas azules como niveles suprayacentes cartografiados.

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.



Figura 2.16. (Foto 72). Otra vista de estas secuencias (CUS). Obsérvese como la macrosecuencia esta estructurada en secuencias decimétricas (CUS) de segundo orden. Puerto del Garruchal. Carretera de Los Garres a Las Casas del Cura.

Además del tramo de areniscas que se ha descrito como cambio lateral de facies de los conglomerados basales, en esta unidad se intercalan a distintos niveles y con espesores variables litosomas de areniscas bioclásticas y calizas arenosas cuyo extensión lateral y espesor aumenta hacia techo de la unidad y de manera especial en el sector centro occidental de la Hoja entre el Puerto del Garruchal y la localidad de Corvera donde alcanzan potencias entre los 25 y los 50 m.Las series realizadas en este sector muestran que en las margas azules (21), se intercalan progresivamente láminas y capas de areniscas blanco grisáceas de grano fino a medio, carbonatadas y limolitas amarillentas masivas y con fuerte bioturbación. Las capas de calizas (packstone y wackstone) son escasas aunque en la serie de Corvera constituyen los depósitos últimos de esta USD.

Aunque la constitución de estos depósitos detríticos no es muy diferente de los descritos para los tramos inferiores, si son bastante diferentes desde el punto de vista sedimentológico. Las facies mayoritarias en esta zona son las heterolíticas arenoso-pelíticas. En este tipo general pueden distinguirse a su vez tres subfacies: aquellas cuyos sedimentos de tamaño arena muestran estratificación cruzada del tipo "hummocky" (HCS) en el sentido de WALKER *et al*. (1983), aquellas capas cuya estructuración interna es similar a las facies turbidíticas de MUTTI (op. cit.), y margas en tramos decamétricos a capas intercaladas en las facies anteriores.

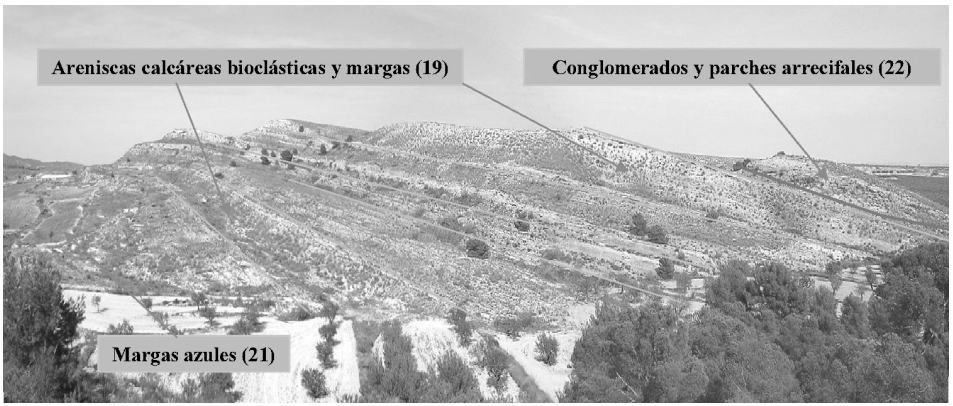


Figura 2.17. (Foto 33). Areniscas calcáreas bioclásticas y margas (19) del abanico deltaico de la Cañada de Lorca al NO de Corvera. Obsérvese el acuñamiento de las barras de arena y la discordancia basal de la USD V (Messiniense).

En la mayoría de los recorridos de campo se ha constatado que las facies HCS son las más abundantes en las litologías de sublitarenitas de grano medio a fino y cuarzoarenitas de grano fino a muy fino. En detalle, se trata de secuencias decimétricas, entre 30 a 50 cm., en las facies HCS de grano medio a fino con secuencias tipo PHM y PHFM, y de 15 a 40 cm en las facies de grano fino a muy fino con secuencias tipo PHFM y HM. La relación arena/marga varía de 3/1 en las primeras hasta 1/5 en estas últimas.

Con una composición litológica prácticamente idéntica y una relación arena/marga es similar a la descrita para las facies HCS de grano fino a muy fino (1/5), se tienen alternancias de areniscas y margas cuya estructuración externa y tipos secuenciales se corresponde con las facies D_1 (T_b^c y T_c^e) y D_2 (T_d^e) de MUTTI (op. cit.).

La tercera subfacies está representada por acúmulos de margas y fangolitas carbonatadas grises en las cuales difícilmente se observan planos de estratificación. En detalle, estos planos vienen marcados por láminas de limolitas blanco amarillentas de composición cuarzoarenítica en las que puede observarse morfologías de "ripples" en trenes continuos ("starved ripples") o bien aisladas ("linsen"). En esta facies son frecuentes los microeslumpamientos y dada la presencia de carbonato y la inmersión diagenética de los "linsen", se originan nódulos de tamaño centimétrico cuyo núcleo son los "loads-casted".

Intercaladas en las facies siliciclásticas descritas en esta área, se cartografían cuerpos carbonatados de espesor decimétrico y extensión lateral hectométrica.

De la misma forma que ocurría con los cuerpos masivos de arenisca, estos afloramientos de carbonatos, si bien discontinuos, tectoestratigráficamente se encuentran conformando un horizonte cartográfico subparalelo a techo de las facies siliciclásticas.
En estos depósitos de carbonatos se pueden diferenciar con claridad dos facies, aparentemente dis-

tintas. La más llamativa, son "packstone" y "wackstone" bioclásticas a "mudstone" laminadas de color gris crema, gradadas, en capas decimétricas a centimétricas. Se trata de secuencias BPHX y PHXM, WALTER *et al*. (op. cit.) en las que los siliciclásticos están sustituidos por bioclastos de tamaño arena gruesa a media.

Son pues, facies del grupo de las "hummocky" en carbonatos bioclásticos. Las secuencias con un término B gradado son las más abundantes en la base del tramo cartográfico, disminuyendo hacia techo. En las secuencias con término M bien desarrollado en bancos micríticos grises, se observa bioturbación intensa y restos fósiles enteros.

Este conjunto de facies siliciclásticas y detrítico carbonatadas del grupo de las "hummocky", conforman un ciclo de facies grano y estrato creciente, en el que la secuencia de facies descrita, parece configurar un modelo sedimentario de plataforma siliciclástica con dominio de tormentas en la que se definen los depósitos turbidíticos de plataforma externa por debajo del nivel de ola, los de "offshore" distal y proximal (facies HCS), en el dominio de acción de las tormentas, y finalmente depósitos de plataforma interna posiblemente relacionados con taludes deltaicos (facies pelíticas microeslumpingzadas), y de deltas frontales (barras, canales, etc) en un modelo deltaico con dominio de oleaje.

Los depósitos de carbonatos responden a un contexto hidrodinámico similar al de las areniscas y por tanto, serían el resultado de la destrucción de depósitos carbonatados y/o acúmulos biológicos en ámbitos más protegidos del cinturón costero y redistribución en plataforma interna ("offshore" proximal) por la acción de tempestades.

2.3.4.3. Calizas y margocalizas blancas **(20)**. Tortoniense Superior.

En el sector central de la Hoja, entre las vertientes meridionales de las Sierras de Los Villares y de Columbares y en aparente concordancia o cambio lateral de facies, bien con las areniscas calcáreas, bien con las margas azules, puede observarse unos afloramientos con continuidad lateral de orden kilométrico y de constitución esencialmente carbonatada.

En el Puerto del Garruchal, donde el afloramiento permite observar en detalle la transición entre las distintas unidades litológicas, por lo general se tiene un tramo transicional con las margas azules en el que se alternan margas y margocalizas nodulosas que progresivamente se cargan en bioclastos y cuando los carbonatos se superponen a las areniscas calcáreas bioclásticas el contacto suele ser más neto y el tramo superior de esta unidad es posiblemente el que mejor la caracteriza. Se trata de calizas crema a blancas (packstone algo arenosas y con abundante glauconita y wackstone fosilíferas), bien estratificadas con intercapas de margas blancas que, hacia techo pasan a una alternancias de margocalizas nodulosas y margas grisáceas. Es frecuente encontrar en estos tramos de techo facies eslumpingzadas y niveles de brechas intraformacionales.

Las muestra tomadas dan una microfacies de Lamelibranquios, Briozoos, Corales, Bivalvos, Melobesias, Equinodermos, Globigerínidos, Valvulínidos, Rotálidos, Ophthalmidiidos, Textuláridos, 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.

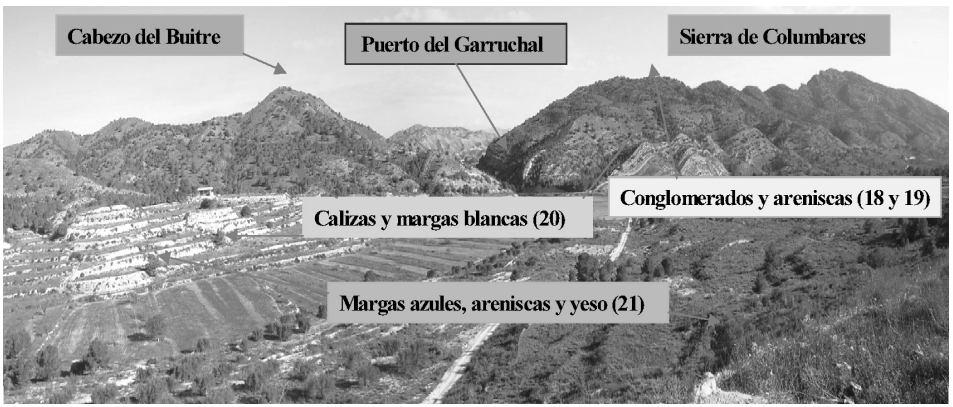


Figura 2.18. (Foto 74). Panorámica del Puerto del Garruchal desde el Collado de Las Zorras. Obsérvese como la Unidad carbonatada (20), tiene un rápido acuñamiento lateral en la vertiente meridional de la Sierra de Columbares. Carretera de Los Garres a Las Casas del Cura.

2.3.4.4. Margas azules y areniscas **(21)**. Tortoniense Superior.

Cuando el afloramiento es de calidad, el transito entre las unidades inferiores 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. Intercalan capas finas y láminas de areniscas finas o limos con gradación positiva y laminación paralela. En los sectores orientales intercalan capas a veces de espesor métrico de yesos blancos masivos a microlaminados. En los sectores centrales y occidentales la presencia de yeso se reduce a láminas o grietas rellenas de yeso fibroso.

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 un depósitos de corrientes de turbidez de baja densidad que transportan materiales de grano muy fino y una alta proporción de lutitas 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 af. 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 af. peregrina* CUSHMAN*, Pleurostomella af. 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* (KAMPTNER, 1955) MARTÍN-PEREZ&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*, 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.

Que determinan 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.

La arquitectura sedimentaria del conjunto de las Unidades 18 a 21 descritas, permite definir una SD delimitada por discordancias (limites de tipo 1) a muro y techo en la que la Unidad 18 seria asimilable al LST, las Unidades 19 y 20 serian el TST y el SMST y la Unidad 21 es el HST de esta secuencia deposicional del Tortoniense Medio-Superior.

2.3.5. *USD-V.* Unidad del Collado de las Zorras. *Messiniense*.

En discordancia sobre el registro sedimentario de la USD anterior, se encuentra una sucesión en la que pueden distinguirse fundamentalmente tres grupos de facies: un tramo basal constituido por depósitos *terrígeno-carbonatados marinos de carácter somero* que localmente contiene pequeños biohermos a techo, un tramo intermedio con *margas gris verdosas normalmente muy ricas en restos fósiles* y un tramo superior, en cambio lateral y vertical de facies con las margas, constituido por *lutitas carbonatadas de color rojo que culmina en un paleosuelo* de espesor centi a decimétrico en el que las lateritas con oóides manganesíferos son las litología dominante. Estas últimas litologías rojas muestran un buen desarrollo en los sectores centrales y occidenta-

les de la Hoja, en tanto que hacia el este su presencia suele ser testimonial de forma paralela a la disminución de espesor aflorante en las margas con ostreas. Estas unidades litológicas se encuentran ordenadas de muro a techo en un ciclo de facies en posición regresiva.

2.3.5.1. Conglomerados, areniscas calcáreas y calizas **(22**). Messiniense.

Posiblemente sea esta unidad la que muestra unas mayores diferencias litológicas en las series aflorantes en ambas vertientes de la Sierra de Carrascoy. En todo el ámbito de la Hoja se mantienen de manera bastante uniforme los espesores totales de la unidad cartográfica (25-35 m), las variaciones más evidentes se tienen en la granulometría de las facies que la constituyen esencialmente en la presencia de los conglomerados.

De manera genérica, puede establecerse que en la vertiente septentrional los conglomerados son la facies prioritaria en tanto que en al sur de Carrascoy desde Corvera al oeste hasta el Puerto del Rebate al este, son las areniscas calcáreas bioclásticas de color amarillento y los carbonatos oolíticos bioconstruidos las facies más frecuentes. Bien es cierto que en la práctica totalidad de los aflojamientos observados en este sector, el tramo basal tiene siempre un conglomerado a veces con espesor centimétrico. En todos los casos los conglomerados de esta unidad son homométricos y subredondeados, con un espectro calclitítico y fracciones muy minoritarias de cuarzo, rocas metamórficas y rocas ígneas. El color es blanco amarillento.

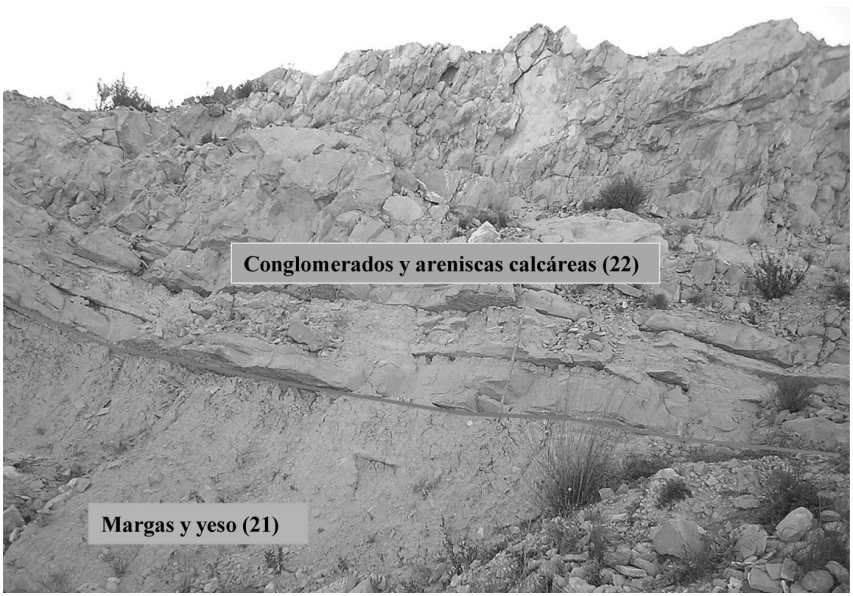


Figura 2.19. (Foto 75). La discordancia basal (límite de tipo 1), de la USD V. Conglomerados y areniscas calcáreas de grano medio-grueso con estratificación cruzada en surco (22), sobre las margas azules con capas de yeso (21). Collado de Las Zorras. Carretera de Los Garres a Las Casas del Cura.

En el sector comprendido entre las localidades de La Alberca y Santo Ángel, estos conglomerados tienen, directamente sobre ellos y en discordancia angular, los depósitos rojos de la unidad 29 que se describen con posterioridad. Este hecho condiciona que ambas unidades de conglomerados tengan coloración roja por lo que, en la edición precedente del Magna, se identificaron como unidad roja de características continentales. MONTENAT, CH., (1973, 1988), cita varios yacimientos de vertebrados en los depósitos basales de esta unidad. De ellos los estudiados en La Alberca contienen fauna finimiocena (Messiniense), lo que constituye de las representaciones malacológicas más antiguas citadas en la Península Ibérica. Hacia techo, estos conglomerados contienen abundantes fragmentos de ostreidos de gran tamaño.

Como cambio lateral y vertical de los conglomerados se encuentran las facies más comunes de esta unidad constituidas por areniscas limosas gris amarillentas y areniscas calcáreas bioclásticas de color pardo amarillento. La arquitectura estratigráfica de esta unidad muestra una macrosecuencia grano y estrato decreciente (F.U.S). En las series realizadas en los sectores centro-occidentales se observan de muro a techo un primer paquete constituido por calcarenitas de grano muy grueso (grainstone a rudstone), con fragmentos de briozoarios, algas rodofíceas (melobesias) y fragmentos de ostreidos. El cemento es carbonatado y hay una fracción de grava dispersa disminuyendo hacia techo del paquete. Como ya se ha reseñado la base de este paquete es una capa o banco de conglomerados de grano a matriz soportados con espectro calclitítico.

A techo de este primer paquete detrítico grueso se ubican las calizas bioconstruidas (boundstone), con aspecto masivo y color blanco amarillento. Son muy abundantes los briozoarios con estructura concéntrica (balls) y las algas melobesias. Estos edificios no superan el espesor métrico y extensiones decamétricas. Esta calizas bioconstruidas se interdigitan con calcarenitas bioclásticas (grainstone), masivas, de grano medio a grueso. Este tramo es muy rico en macrofauna, aunque suele encontrarse fragmentada. Aun así, los ejemplares de equinodermos, bivalvos y ostreidos, junto a los briozoarios y rodolitos de algas confieren a este paquete unas características muy definidas desde el punto de vista composional. Este paquete de calcarenitas muestra capas decimétricas con superficies de estratificación irregulares. Tienen una fracción siliciclástica, de composición litarenítica, disminuyendo hacia techo.

El tramo superior de esta unidad son calcarenitas de grano medio y fino, en capas decimétricas, bien estratificadas. Hacia techo y en cambio lateral "pro parte", la serie intercala de forma progresiva capas de limos y margas arenosas de color gris-amarillento que a su vez intercalan niveles lumaquélicos de ostreidos. Este tramo de transición litológica tiene un desarrollo importante en los sectores suroccidentales (Corvera-Collado de las Zorras), en tanto que la transición litológica es mucho más rápida en los orientales (Puertos de San Pedro y del Rebate)

Las microfacies de las muestras estudiadas determinan la presencia de: equinodermos, bivalvos, ostreidos, corales, briozoos, y algas calcáreas.

2.3.5.2. Margas gris-verdosas a veces con yeso. Intercalaciones de horizontes lumaquélicos **(23)** "Margas de Ostreas".- Messiniense- Plioceno Inferior.

Esta unidad está constituida por margas verdoso-amarillentas de aspecto masivo, ricas en materia orgánica, fétidas, con niveles de limonita y abundantes ostreidos de gran tamaño (Chlamys y Pectens), bien como fragmentos o conchas dispersas bien como capas o bancos lumaquélicos, mas frecuentes hacia techo. Característica de esta unidad es la presencia de yeso, tanto en láminas, como más frecuentemente rellenando fracturas de gran desarrollo vertical.

También, hacia techo de la secuencia, se hace característica la presencia de pequeños niveles calcareníticos (20-40 cm.) de carácter bioclástico, que en ocasiones representan auténticas lumaquelas de lamelibranquios con gran abundancia de pectínidos, indicándonos la proximidad de la línea de costa.

Afloran a lo largo de una estrecha banda adosada a las cuestas que constituyen las Areniscas de Rebate en vertiente sur de la Sierra de Carrascoy. Solo en el sector más occidental de la Hoja (Ramblas de Corvera y de los Jurados) su extensión cartográfica es mayor.

Esta formación presenta gran cantidad de Ostreidos, fundamentalmente *Ostrea offerti* y *Ostrea crassaformis* (NÚÑEZ et al., 1976). La cantidad de ostreidos aumenta hacia el Oeste donde llegan a formar auténticos niveles de lumaquelas de ostreas de gran tamaño, en el sector de Corvera. La macrofauna, también incorpora numerosos fragmentos de *Clypeaster, Chlamys y Pecten*.

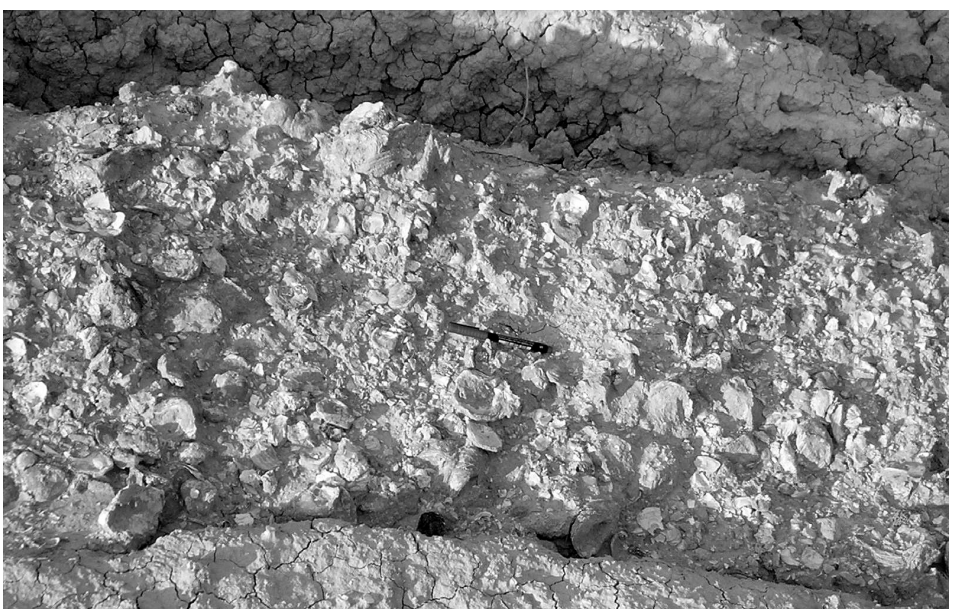


Figura 2.20. (Foto 37). "Margas de Ostreas" (23). Niveles lumaquélicos con espesor decimétrico a métrico. Carretera de La Naveta (Puerto de La Cadena) a Corvera.

Esta unidad ha de correlacionarse necesariamente con el tramo más alto de la serie margosa mesiniense diferenciada por MONTENAT (1973) y LAROUZIERE (1985).

Los tramos superiores de esta unidad, libran una abundante fauna de microforaminíferos, con relativa predominio de las formas planctónicas sobre las bentónicas. Entre las formas planctónicas destacan como más abundantes Globigerinoides trilobus quadrilobatus, G. trilobus inmaturus, G. Obliquus extremus, G. rubber parker y Orbulina universa, y de entre las bentónicas las formas someras litorales Heterolepa bellicioni, Ammonia beccari, Ammonia inflata, Nonium boumeamun, Bulimina pyrula y Textularia sagittula como más abundantes (SILVA, 1994, SILVA et al., en prensa). Esta asociación de taxones no permite una buena aproximación bioestratigráfica dada su amplia distribución en el Neógeno superior. Sin embargo, la presencia característica y abundante del ostrácodo Peteraurila cf. musculus Aruta & Ruggieri, permite situar estos depósitos dentro del Mesiniense Superior-Plioceno inferior dentro de la zona de Globorrotalia margariatae (NUÑEZ et al., 1976). Por otra parte la edad que se atribuye por la presencia de este ostrácodo no se contradice con las formas de foraminíferos existentes. Así mismo, asociados a este aparecen los ostracodos Semicytherura, Cytheridea, Aurila, y Costa batey, géneros muy frecuentes en los depósitos messinienses y pliocenos de las cuencas de Campo de Cartagena-Mar Menor y Elche (ARKANNI, 1987; CARBONELL, 1990).

Por otro lado, aunque LAROUZIERE (1985) y LAROUZIERE y OTT D'ESTEVOU (1990) sitúan esta serie margosa como pre-evaporítica, la presencia de yesos, tanto laminares como fibrosos (secundarios en fracturas) a techo de estos depósitos, así como la abundante presencia de yesos laminares y diseminados en la serie margosa blanca registrada en los sondeos de La Pinilla y de Los Lardines (MONTENAT, 1973), parece indicar que al menos, en parte, estos depósitos representarían el episodio evaporítico, pero en facies marinas someras más abiertas que sus equivalentes en las cuencas de Mula, Lorca y Fortuna. A este respecto hay que hacer notar que en la Cuenca de Campo de Cartagena-Mar Menor tampoco se registra el episodio evaporítico Messiniense (MONTENAT et al., 1990b) que este autor correlaciona con el techo de las "Margas de Torremendo" (21), ya que en las proximidades de San Miguel de Salinas se interdigitan con las facies evaporíticas messinienses.

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 planctónicos 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. aff. 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 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 situa como Messiniense Superior.

2.3.5.3. Lutitas carbonatadas rojo vinoso **(24)**. Paleosuelo rojo **(25)**. Messiniense-Plioceno Inferior

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. El Campo de Cartagena, estaría incluida en este tipo de cuencas marginales en las que SANTISTEBAN (1981), ORTIZ et al, (1993, 1994), PLAYA (1994, 1995),y dentro del conjunto evaporítico, distinguen tres unidades: evoporitica 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 PLAYÁ 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 en el que las facies de lutitas rojas son los depósitos de la llanura salina ("mud flat").

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 la diatomitas corresponden a facies marinas abiertas en tanto que las evaporitas se depositan en ambientes marino someros (lagoon evaporítico). 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.

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 que afloran hacia el este dentro de la Hoja Nº 935 (Torrevieja) podrían corresponder al nivel de mar alto.

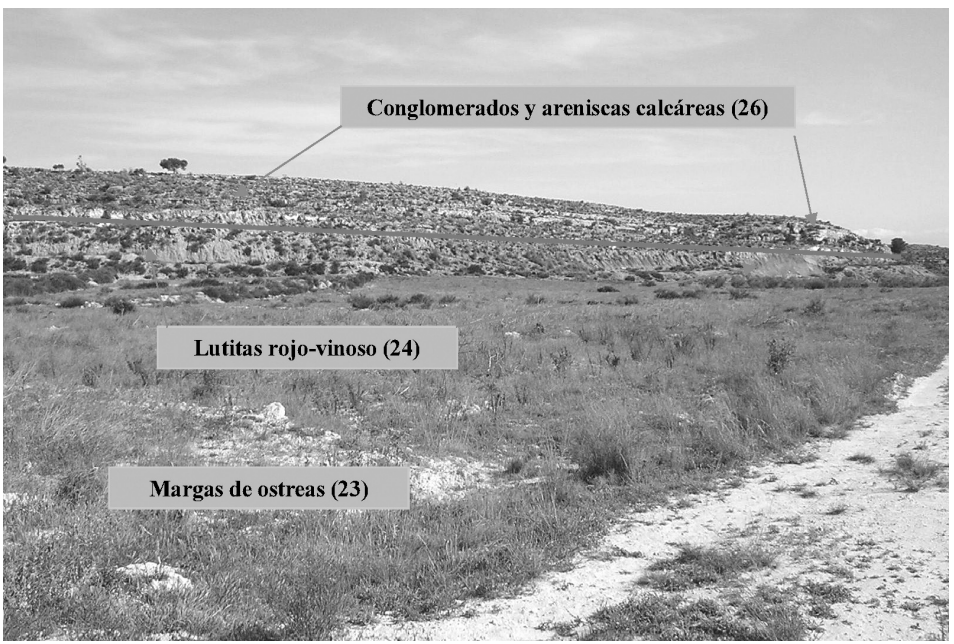


Figura 2.21. (Foto 38). Panorámica del afloramiento de las lutitas carbonatadas rojo-vinoso (24) y sobre ellas los conglomerados y areniscas calcáreas de la unidad (26). Carretera de La Naveta (Puerta de La Cadena) a Corvera.

2.3.6. USD VI. Unidad del Puerto de San Pedro. Plioceno.

Los materiales Pliocenos y Cuaternarios ocupan gran parte de la Hoja de Murcia, quedando divididos por los materiales terciarios y metamórficos del edificio bético correspondiente a la Sierra de Carrascoy, que atraviesa la hoja en sentido SW-NE. Así la zona Nor-occidental de la hoja corresponde a la Depresión del Guadalentín en su unión con la Cuenca del Bajo Segura, mientras que la zona Sur-oriental corresponde a las estribaciones más septentrionales de la Cuenca del Campo de Cartagena-Mar Menor. En la Depresión del Guadalentín, los materiales dominantes pertenecen a los sistemas aluviales del Pleistoceno Superior y Holoceno que la rellenan. Los materiales Pliocenos, así como los messinienses, aparecen adosados a la vertiente NW de la Sierra de Carrascoy, ya incorporados al relieve fuertemente deformados. Por el contrario en la Cuenca del Campo de Cartagena-Mar Menor se encuentra toda la secuencia de relleno, somerización y elevación de la antigua Cuenca Neógena en un dispositivo de discordancia progresiva con las diferentes unidades estratigráficas dispuestas en offlap y fuertemente disectadas por las numerosas ramblas que descienden de Carrascoy. Solo en la esquina SE de la hoja aparecen las superficies de los sistemas aluviales activos holocenos que actualmente rellenan la zona axial de esta cuenca.

Así, en el Campo de Cartagena, tienen una buena representación las clásicas unidades del Plioceno marino que MONTENAT (1973) atribuía a la mencionada Cuenca de Murcia. Estas diferentes unidades forman secuencias regresivas de somerización: Las "Margas con ostreas", descritas con anterioridad, las calcarenitas amarillas y sobre éstas se desarrollan otras secuencias de características más someras, como son las Margas de Hurchillo y Calizas de San Pedro, que junto con la ya netamente continental "Formación Sucina" marcan el final de la regresión pliocena en el Campo de Cartagena. No obstante trabajos posteriores (SOMOZA, 1989; SOMOZA et al., 1989; GOY et al., 1990; SILVA, 1994; ALONSO ZARZA et al., 1998; Bardají, 1999) pusieron en evidencia la marcada diacronía que, a nivel general, presentan las diferentes unidades descritas por MONTENAT. Por otra parte todas estas unidades marinas tienen sus correspondientes contrapartidas litorales y/o continentales en las diferentes unidades finineógenas que afloran a lo largo del denominado Escarpe del Saladillo, en la colindante Hoja de Totana (954).

En los taludes de la vía férrea a la altura del Puerto de San Pedro se tiene uno de los mejores afloramientos de las series del Mioceno Superior, Plioceno y transito al Cuaternario, encontrados en el ámbito de estudio. Es por ello que se denomina con este nombre a la última USD de carácter marino aflorante de la Hoja.

2.3.6.1. Conglomerados, areniscas amarillentas y areniscas calcáreas bioclásticas Óxido de Mn **(26)** Plioceno Inferior-Superior.

Los afloramientos de esta unidad constituyen una línea de relieves en cuesta mas o menos suaves, determinados por un buzamiento general de 10-15º SE, que se sitúa en discordancia erosiva sobre la unidad anterior (23 y 24). La potencia de esta unidad se mantiene más o menos constante (15-20 m) en todo el ámbito de la hoja, aunque se va engrosando notablemente hacia el Oeste donde, en la Hoja de Torrevieja, puede alcanzar más de 100 m de espesor (NÚÑEZ et al.,

1976). Están formados por una alternancia de litoarenitas, sub-litoarenitas y calcarenitas intraclásticas con delgadas intercalaciones de niveles margosos. Muestran un aspecto tableado constituido por diferentes unidades dispuestas en offlap que van perdiendo buzamiento hacia el SE, dibujando un suave dispositivo en discordancia progresiva.

Por lo general esta unidad está constituida por una macrosecuencia característica con dos miembros (o secuencias menores). Uno basal, formado por calcarenitas amarillas bioturbadas en las que se registra un claro aumento de elementos extracuencales con respecto a unidades anteriores y el segundo, a techo, constituido por margas versicolores masivas o finamente laminadas (según sectores).

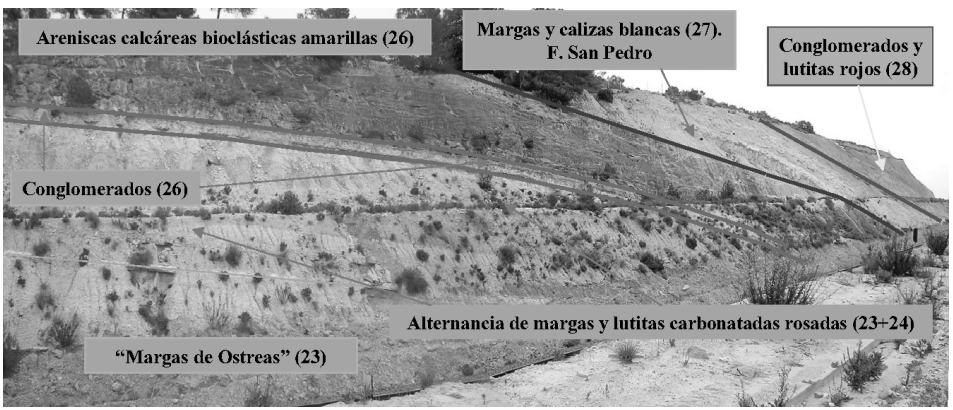


Figura 2.22. (Foto 45). La serie del Puerto de San Pedro a lo largo del ferrocarril Murcia-Cartagena. Posiblemente sea uno de los afloramientos de mejor calidad para observar el registro sedimentario del transito Mioceno-Plioceno en los sectores NE de la Cuenca del Campo de Cartagena.

En el corte de la Rambla de los Jurados, (sector occidental, Corvera), la base de esta unidad es netamente erosiva, constituida fundamentalmente por litoarenitas en facies Sh y Sp que incorporan numerosos fragmentos de bivalvos y gasterópodos marinos, con pasadas microconglomeráticas (10-25cm de potencia) de tonos rojizos que incorporan numerosos cantos blandos de pequeño tamaño (∅ < 5 mm) muy redondeados del paleosuelo infrayacente (SILVA, 1994). Los niveles de sub-litoarenitas y Calcarenitas presentan potencias inferiores a 2 m y poseen tonos blanquecinos y/o amarillentos presentando a veces una intensa bioturbación y recarbonatación. Estos niveles presentan estratificación cruzada planar (Sp) de alto ángulo pudiéndose interpretar como sistemas dunares. En la rambla de los Jurados aparece una intercalación de un nivel netamente biocalcarenítico de 1,20 – 1,60 m de potencia, de carácter microconglomerático (grainstone) que incorpora numerosos fragmentos de bivalvos, equinodermos, miliólidos y algas rojas en facies Sp con estratificación clinoforme, y buenos ejemplos de "escalones de playa" que se interpreta como sistemas de playas regresivas (SOMOZA, 1989). Este nivel está constituido por numerosos cuerpos arenosos de geometría cuneiforme dispuestos en offlap hacia el SSE que registran sucesivas secuencias granodecrecientes de somerización (SILVA, 1994). El techo de está

unidad, esta de nuevo constituido por calcarenitas y sub-litoarenitas eólicas de grano más fino intensamente bioturbadas y cementadas en las que se observan huellas y tubos de raíces de grandes dimensiones (20-30 cm. de diámetro, por más de 1 m de profundidad) que en ocasiones conservan la parte basal de los troncos que las soportaban, que por su morfología pueden asimilarse a coníferas (SILVA, 1994). Culminando la serie aparece de nuevo un nivel arcilloso que soporta un paleosuelo rojo –violáceo (10R 4/6) también con características hidromórficas.

En este caso, las margas versicolores presentan un aspecto masivo e incluyen cristales de yeso en punta de flecha (diagenéticos) de gran tamaño. A techo estas margas presentan cuerpos calcareníticos de gran extensión lateral y poca potencia (40-50cm), ricos en elementos extracuencales (micas, cuarcita, etc.), en facies predominantemente Sh que incluyen pequeños canales microconglomeráticos de elementos extracuencales, de las mismas características que los de el sector de las Acharas. La base de las margas versicolores libran microfauna característica de zonas de lagoon salino (J. CIVIS en SILVA, 1994). Se trata de una asociación biespecífica constituida por el foraminífero bentónico *Ammonia beccarii (Lineé)* y por el ostrácodo *Cyprideis torosa (Jones)*. Este último está representado por formas lisas o finamente punctuadas que indican medios ricos en magnesio característico de biotopos evaporíticos sometido a influencias de entrada de agua dulce (CARBONELL, 1983). Ambas especies son formas cosmopolitas eurihalinas o hypersalinas, que se adaptan a condiciones extremas de salinidad y temperatura (CARBONELL, 1983; LOEBLICH y TAPPAN, 1988), siendo en la actualidad características en las lagunas de Santa Pola y Torrevieja y en zonas lagunares estuarinas ó deltaicas de climas subtropicales (CARBONELL, 1983; 1986; LOEBLICH y TAPPAN, 1988). Hacia techo, y ligadas a las entradas de detríticos extracuencales, acompañando a la asociación bioespecífica *A. beccarii* y *C. torosa*, aparecen algunas formas de *Elphidium sp.* y *Bullimina elongata* poco abundantes, destacando de nuevo la presencia de Globotruncalidos mesozoicos reelaborados muy desgastados. De forma que se puede correlacionar la entrada de detríticos extracuencales con el episodio de reelaboración y resedimentación citado anteriormente.

Así en conjunto, y en base a sus características sedimentarias, relaciones laterales y evolución vertical de la microfauna diferenciada, esta Unidad ha sido interpretada como un sistema deposicional de tipo estuarino (sector occidental) que, procedente de la Depresión del Guadalentín, desembocaba en una zona de lagoon parcialmente cerrada por barras litorales del sector oriental (SILVA, 1994). A techo de esta unidad se verifica un importante período de reelaboración y/o resedimentación de depósitos más antiguos registrándose una mezcla de microfauna de diferentes edades, así como la mezcla de formas de carácter continental y marinas. De especial importancia es la presencia de microfauna mesozoica reelaborada, que nos indica su carácter de representante distal de desembocadura de los sistemas marginales de Lorca, Lebor y Totana. Estos marcan un importante progradación hacia el Este, produciéndose la sustitución tanto en la vertical como en la horizontal de los sistemas estuarinos sobre los de isla barrera – lagoon. Esto hace necesario invocar a distintos curso fluviales (Paleoguadalentín, Paleolebor, etc.), como el medio que transportó estos materiales hasta la zona de conexión del Campo de Cartagena-Mar Menor-Depresión del Guadalentín (SILVA, 1994). Dentro de este marco es necesario recalcar que en los depósitos margosos se registra una evolución vertical desde biotopos lagunares de tendencia evaporítica (asociación bioespecífica, yesos diagenéticos) eurihalinos o hypersalinos, hasta biotopos lagunares con marcadas influencias de aportes de aguas continentales (canales y mi-

croconglomerados de detríticos extracuencales, presencia de ostrácodos de carácter continental) que marca la misma tendencia progradante (SILVA, 1994).

Los datos faunísticos, aunque abundantes no asisten a la ubicación cronológica de esta unidad y la situamos como plenamente Pliocena. Consideramos esta unidad como los depósitos de transición marino-continentales que se situarían paleogeográficamente por detrás de la Unidad Calcarenítica (P2) de la Cuenca Campo de Cartagena-Mar Menor, con cuya base serían parcialmente sincrónicas. Por otra parte, esta unidad constituiría la base de la "Serie blanca pliocena" de MONTENAT (1973), el resto de la secuencia de la mencionada Serie blanca de este autor estaría constituida por la siguiente unidad cartográfica.

Esta unidad es claramente regresiva y testifica la instalación de sistemas eólicos litorales sobre las zonas estuarinas representadas por la unidad anterior (23 y 24). No obstante en su zona basal aparecen las mencionadas pasadas biocalcareníticas (playas) que testifican la existencia de pequeños pulsos transgresivos durante los cuales la retirada generalizada del mar se ralentizaría (SOMOZA, 1989). La microfauna citada en la cartografía anterior (NÚÑEZ et al., 1976), caracterizada por la persistencia de especies ya representadas en unidades infrayacentes, la aparición de *G. punticulata* y flora de Charáceas sería enteramente reelaborada como ya apuntan estos autores.

Su posición estratigráfica permite situar esta unidad como netamente Pliocena, correspondiéndose con la unidad P2 de MONTENAT (1973). Tanto este autor, como otros posteriores (NÚÑEZ et al., 1976; SOMOZA, 1989; SILVA, 1994) sitúan estos materiales en el Plioceno inferior-medio.

2.3.6.2. Margas blanco-grisáceas, calizas dismicríticas blancas, areniscas grises y lutitas carbonatadas policolores. Óxido de Mn. Fm. "Calizas de San Pedro" **(27)**. Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior.

Esta unidad se sitúa en discordancia progresiva y erosiva sobre la anterior, correspondiéndose con la Unidad de Calizas de San Pedro de MONTENAT (1973). En el corte del FFCC Murcia-Cartagena del Puerto de San Pedro, donde fueron definidas, se observa como las Calizas de San Pedro, están constituidas por dos Unidades discordantes (SILVA, 1994). Ambas culminan a techo en un paquete de arcillas rojas de aspecto marmorizados sobre las que se desarrollan paleosuelos hidromorfos de tipo pseudogley. El último de ellos se encuentra fuertemente erosionado por materiales fluviales correspondientes al antiguo sistema fluvial del Guadalentín (SILVA, 1994).

Ambas unidades presentan una secuencia característica compuesta por Margas y Mudstones laminados de tonos blancos y amarillentos, mudstones masivos y mudstones nodulosos macrobrechificados, a techo coronados por niveles de arcillas rojas que soportan los paleosuelos. No obstante, las margas y mudstones blancos son las facies dominantes en la zonas más centrales y orientales del Campo de Cartagena, done en sondeos llegan a alcanzar más de 20 m de potencia, y se cargan en cristales de yesos (NÚÑEZ et al., 1976). En el Corte del Puerto de San Pedro la Potencia máxima observada es de 13-15m para el conjunto de ambas secuencias, de unos 7-8 m cada una. En ambas secuencias aparecen también términos detríticos, fundamental mente a base y techo de las secuencias carbonatadas. En la base aparecen conglomerados de pequeño tamaño y lito arenitas

en facies Gm/Gp y Sp respectivamente, con bases claramente erosivas, se presentan en cuerpos de geometría pseudo-tabular (aspecto canaliforme) de gran extensión lateral y más de 1,5 m de potencia. En la segunda secuencia se observa como el lag basal incorpora mayoritariamente cantos blandos de arcillas rojas del paleosuelo que está erosionado. Tampoco es raro encontrar niveles de litoarenitas y sub-litoarenitas de geometría canaliforme en el interior de las facies carbonatadas.

Las margas masivas y las mudstones laminadas, se encuentran fuertemente bioturbadas por raíces, presentando abundantes restos de gasterópodos continentales y una elevada porosidad. Hacia techo están intensamente brechificadas, presentando numerosas grietas rellenas por material más arcilloso, dando lugar a bloques angulosos individualizados (5-8cm ö), que posiblemente son el resultado de procesos de retrabajamiento mecánico y desecación típicos de ambientes palustres (FREYTET, 1984). Las mudstones masivas, se encuentran constituidas por micritas masivas con una elevada proporción de extraclastos de cuarcita, micas y fragmentos de rocas metamórficas (mesoscópicos). Hacia techo estos materiales se encuentran intensamente macrobrechificadas ofreciendo un aspecto noduloso, siendo también frecuente la ocurrencia de microbrechificación y pseudo-microkarst característicos de ambientes palustres (FREYTET, 1984). También se encuentran intensamente bioturbados, con tubos de raíces de grandes dimensiones rellenos por arcillas rojizas y marrones que los atraviesan verticalmente. Por último las arcillas rojas de carácter marmóreo que culminan ambas secuencias, soportan paleosuelos hidromorfos de tonos violáceos con horizontes argílicos Bt (10R 4/6 – 10R 7/6) que en esta zona han sufrido una intensa acumulación de carbonato secundaria. Estos se encuentran intensamente bioturbados por tubos de raíces de grandes dimensiones, que invariablemente se encuentran rellenos de carbonato. Hacia techo las arcillas están completamente reemplazadas por carbonato, mostrando desarrollos morfológicos similares a los de los horizontes transicionales que aparecen en la base de los perfiles de calcretas, que sobrepasarían el estadio II de MACHETTE (1985). Son frecuentes las intercalaciones de cuerpos arenosos, de 10 a 20 cm. de potencia, de geometría tabular, constituidos por arenas micáceas de grano muy fino en facies Sh. A techo estos presentan niveles negruzcos arcillosos (de escala milimétrica) a menudo fragmentados con morfologías típicas de *mud-cracks* (grietas de desecación). También aparecen otros cuerpos arenosos, de mayor potencia (40 a 110 cm.) con bases ligeramente erosivas y morfologías canaliformes, de extensión no superior a los 4m, en facies Sp/Sh y menos frecuentemente St. Por lo general los distintos cuerpos arenosos, ya sean canaliformes o sheets, marcan el inicio de un nuevo aporte margo-arcilloso dando lugar a secuencias granodecrecientes y estratocrecientes a cuyo techo se desarrollan paleosuelos hidromorfos de tipo pseudogley.

En general, todas estas facies carbonatadas representan ambientes de tipo palustre con un grado de exposición subaérea muy acusado, únicamente las facies de Mudstones masivos podrían representar calizas de tipo lacustre típico a las que llegarían importantes aportes de detríticos extracuencales (SILVA 1994). En este sentido las facies asociadas a las pasadas detríticas basales e ínterestratificadas son netamente fluviales, representando los sistemas de canales que alimentaban las mencionadas zonas palustres de desembocadura.

SILVA (1994) correlaciona las dos secuencias de las Calizas de San Pedro con los depósitos de llanura costera y sistemas lagunares palustres del SMFS de transición del Guadalentín que se desarrollan en la hoja de Totana a lo largo del Escarpe del Saladillo. Incluso la secuencia superior podría alcanzar a correlacionarse con los términos basales de la Unidad fluvial del Guadalentín de la Hoja

de Totana, representando así sus términos más distales de desembocadura. Por otra parte, también las "Calizas de San Pedro" reflejan la misma tendencia regresiva que el SMFS de transición del Guadalentín, ya que se superponen directamente sobre las calcarenitas amarillas litorales (P2) de MONTENAT (1973). Tres son los rasgos que caracterizan el miembro superior de esta unidad respecto al inferior; presencia de yesos, desarrollo de paleosuelos hidromorfos y de procesos de brechificación a techo de cada una de las secuencias, siendo los suelos los más característicos. Estos representan paleosuelos violáceos hidromorfos de tipo pseudogley desigualmente desarrollados a techo de cada una de las secuencias margo-arcillosas. El más característico y el que mayor grado de desarrollo posee es el que culmina esta unidad sedimentaria. Posee una potencia de más de 3,5 m, conserva un horizonte argílico Bt (10R 4/6) con estructura prismática columnar de gran desarrollo vertical y una elevada bioturbación por rizolitos, huellas y tubos de raíces (SILVA, 1994.). Este autor, así mismo destaca la presencia de un intenso moteado de colores gris-verdosos (5Y 4/2 a 5Y 5/2) que incrementan su tamaño hacia techo. Estos moteados se producen como consecuencia de procesos de reducción ligados a fluctuaciones del nivel freático en zonas parcialmente encharcadas (FITZPATRICK, 1983). Aunque este moteado suele ser uno de los primeros rasgos edáficos en desarrollarse, la intensidad del mismo indica unas condiciones de encharcamiento bastante prolongadas. No obstante las fluctuaciones del nivel freático serian significativas, como lo indica la presencia de rasgos de brechificación en todos los paleosuelos (SILVA, 1994).



Figura 2.23 (Foto 49). Mudstone dismicríticas. Birdeseyes rellenos de sílice amorfa de color rosado. Formación Calizas de San Pedro (27)

En conjunto toda esta USD puede interpretarse como el transito de una llanura costera, de tipo braided arenoso, alimentada por sistemas fluviales extracuencales de gran entidad (*Arenas micáceas y margas blancas*) hacia un sistema fluvial incipiente en el que son comunes las zonas lagunares palustres con encharcamientos más o menos prolongados (*Margas y suelos hidromorfos*). Por tanto tiene un carácter fundamentalmente regresivo, ya que los depósitos de llanura costera y fluvio palustres terminales, prograda n hacia el Este superponiéndose a los depósitos marino-litorales anteriores. SILVA (1994).

En cuanto a su edad, la microfauna librada por estos depósitos es muy escasa, estando representada por especies bentónicas, ostrácodos, caráceas y rarísimas globorotalias, entre ellas G. Punticulata (NÚÑEZ et al., 1976), en base a la cual sitúan estos autores en el Plioceno superior. No obstante, teniendo en cuenta los esquemas paleogeográficos propuestos por MONTENAT (1973) y más tarde por SOMOZA (1989) y GOY *et al*. (1989b; 1990), esta unidad morfosedimentaria tendría que interpretarse como un sistema diacrónico, pero parcialmente contemporáneo con la Unidad de Transición del El Moncayo-El Molar de SOMOZA (1989), que en base a datos paleomagnéticos llega a alcanzar el Pleistoceno inferior (BARDAJI *et al*., 1997). Así pues estas correlaciones permiten situar a sus depósitos superiores en la inauguración del periodo Cuaternario. Mientras que la Unidad de Transición de El Moncayo-El Molar (sistemas lagoon-isla barrera) es característica de la Cuenca de Elche-Bajo Segura, los aquí descritos constituirían el sistema de Transición Marino-Continental (depósitos de llanura costera y sistemas lagunares palustres) del Campo de Cartagena-Mar Menor.

2.4. CUATERNARIO.

Los principales depósitos cuaternarios de la Hoja de Murcia responden mayoritariamente a los depósitos fluviales y sistemas de abanicos aluviales desarrollados en la Depresión del Guadalentín así como en la vertiente Sur de la Sierra de Carrascoy, ya en la Cuenca del Campo de Cartagena – Mar Menor. Los depósitos netamente fluviales dejados por el antiguo Guadalentín que se dirigía hacia el actual Mar Menor inauguran el periodo Cuaternario. Estos materiales son consecuencia de la evolución regresiva Pliocena de la zona Una vez que por razones eminentemente tectónicas la salida hacia el Mar Menor del antiguo Guadalentín queda obtura da comienza la instalación de abanicos aluviales y el desarrollo de costras calcáreas. No obstante, abanicos aluviales y calcretas tienen un desarrollo diferente en la Depresión del Guadalentín y en el Campo de Cartagena – Mar Menor.

En la Depresión del Guadalentín los sistemas aluviales responden a sistemas marginales sin y post-tectónicos relacionados con el *frente montañoso de falla* correspondiente a la vertiente NO de la Sierra de Carrascoy, a cuyo pié pueden alcanzar potencias que sobrepasan los 60m. Estos muestran importantes discordancias progresivas internas que se reflejan en diferentes dispositivos morfosedimentarios de agradación proximal en onlap a agradación distal en offlap y las secuencias sedimentarias y geomorfológicas resultantes han sido estudiadas por HARVEY (1986), SILVA et al. (1992a y b; 2003a) y SILVA (1994), aunque se centraron fundamentalmente en la zona más meridional de Carrascoy correspondiente a las hojas de Librilla (953) y Totana (954). Por el contrario en el Campo de Cartagena, los sistemas

aluviales están relacionados con frentes montañosos mas sinuosos, de tipo erosivo y que dan lugar a sistemas aluviales de escasa potencia (<10m), con un dispositivo repetitivo de agradación distal en offlap, que da lugar a la génesis de amplias superficies de techo de piedemonte en las que el desarrollo de calcretas fue dominante durante una amplia franja del pleistoceno (ALONSO ZARZA et al., 1999; SILVA et al., 2003). Las secuencias de abanicos aluviales procedentes de la vertiente sur de la Sierra de Carrascoy han sido estudiadas por SOMOZA (1989) y SOMOZA et al. (1989), estableciendo su cronología básica. Así mismo distintos estudios de índole más geomorfológica (HARVEY, 1986; SILVA, 1994; SILVA et al., 2003a) permiten realizar apreciaciones más finas sobre su significado ambiental dentro del periodo Cuaternario.

En la Depresión del Guadalentín, son también importantes los depósitos relacionados con los antiguos sistemas terminales "de desembocadura" de los ríos Guadalentín y Segura, que confluyen en esta hoja. Estos dan lugar a extensos abanicos aluviales terminales por los que serpentean numerosos canales distributarios, reutilizados desde la época árabe para la construcción de las numerosas acequias que riegan la conocida Huerta de Murcia (POCKLINGTON, 1983). Al sur de Murcia aparecen zonas endorreicas centrales de la desarrolladas durante el Pleistoceno superior y Holoceno (SILVA, 1994) entre los dos grandes sistemas aluviales mencionados. La más importante conocida como El Charcón, fue drenada artificialmente en el año 1889, cuando se construyó el denominado "Canal del Reguerón", un canal de geometría rectilínea que une artificialmente los ríos Guadalentín y Segura, de hecho la actual desembocadura del Guadalentín. Aunque en la hoja no existen cortes, los depósitos fluvio-palustres asociados a estas zonas llegan a alcanzar potencias vistas de más de 17m en la vecina hoja de Librilla (953). Datos cronológicos y geoarqueológicos indican conjuntamente que la actual "llanura de inundación" de la Depresión del Guadalentín responde al techo de un relleno fluvio-palustre que culminó su elaboración hace alrededor de 3500 años BP tal y como ha sido datado en la zona de la hoja de Librilla (CALMEL-AVILA, 2001). Así pues, el conjunto de sistema de ramblas y demás depósitos y formas torrenciales consecuencia de su evolución reciente y procesos de avenida (riadas y/o inundaciones) son de carácter moderno, en algunos casos de carácter histórico (SILVA et al., 1996; 2003b).

No ocurre lo mismo en la vertiente SE de la Sierra de Carrascoy, donde los depósitos dominantes son los de abanicos de muy baja pendiente y escasa potencia (<5-10 m) con superficies encostradas por sistemas de calcretas laminares muy maduras, correspondientes a la antigua Fm. Sucina de MONTENAT (1973). El sistema de ramblas, depósitos y/o formas torrenciales que las disectan se remontan al Pleistoceno medio.

2.4.1. Conglomerados, arenas y arcillas en facies fluviales con paleosuelos pardo-rojizos **(28)**. Sistema Fluvial del Guadalentín. Pleistoceno inferior-medio.

Los afloramientos correspondientes a esta unidad sedimentaria se extienden a lo largo de toda la vertiente sur de la Sierra de Carrascoy. Al contrario de lo que ocurre en la Hoja de Totana (de donde proceden) en la presente hoja los afloramientos son de menor calidad y es muchas veces imposible correlacionarlos con las diferentes subunidades establecidas en el

corte del Canal del Paretón de la hoja de Totana. Los mejores afloramientos, en esta zona, se encuentran en las vertientes de los grandes relieves tabulares que condicionan las superficies fuertemente encostradas de los sistemas aluviales cuaternarios de Rebate y Campoamor definidos por SOMOZA (1989) Y SOMOZA et al., 1989) correspondientes a las unidades cartográficas (30) y (31).

En alguno de los afloramientos observados (i.e. trinchera del FFCC. Del Puerto de San Pedro), se observa como estos depósitos se sitúan en clara discordancia erosiva y débilmente angular sobre los depósitos fluvio-litorales de unidades previas (26 y 27). En todos los casos los espectros litológicos de estos depósitos, al igual que los que constituyen las unidades estratigráficas previas en el Campo de Cartagena, delatan su relación con cursos de agua que, con direcciones generales W-E, procedían de la Depresión del Guadalentín (SILVA, 1994). Dentro de estos, serían las ramblas del Guadalentín y de Lebor procedentes de las hojas de Lorca y Totana, los cursos principales.

En la Trinchera del FFCC del Puerto de San Pedro se observan al menos dos unidades fluviales separadas por paleosuelos rojos que completan una secuencia de casi 10 m de potencia. La secuencia inferior de 3,5 m de potencia se encuentra fuertemente canalizada en las facies palustres hidromorfas de la unidad subyacente (27) a la cual erosiona con formando un canal de dirección general E-W. Posee un lag basal compuesto mayoritariamente de cantos de cuarcita, calizas terciarias, así como cantos blandos de litoarenitas previas y del propio paleosuelo hidromorfo del techo de la unidad anterior. Hacia techo pasan a arenas muy arcillosas de tonos rojizas fuertemente carbonatadas, de aspecto noduloso, que soportan a techo un horizonte Bt rojo con estructura blocky muy desarrollada también con caracteres de hidromorfía (Btg). La siguiente unidad, de algo más de 6 m de potencia esta compuesta por cuatro niveles de 1,2 – 1,7 m de potencia de carácter arenoso y limosos de tonos rojizos que incorporan canales de arenas y gravas con estratificación cruzada planar. Todos estos niveles desarrollan a techo paleosuelos pardos y pardo-rojizos de diferente entidad. En las bases de los dos niveles inferiores es frecuente observar canales de paredes abruptas, con dimensiones de hasta 3x0,7 m, rellenos completamente por cantos blandos de los paleosuelos que disectan, así como niveles centimétricos de arcillas negras ricas en materia orgánica. Los niveles superiores poseen, por el contrario, bases menos erosivas y una naturaleza más arcillosa en facies de llanura de inundación. Esta segunda secuencia también soporta a techo un paleosuelo rojo (Bt) de hasta un metro de potencia que se encuentra erosionado por los materiales aluviales fuertemente encostrados pertenecientes al sistema de Rebate (30). Todos estos caracteres permite correlacionar tentativamente estas dos secuencias con las subunidades basales fluviales descritas en la hoja de Totana (SILVA, 1994).

Hacia el SE los afloramientos aparecen generalmente al Sur de la Carretera local F-19 (Los Martínez – Sucina). En algunos afloramientos (corte oriental de la rotonda C-3313/F-19) es posible encontrar buenos ejemplos de canales de gravas redondeadas y arenas de dirección general E-W y/o NNE-SSW, subparalelos al relieve de Carrascoy interdigitados en facies arcillosas rojizas de llanura de inundación. Arcillas y limos rojos, son por lo general la naturaleza litológica de esta unidad en las vertientes de la mayoría de los relieves tabulares donde afloran. Autores anteriores englobaron estos materiales dentro de la denominada Fm Sucina

(MONTENAT, 1975) a asimilados a facies aluviales de los sistemas de Rebate y Campoamor (SOMOZA, 1989). Tal y como indica SILVA (1994) en base a afloramientos existentes en la zona del Estrecho (hoja de Torre Pacheco) las diferentes unidades fluviales en el Campo de Cartagena parecen adoptar un dispositivo de solapamiento en offlap, de forma el eje del antiguo sistema fluvial del Guadalentín se fue desplazando progresivamente hacia la zona axial de esta cuenca, es decir migrando hacia el SE.

En relación a los datos que permiten apoyar la cronología de esta unidad fluvial, tan solo se poseen en relación al Sistema Aluvial de Rebate, cuyos depósitos se encuentran interdigitados con coladas basálticas al pie de la Sierra de el Algarrobo en la Hoja de Cartagena (SOMOZA et al., 1989). Estos basaltos corresponden al antiguo afloramiento de Venta del Lirio datado en 1 m.a. (DUMAS, 1977) y posteriormente por BELLON et al., (1983). A pesar de la disparidad de las dos dataciones absolutas, SOMOZA (1989) en base a las relaciones estratigráficas y geomorfológicas con otras unidades opta por una edad más cercana al 1Ma. Por otra parte, la Secuencia paleomagnética realizada en las facies más distales del Sistema de Campoamor en la Hoja de Torrevieja indican que toda la serie posee un Polaridad Normal. Esta es asignada en su totalidad a la Época Brunhes, y por tanto toda ella más joven de 0,7 Ma y asignable al Pleistoceno Medio (SOMOZA et al., 1989). Basándose en estos datos la unidad fluvial aquí descrita, puede ciertamente inscribirse dentro del Pleistoceno inferior y parte del medio.

2.4.2. Conglomerados, bloques y gravas, cementados, verticalizados y con discordancias internas **(29)**. ("conglomerados de rambla"). Pleistoceno inferior-medio

Estos materiales responden a la instalación de los primeros sistemas aluviales marginales coherentes con el relieve actual de la Depresión del Guadalentín. En la hoja de Murcia estos materiales tan solo afloran a lo largo de la vertiente NO de Carrascoy, en discordancia erosiva y angular sobre las formaciones neógenas previas pertenecientes a sistemas aluviales más antiguos proce-dentes del Oeste que incorporan elementos litológicos subbéticos (Sistemas de Lebor, Librilla y La Alberca). SILVA (1994) describe esta unidad para el conjunto de la vertiente NO de Carrascoy, como constituida por dos macro-secuencias positivas de carácter continental formadas por conglomerados, arcillas y limos rojos y rosados. La Unidad inferior (90 m de potencia) constituidas por facies conglomeráticas proximales muy cementadas, mientras que la Superior (30 m de potencia) está constituida por intercalaciones de conglomerados y arenas en facies más distales. En conjunto aparecen en discordancia progresiva, mostrando buzamientos variables entre 40º y 12º hacia el NO.

En la Hoja Nº 933 (Alcantarilla), no obstante, se encuentra preferentemente representadas las facies más proximales, que llegan a presentar buzamientos de hasta 70º NO en aquellas zonas donde se encuentran tectonizadas por la falla de Nor-Carrascoy, que constituye su límite con la actual Depresión del Guadalentín. Las facies proximales están constituidas por cantos de menor tamaño en facies Gm/Gms, dispuestos en bancos de hasta 5 m de potencia, que hacia techo se intercalan con niveles de arenas rojizas y de limos rosados, representando una macrosecuencia positiva a gran escala. La secuencia culmina

con un paquete, de hasta 4m de potencia, de arcillas que soportan un paleosuelo rojo truncado que solo conserva el horizonte Bt de hasta 2m de potencia. El espectro litológico de estos depósitos, registra un aumento considerable de materiales maláguides (sobre todo areniscas rojas permo-triásicas y dolomías, así como minoritariamente cuarcitas y pizarras). Los afloramientos de estos materiales se encuentran situados en la zona central-somital de la Sierra de Carrascoy, reflejando una significativa acción remontante de las cabeceras de las ramblas que alimentaban estos sistemas aluviales marginales (SILVA, 1994). En la hoja de Murcia, estas facies son las dominantes, donde además los clastos se encuentran poco rodados, de litología fundamentalmente maláguide y alpujárride (dolomías y areniscas rojas) , representando a veces auténticos depósitos de piedemonte.

Las facies distales se sitúan en discordancia progresiva y erosiva sobre la unidad anterior, y son minoritarias en la presente hoja, donde están ausentes en algunos cortes. Están constituidos por cantos en facies Gp/Gm clastosoportados, dispuestos en cuerpos muy mal definidos con bases canalizadas, de hasta 2m de potencia, dando lugar a estratificación cruzada planar a gran escala. Hacia techo las intercalaciones de arenas rojas en facies Sp/Sl y limos rojos son muy frecuentes, haciéndose dominantes y representando una gran secuencia positiva a gran escala.

En conjunto la secuencia de conglomerados proximales y distales se encuentra en clara discordancia progresiva indicando su claro carácter sintectónico, correlativo al levantamiento de la Sierra de Carrascoy. No es raro observar buzamientos anómalos de hasta 70ºNO condicionados, sin duda, por la actividad sintectónica de la falla Norte de Carrascoy, denominada por SILVA (1994), como Falla de Cañaricos-Cuevas del Norte. Así las pautas se sedimentarias son las de encajamiento proximal, y discordancia y progradación distal progresiva de las zonas de sedimentación de estos primeros sistemas marginales concordantes con el relieve actual, que llevan como firma fundamental los cambios de procedencia respecto a unidades anteriores.

Estos cambios de procedencia, acompañados de discordancia angular, se encuentran relacionados con un importante episodio de reestructuración del relieve intra-pleistoceno, durante el cual las zonas marginales de la Depresión adquieren su configuración actual (SILVA, 1994). No obstante hay que resaltar que estos depósitos no guardan expresión geomorfológica, ya que se encuentran verticalizados e incorporados a los relieves marginales de la Depresión a favor, en este caso de la mencionada Falla de Cañaricos – Cuevas del Norte.

La posición cronológica de esta unidad es difícil de precisar ya que no existen contenidos faunísticos ni datos de otro tipo que sirvan de referencia. SILVA (1994) la considera, como mínimo, sincrónica a la desconexión de la Depresión del Guadalentín con la Cuenca del Campo de Cartagena-Mar Menor. Lo cual implicaría que el evento tectónico que dio lugar al relevo de los espectros litológicos de los sistemas aluviales marginales, fue el que también provocó su desconexión con el Campo de Cartagena. Por tanto, a esta unidad se le puede atribuir una edad Pleistoceno inferior a medio sin mayores precisiones.

2.4.3. Nivel aluvial de conglomerados, arenas y arcillas con desarrollo de calcretas laminares **(30)**. ("Sistema aluvial de Rebate"). Pleistoceno inferior-medio.

Esta unidad constituye la primera unidad aluvial del Campo de Cartagena-Mar Menor y se desarrolla a lo largo del margen sur oriental de la Sierra de Carrascoy, definida por los relieves en cuesta que constituyen la alineación de las Sierras de los Villares, Columbares y Escalona, que se prolongan también en la vecina hoja de Torrevieja. Regionalmente estos depósitos también poseen un amplio desarrollo al Sur del Campo de Cartagena, en la hoja de Cartagena. Corresponde a la Unidad aluvial de Rebate definida por SOMOZA (1989) y SOMOZA et al. (1989) y constituye el techo de piedemonte del Campo de Cartagena, desarrollándose sobre sus depósitos los característicos encostramientos calcáreos descritos en la unidad (19b). Se sitúan en discordancia erosiva sobre los depósitos palustres y fluviales de las unidades (27) y (28).

Litológicamente están compuestos por gravas de dolomías, cuarcitas y pizarras escasamente rodadas y fuertemente cementadas, que incorporan también cantos de calizas y areniscas tortonienses. Por lo general, hacia techo disminuye la proporción de gravas siendo los términos dominantes los limos y arcillas rojas, que desarrollan importantes horizontes Bt (suelos rojos), sobre los que posteriormente se instalan horizontes petrocálcicos muy maduros correspondientes a la unidad de calcretas laminares (31).

SOMOZA et al. (1989), distinguen al menos tres secuencias aluviales con dispositivo de solapamiento distal en offlap, que estudios posteriores revelan (SILVA et al., 1994) que corresponden realmente al los antiguos depósitos fluviales del Guadalentín de la unidad (28). Por tanto las potencias máximas que llegan a alcanzar estos depósitos raramente sobrepasan los 2-3 m como se observa en el corte de la trinchera del FFCC del Puerto de San Pedro. En cualquier caso estos depósitos no conservan su morfología primitiva encontrándose actualmente disectados por los diferentes sistemas de ramblas de la vertiente SE de Carrascoy, aflorando actualmente como relieves tabulares, bastante alargados con ligera pendiente hacia el eje del Campo de Cartagena – Mar Menor.

La cronología de este sistema aluvial se apoya en observaciones realizadas en las proximidades del Cabo Cervera (hoja de Torrevieja) y Venta del Lirio (hoja de Cartagena). En la primera localidad se observa el tránsito gradual entre las facies más distales de estos sistemas con el complejo dunar más antiguo de la zona atribuido al pleistoceno inferior por DUMAS (1979) y SOMOZA (1989). En Venta del Lirio se observa que los depósitos correspondientes a este mismo sistema se interdigitan con coladas basálticas datadas por K/Ar en 1 M.a. de años (DUMAS, 1979). Aunque estudios posteriores (BELLON et al., 1983) dan una edad de 2.6 M.a. a estos mismos materiales volcánicas las relaciones morfosedimentarias con otros sistemas aluviales del Campo de Cartagena y los dunares mencionados anteriormente inclinan a SOMOZA et al. (1989) a dar una edad Pleistoceno inferior s.l. a estos materiales.

2.4.4. Conglomerados, arenas y arcillas con desarrollo de calcretas masivas y/o laminares **(31).** ("Sistema aluvial de Campoamor"). Pleistoceno medio.

Esta unidad constituye la segunda unidad aluvial del Campo de Cartagena-Mar Menor, encontrándose encajada en la unidad descrita anteriormente (30), aunque en la hoja de Torrevieja se advierte un neto dispositivo de solapamiento en offlap respecto a esta (SOMOZA et al., 1989). Internamente se encuentra subdivida en al menos seis diferentes cuerpos sedimentarios con dispositivo de solapamiento distal en offlap, separados por paleosuelos pardos y pardo rojizos de diferente desarrollo que en la presente cartografía para simplificar se han sintetizado, ya que todos ellos poseen una edad Pleistoceno medio (SOMOZA et al., 1989). Geomorfológicamente presenta características muy similares a la anterior, aunque de mayor extensión, pudiéndosela considerar también como techo de piedemonte escalonado.

Litológicamente está constituido por alternancia de bancos de 1-2 de potencia constituidos por limos y arcillas rosadas con lentejones de arenas (Sp y Sh), entre los que se intercalan niveles de gravas y arenas correspondientes a facies de barras y rellenos de canal (Gt y Gp) con matriz arenosa de grano medio a grueso que hacia techo pasan a gravas masivas (Gm y Gmi) de tipo debris-flow. Estos poseen todos bases muy erosivas que, a veces llegan a erosionar totalmente los bancos de arcillas y limos rosados. A diferencia del sistema aluvial de Rebate (30) en este los cantos se encuentran más rodados, aunque en los lag basales de las diferentes unidades que la componen no es raro encontrar cantos muy angulosos retrabajados de las calcretas que se desarrollan sobre las superficies del sistema de Rebate. Este hecho refleja un mayor grado de canalización de los sistemas de ramblas que los alimentaban, y por tanto un dispositivo de encajamiento proximal con desarrollo de trincheras de abanico sobre el Sistema de Rebate y migración sucesiva de puntos de intersección o solapamiento distal en offlap. En conjunto representan secuencias granodecrecientes que pasan de facies proximales (gravas y arenas) a facies distales (limos y arcillas) sobre las que se desarrollan los paleosuelos mencionados. Su dispositivo de solapamiento distal en offlap, hace que la potencia de esta unidad no llegue a sobrepasar los 3-4 m de potencia en la hoja de Murcia, donde se conservan los segmentos más proximales del Sistema. Por otro lado, en las zonas relativamente más distales, es frecuente el desarrollo de ensamblajes de tipo "cut & fill" entre las diferentes secuencias aluviales que constituyen la unidad. El corte más representativo de estos materiales se encuentra en la Cta. Avileses-Sucina descrito por SOMOZA (1989) y SOMOZA et al. (1989). Esta unidad también soporta a techo una calcreta laminar muy evolucionada **(32**), lo que ha hecho que en los primeros estudios se englobaran todas estas unidades en la denominada Fm. Sucina (MONTENAT, 1975). No obstante es de mencionar que la citada calcreta enrasa las diferentes unidades solapadas que componen esta unidad sedimentaria.

Estos depósitos se continúan hacia el Este, siendo sus superficies, las superficies aluviales fundamentales conservadas en la zona de Campoamor (Hoja Nº 935, Torrevieja), donde se encuentran disectadas por los actuales acantilados marinos. En esta zona las diferentes secuencias presentan facies distales superpuestas y separadas por horizontes argílicos (Bt) pardos y pardo-rojizos, llegando a alcanzar potencias cercanas a los 15 m (SOMOZA, 1989; SOMOZA et al., 1989). Perfiles paleomagnéticos realizados por estos autores en la zona de

Campoamor arrojan en conjunto una polaridad normal homogénea, interpretándose como pertenecientes a la época de polaridad normal Brunhes (< 0,7 M.a.), y por tanto perteneciente al Pleistoceno medio.

2.4.5. Nivel de calcretas laminares y masivas **(32)**. Pleistoceno medio.

Se encuentra afectando a las facies conglomeráticas de los sistemas aluviales de Rebate (30) y Campoamor (31). Al contrario de lo que sucede en la hoja de Totana, donde se encontraba preferentemente asociada a un determinado nivel morfogenético, en el caso de la hoja de Murcia se distribuye igualmente desarrollada en los mencionados anteriormente. Así pues, en esta zona no puede considerársela una "auténtica unidad sedimentaria" ya que su origen es fundamentalmente edafogenético. En todos los casos está constituida por el desarrollo de potentes encostramientos calcáreos que dan lugar a la formación de calcretas con rasgos muy evolucionados (SILVA, 1994; ALONSO ZARZA et al., 1999).

Las acumulaciones calcáreas presentan en perfiles muy potentes (2,5 a 3 m) típicos de calcretas muy evolucionadas en los que quedan bien definidos sus distintos horizontes característicos. En base a sus relaciones laterales y verticales es posible reconocer una secuencia típica, que podría considerarse como *"Perfil Tipo"*. Este muestra un desarrollo secuencial característico desde los horizontes transicionales prismático-nodulares que se instalan sobre los paleosuelos rojos anteriores a horizontes pulverulentos, nodulares y masivos, culminado siempre en horizontes laminares y laminares brechificados a techo. En las zonas más proximales del Sistema de Rebate, los horizontes masivos son sustituidos por horizonte de gravas con cubiertas. Todos ellos se encuentran analizados en detalle en ALONSO ZARZA et al. (1999), aquí solo resaltaremos sus rasgos más esenciales que las diferencian de otras costras menos desarrolladas que puedan observarse en la zona. Los horizontes laminares y laminares brechificados desarrollados a techo llegan a alcanzar los estadios V y VI de la clasificación de MACHETTE (1985) típicos de calcretas muy maduras. Los que aquí se desarrollan responden a calcretas biogénicas "tipo β" (WRIGHT y ALONSO-ZARZA, 1992) ya que gran parte de sus rasgos micro y macroscópicos responden a la actividad de distintos macro y microorganismos vegetales (hongos) y bacterias. En concreto es importante el desarrollo de filamentos de hongos calcitizados, estructuras alveolares bacterianas, peloides y microcodium (ALONSO-ZARZA et al., 1999). Toda esta actividad biológica estaría relacionada con el desarrollo de mallas de raíces de vegetación de tipo herbácea (típica de periodos fríos y secos glaciares) que sustituye a las plantas superiores ligadas al desarrollo de suelos rojos (más características de periodos cálidos y húmedos interglaciares). Todo ello implica un importante cambio climático hacia unas condiciones más áridas desde el punto de vista hídrico y muy seguramente un indicador climático de la primera irrupción significativa de los periodos glaciares a baja altitud en la zona Mediterránea (ALONSO-ZARZA et al., 1999). En cualquier caso, un rasgo también importante de estas calcretas es la presencia de rupturas y superposiciones de perfiles en las partes proximales y distales respectivamente, que indican la coexistencia de los procesos sedimentarios ligados a la construcción de las superficies terminales de los abanicos aluviales y los edáficos relacionados con el desarrollo de calcretas laminares y laminares brechificadas (ALONSO ZARZA et al., 1999).

Por último, es necesario aclarar que la generación de costras calcáreas se produce no solo sobre las superficies terminales de abanicos aluviales correspondientes a los sistemas de Rebate y Campoamor, sino que también afectan a superficies deposicionales (no fosilizadas) de unidades previas, como es el caso de el antiguo sistema fluvial del Guadalentín (28). Este tipo de calcretas, similares a las aquí descritas, muestran rasgos algo mas complejos (multiepisódicas) y podrían venir desarrollándose desde el Pleistoceno inferior o incluso Plioceno superior engarzando con la noción de Formación Sucina y/o Costra Salmón acuñadas para estos materiales por autores francesas en la década de 1970 (MONTENAT, 1977; DUMAS; 1979).

2.4.6. Gravas, arenas y arcillas débilmente cementadas con calcretas nodulares y pulverulentas **(33).** ("Sistema de La Murta"). Pleistoceno medio-superior.

Esta unidad representa la primera fase deposicional de abanicos aluviales pleistocenos que conserva expresión geomorfológica propia de abanicos aluviales y en relación inequívoca con las ramblas que las generaron. Sus depósitos se encuentran representados, tanto en el Campo de Cartagena- Mar Menor, donde corresponde con el Sistema aluvial de La Murta definido por SOMOZA (1989), como en la Depresión del Guadalentín, donde representa la primera fase deposicional de abanicos aluviales definida por SILVA et al. (1992) y SILVA (1994). En ambos casos es de destacar que sus superficies deposicionales soportan horizontes de calcretas de carácter masivo, menos desarrolladas que las descritas anteriormente (31) aunque en las zonas más apicales no es raro el desarrollo de delgados horizontes laminares, pero nunca brechificados (SILVA, 1994). También se han incluido dentro de esta unidad los depósitos aluviales que aparecen en el interior de la Sierra de Carrascoy, en las proximidades del Puerto de La Cadena, en el paraje conocido como La Naveta.

En el Campo de Cartagena – Mar Menor, los depósitos correspondientes a esta unidad se encuentran encajados en los relieves tabulares y micro-cuestas, que definen las superficies encostradas del Sistema de Campoamor (32). En esta zona el desarrollo de este nuevo sistema aluvial indica una clara progradación distal del sus canales alimentadores y por tanto de sus trincheras de cabecera, que ya disectarían las superficies del sistema de Campoamor. Como consecuencia los depósitos de este sistema se tornan más fluviales abundando las facies más canalizadas de tipo Gp y Gt con matriz arenosa de grano medio a fino y cantos más redondeados. Su litología ya incluye todo el espectro litológico bético y terciario de la Sierra de Carrascoy y sus cantos son de carácter subredondeado, siendo las facies arcillosas y limosas netamente minoritarias. Por otro lado, las direcciones de progradación de este nuevo sistema, varia globalmente con la de los sistemas precedentes (18 y 19a). Así, de forma regional, los dos sistemas anteriores siguen direcciones de progradación distal N150ºE relacionados con la elevación de la Sierra de Carrascoy, mientras que este último prograda en dirección cercana a la N-S. Este hecho ese relacionado por SOMOZA et al. (1989) con la existencia de una línea de flexura regional E-W en la parte media del piedemonte sur de Carrascoy. Dado que este sistema aluvial presenta una relación de encajamiento con el Sistema de Campoamor, similar a la que se observa en la hoja de Torrevieja con los depósitos marinos pertenecientes al Estadio isotópico 5e y 5c de 128 – 95 ka BP (SOMOZA et al.,

1989; ZAZO et al., 1991), a esta unidad se le ha asignado una edad genérica Pleistoceno medio – superior.

En la Depresión del Guadalentín estos depósitos tan solo aforan en el cuadrante NO de la hoja. Aparecen dando lugar a sistemas aluviales muy disectados con sus ápices instalados en los relieves en cuesta definidos por las areniscas tortonienses y limitados al NO por relieves interpuestos generados a favor de una de los segmentos activos (N50-60º E) de la falla de Nor-Carrascoy, por la cual se hallan afectados en sus zonas relativamente más distales. En la localidad de los Ramos, se observan retazos muy disectados de estos depósitos con potencias inferiores a los 2 m afectados por el accidente tectónico de Nor-Carrascoy, que induce saltos inversos de hasta 1.4 m. Es necesario destacar que en esta zona más septentrional de la Depresión, esta primera fase deposicional es de edad algo posterior a las registradas en las hojas de Librilla, Totana, y Lorca, ya que la generación de los relieves progresa de SW a NW en todo el ámbito del denominado corredor de Cizalla de las Béticas Orientales (SILVA et al., 1993). Así en esta zona, como veremos, el desarrollo de esta primera fase deposicional alcanza el Pleistoceno superior (SILVA, 1994).

Los depósitos pertenecientes a esta fase se encuentran en discordancia erosiva y angular sobre los depósitos pertenecientes al sistema marginal de La Alberca (29) y presentan un dispositivo general de agradación proximal en offlap. Se trata de una fase deposicional sintectónica en la que sus depósitos, ya netamente relacionados con las ramblas actuales, muestran fuertes buzamientos hacia el centro de la Depresión, con desarrollo de una discordancia progresiva interna, en este caso con buzamientos desde los 30-35º hasta los cercanos a los 10-8º que poseen sus pendientes deposicionales. Sus depósitos están mayoritariamente constituidos por gravas y conglomerados, dominantemente en facies Gms y Gm, de cantos subangulosos y poco seleccionados. Su espectro litológico está dominado por cantos de litología maláguide (areniscas rojas, dolomías, calizas recristalizadas, etc.), pudiéndose correlacionar en todos los casos con la litología de las cuencas de drenaje de las ramblas actuales.

Los abanicos correspondientes a esta primera fase están constituidos por un número variable de cuerpos sedimentarios superpuestos. Cada uno de estos cuerpos está separado del anterior y del posterior por discordancias erosivas y angulares de pequeña entidad, reflejando cada uno de ellos un episodio sedimentario individual ó un conjunto de ellos (BULL, 1977; HARVEY, 1990). El número de estos episodios es variable según los distintos sectores marginales de la Depresión, e incluso dentro del mismo sector entre los diferentes abanicos individuales, haciendo imposible su correlación. Sin embargo, en conjunto, esta fase deposicional muestra tendencias evolutivas similares en los diferentes sectores de la Depresión que reflejan controles tectónicos y/o climáticos de cierta envergadura (SILVA et al., 1992c; SILVA 1994). Así en todos los caso se registran secuencias positivas estratocrecientes y las facies dominantes son las Gms y Gm, reflejando procesos deposicionales dominantes de tipo debris-flow. La tendencia evolutiva en la vertical de los depósitos muestra un cambio progresivo de facies Gms masivas en la base, hasta facies Gm ó Gm/Gms más ordenadas hacia techo, en los que es frecuente observar intercalaciones arcillosas (mud-flow) y depósitos de gravas, en facies Gm/Gp y Gt, de caracter "más fluvial", culminando esta fase deposicional.

El ensamblaje entre los distintos episodios que constituyen esta fase deposicional, registra un estilo sedimentario dominado por agradación proximal en offlap. Lo que refleja las condiciones de "relativo equilibrio" entre el poder de encajamiento de sus canales alimentadores y las tasas de aportes de sedimentos, que se mantienen "constantes" debido a la continua elevación tectónica de los relieves marginales que los alimentan. En otras palabras reflejan la aceleración del episodio tectónico, que caracterizado por movimientos verticales importantes, dio lugar al drástico cambio de áreas fuente y al depósito de la Unidades Conglomeráticas verticalizadas anteriores (29) a las cuales erosionan.

En cuanto a la edad de esta fase deposicional los diferentes autores que han estudiado los sistemas de Abanicos aluviales de la Región de Murcia (HARVEY, 1987; SILVA et al., 1992a; 1992b; SILVA, 1994; SOMOZA, 1989; SOMOZA et al., 1989), acuerdan que estos depósitos tuvieron lugar durante el Pleistoceno medio, pero se prolongaron durante el Pleistoceno superior, hasta seguramente el fin del último interglaciar (ISS 5). En concreto entre 120 y 90 ka BP se produce una importante actividad sedimentaria en sistemas aluviales y fluviales de la Península Ibérica (MACKLIN et al., 2002). En este sentido estos depósitos son en parte correlacionable con el Sistema de La Murta descrito anteriormente, que se relacionaban con los depósitos marinos del mismo estadio isotópico. Así mientras, en la zona de la hoja de Murcia tiene lugar el desarrollo de esta primera fase deposicional en áreas situadas más al Sur (p.ej. Totana y Lorca) ya tendría lugar el depósito de la segunda fase deposicional.

2.4.7. Conglomerados, gravas, arenas y arcillas débilmente cementadas **(34, 35 y 40)** (2ª fase deposicional abanicos aluviales). Pleistoceno superior- Holoceno.

Son los depósitos aluviales que orlan el conjunto de la vertiente NO de Carrascoy desde las localidades de La Alberca hasta Torreagüera – Los Ramos. En la presente hoja esta unidad se encaja en la fase deposicional anterior (33) que queda restringida a pequeñas depresiones limitadas por relieves interpuestos, como ocurre en las Zonas de Lorca y Totana a favor de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia. El depósito de esta segunda fase viene marcado por el desarrollo de una importante discordancia angular sintectónica, en las zonas proximales de la mayoría de las ramblas que desembocan en la Depresión del Guadalentín (SILVA et al., 1992a; 1992b; SILVA, 1994). Su depósito refleja un marcado atenuamiento, y en último término el fin, de una actividad tectónica importante a lo largo de los márgenes de la Depresión del Guadalentín. En estas zonas las superficies deposicionales de esta fase constituyen la parte más importante de los cuerpos de abanicos aluviales, poseyendo una excelente conservación geomorfológica. Sus depósitos muestran buzamientos que se van haciendo progresivamente menores hacia el centro de la Depresión (desde 32° a 8-6°), registrando su desarrollo una clara discordancia progresiva interna.

En conjunto, esta fase registra un máximo de cinco episodios deposicionales mayores, aunque solo presentan expresión morfológica los dos últimos (35 y 40). La unidad (34) representa a aquellos sistemas aluviales donde la escala de trabajo no permite diferenciar cartográficamente estas dos últimas superficies deposicionales, constituyendo además sistemas más de tipo piedemonte, que netamente aluviales. Cada uno de los episodios muestra secuencias de tipo po-

sitivo. Estos presentan una tendencia evolutiva vertical hacia un cambio progresivo de facies Gm y Gm/Gp masivas (debris flow no cohesivos) en la base, hasta facies Gp ó Gt con intercalaciones Sp/Sh muy bien organizadas (depósitos canalizados) hacia techo, en donde es característico la presencia de niveles de gravas imbricadas (Gmi) y arenas laminadas (Sh) muy ordenadas (depósitos de tipo sheet flood) que en muchos de los casos constituyen sus superficies. El Desarrollo edáfico interno limitado, discontinuo, y siempre relacionado con las facies de carácter más distal a techo de los primeros dos o tres episodios deposicionales de esta fase, que en la hoja de Murcia presentan carácter minoritario, extenso muy mal representados. Estos muestran por lo general un apreciable desarrollo edáfico representado por suelos pardo-rojizos y pardos truncados, de los que solo se conservan sus horizontes argílicos y carbonatados, con potencias que nunca superan los 40 cm. Por el contrario, las superficies de esta fase deposicional no poseen desarrollo edáfico significativo, pero en la mayoría de los casos se encuentran bastante cementadas, pudiéndose confundir con horizontes de calcretas masivas, existiendo buenos ejemplos de ello en diferentes cortas artificiales existentes a lo largo del margen oriental de la Carretera que une los Algezares y Los Ramos.

El ensamblaje entre los distintos episodios que constituyen esta fase deposicional, registra un estilo sedimentario dominado por agradación proximal en onlap condicionado por la discordancia progresiva. Su desarrollo morfosedimentario culmina en un episodio de "backfilling" generalizado en toda la Depresión del Guadalentín, que en el caso de la hoja de Murcia se encuentra ligeramente encajado (40). Este episodio refleja el cese de la actividad tectónica importante a lo largo de los márgenes de la Depresión, permitiendo el retroceso de la sedimentación que acaba por rellenar las diferentes irregularidades existentes en los relieves marginales, fosilizando las zonas de falla. La consecuencia geomorfológica es la generación de superficies ligeramente convexas aparentemente no segmentadas, que caracterizan a estos abanicos aluviales en la mayor parte de los sectores marginales de la Depresión. Estos constituyen los cuerpos típicos de los abanicos aluviales del Guadalentín, y en todos los casos aparecen disectados axialmente por sus antiguos canales alimentadores (ramblas actuales) que generan trincheras de cabeceras de hasta 12-14 m de profundidad por 400-500 m de longitud (SILVA 1994). Ejemplos notables de este proceso son los abanicos del Palmar y de Beniajan-Tiñosa Alta alimentados por las ramblas de mayor desarrollo de la vertiente NO de Carrascoy en este sector (Ramblas del Puerto y del Estrecho respectivamente)

Por el contrario, en la zona del Campo de Cartagena – Mar Menor los cuerpos sedimentarios pertenecientes a esta compleja fase deposicional se encuentran solapados a los del sistema de la Murta, poseen menor potencia, y en conjunto aparecen como dos unidades claramente diferenciadas y solapadas entre sí. La primera (35) de edad Pleistoceno superior y las segunda (40) cuyo desarrollo ya alcanza el Holoceno, correlacionándose con el Sistema de Corvera definido por SOMOZA (1989). En todos los casos su relación con los cuerpos sedimentarios anteriores es de agradación distal en offlap. En todos estos casos, la diferencia de dispositivo está en relación con la actividad tectónica de los accidentes que jalonan los frentes montañosos que alimentan estos sistemas aluviales.

Cronológicamente la segunda fase deposicional en la zona de Murcia abarcaría el comienzo del último periodo glacial y la correspondiente de glaciación (ISS 4, 3 y 2), mientras que los

cuerpos más recientes (40 y parte del 34) se prolongarían durante el presente interglaciar (ISS 1). En la zona del Campo de Cartagena – Mar Menor SOMOZA (1989) en base a criterios de correlación regionales asigna su "Sistema de Corvera" al Pleistoceno Superior – Holoceno, correlacionándolo incluso con el Ciclo Flandriense (c.a. 6.500 años BP). MACKLIN et al. (2002) indican que en la zona mediterránea se han registrado un total de al menos 10 episodios de aluviación pre-históricos durante los últimos ca. 75 ka. En la Península Ibérica e Islas Baleares los más importantes de ellos se producen al final del Estadio Isotópico 2, abarcando el último máximo glaciar y la de glaciación (aprox. Últimos 30 ka.) con máximos postglaciares en ca. 19-16 y 11-13 ka BP.

2.4.8. Gravas cementadas con bloques dispersos **(36)** (depósitos de piedemonte). Pleistoceno superior.

Estas constituyen formaciones de carácter mixto, gravitacional y aluvial, que se disponen orlando la base de los relieves en cuesta que conforman los materiales tortonienses y pliocenos de las Sierras de los Villares y Columbares y rellenando los valles lineares subsecuentes que se desarrollan entre ellos. Sus depósitos están constituidos por gravas y bloques de diferente tamaño empastados por una matriz areno-arcillosa, presentando facies de tipo Gms y localmente Gm. Los bloques pueden ser muy angulosos y alcanzar tamaños de mas de ∅1m en general en con fábricas muy masivas. Estos depósitos pueden presentar una estructuración interna muy grosera en bancos de más de 2m de potencia, muy verticalizados, con buzamientos superiores a los 40º, que van amortiguándose hacia techo donde son comunes las superficies deposicionales con buzamientos entorno a los 20º. Son formaciones de escaso desarrollo espacial, siendo raro que se extiendan más allá de 500-700m de los relieves marginales que las alimentan. Por lo demás, se encuentran muy cementados, compartiendo características edáficas con los depósitos de la segunda fase deposicional de abanicos aluviales (34, 35 y 40), con los que son parcialmente coetáneos.

2.4.9. Limos y arcillas con cantos y bloques **(37)** (Coluviones). Pleistoceno superior.

Presentan una litología variable en función del sustrato. Aparecen fuertemente desarrollados en la vertiente NO de Carrascoy, aunque de forma discontinua. Su desarrollo es máximo en las zonas ínter abanico existentes entre los cuerpos de la segunda generación de abanicos aluviales (34, 35 y 40). También alcanzan desarrollo notable en los valles lineares subsecuentes definidos por los relieves en cuesta de las Sierras de los Villares y Columbares en la vertiente SE de Carrascoy. En todos los casos representan formaciones formadas por bloques heterométricos, empastados en una matriz arcillosa de diferente desarrollo según las zonas y con grado de cementación también variable.

Por correlación con las superficies de los abanicos aluviales sobre las que reposan y/o pasan lateralmente, estas formaciones se han asignado al Pleistoceno Superior. Aunque en la zona de Murcia no se poseen datos, depósitos de gravedad acumulados en entradas de cavidades y abrigos cársticos de zonas cercanas (El Ramonete); Alicante) indican una importante fase

de formación de derrubios durante la parte final "mas fría" del Pleistoceno superior acompañada de una aparente deteriorización climática en niveles con industria lítica atribuible al musteriense y magdaleniense (MONTES, 1989; CARRION, 1992; CARRION et al., 1995). En concreto tanto MACKLIN et al. (2002) como SCHULTE (2002) indican un importante crecimiento de la producción de sedimentos a partir de los ca 30 Ka BP durante los tres últimos Eventos Heinrich.

2.4.10. Gravas, arenas y limos ligeramente cementados **(38 y 43)** (terrazas fluviales). Pleistoceno superior-Holoceno.

Las terrazas se desarrollan preferentemente asociadas a los barrancos más importantes que drenan la zona más oriental del Campo de Cartagena como son los barrancos de la Grajera, Río Seco y Rió Nacimiento, aunque en la zona cartografiada únicamente tienen relevancia cartográfica en el primero. No obstante también son importantes los asociados a las ramblas de los Avileses, Sucina y Villa María. En todos estos casos responden a terrazas de trinchera de abanico relacionados con los cuerpos aluviales de la segunda fase deposicional en esta zona (35 y 40) teniendo representación los niveles más antiguos del Pleistoceno superior (38) y Pleistoceno superior –Holoceno (43). En estos casos se sitúan a alturas variables sobre los fondos de rambla actuales que pueden variar entre los +7-5 m (38) y los +3-2 m (43). Sus depósitos responden a gravas subredondeadas empastadas por matriz arenosa, mostrando facies típicamente fluviales de tipo Gp, Sp y Sh fundamentalmente.

Las terrazas del nivel Pleistoceno superior- Holoceno (43) también tienen representación cartográfica en las Ramblas del Puerto y del Estrecho en el interior de la Sierra de Carrascoy. En la Rambla del Puerto poseen una altimetría variable entre +10 –5 m, y a pesar de tratarse del mismo nivel morfogenético gana altura hacia las zonas de desembocadura debido al importante proceso de encajamiento por erosión remontante al que están sometidas estas ramblas.

En el interior de la Depresión del Guadalentín las terrazas se encentran asociadas al río Segura, donde únicamente aparece el nivel holoceno más reciente (49). Todas ellas se encuentran altimétricamente a +2-3 m de cota relativa respecto al cauce y a ellas se asocia un relativamente importante cinturón de meandros abandonados (46) del mencionado río. Litológicamente están compuestas por gravas redondeadas y arenas en facies típicamente fluviales, con espectros litológicos diverso debido a la variedad de terrenos subbéticos y neógenos que atraviesa el río en su trazado de cabecera (en cualquier caso eminentemente calcáreo).

2.4.11. Arcillas de descalcificación con cantos dispersos **(39)** (fondos de dolina). Pleistoceno superior.

Aparecen asociadas a la zona somital de la Cresta del Gallo, en los parajes denominados como las Cazuelas de la Naveta. Están constituidas por arcillas rojas con algunas gravillas dispersas y ocupan los fondos de dolina que allí se desarrollan sobre los conglomerados rojos

de dolomías y esquistos de la Cresta del Gallo. La edad de estos materiales, aunque atribuida al Pleistoceno superior s.l. puede ser más antigua, ya que los procesos cársticos o pseudocársticos que condicionan las depresiones que las contienen debieron iniciarse durante el Plioceno final al comienzo de la elevación de la Sierra de Carrascoy.

2.4.12. Gravas, arenas y limos **(41)** ("abanico del Segura"). Pleistoceno Superior–Holoceno**.**

Es asimilable en edad a los depósitos correspondientes a los sistemas aluviales de segunda generación procedentes de la vertiente NO de Carrascoy (40). Se ha diferenciado de estos debido a la entidad cartográfica y socio-económica que posee, ya que sobre su superficie se instala la huerta murciana. Constituye el antiguo abanico aluvial de desembocadura del Río Segura en la Depresión del Guadalentín. Morfosedimentariamente tiene idéntico significado a los grandes abanicos aluviales de desembocadura de los ríos Guadalentín en Lorca, y Ramblas de Viznaga y Totana en Totana. Así mismo su constitución litológica la componen arenas y gravas sin cementar intercaladas con niveles arcillosos diferente entidad. Datos procedentes de sondeos mecánicos y sondeos eléctricos verticales (SEV) indican una potencia máxima de 26 a 32 metros para este tipo de depósitos, que se presentan como cuerpos superficiales con resistividades muy bajas en torno a los 4,5-1,7 Ω/m (IGME, 1975). No obstante en la zona de Murcia los afloramientos son nulos.

Datos geotécnicos procedentes de la zona de Santomera, indican que el relleno más reciente de esta zona consiste en tres series granodecrecientes de gravas, arenas y arcillas que no llegan a superar los 29 m. Más al Norte En la zona de Almoradí-Orihuela (continuación Septentrional de la Depresión), el relleno Pleistoceno superior- Holoceno de está posee una potencia de entre 15 y 35 m, siendo la datación más antigua realizada de c.a. 14.570 años BP (ALFARO et al., 2001; DELGADO et al., 2003).

Hacia la hoja de Alcantarilla, estos depósitos aluviales pasan lateralmente a depósitos fluvio-palustres de centro de cuenca, de los cuales se posee numerosa información cronológica (CALMEL-AVILA, 2001; 2002; SILVA et al., 2003). En la zona de Librilla, donde el Guadalentín llega a encajarse hasta 17 m, se observan las facies lacustres basales, formadas por arcillas y micritas cuyo techo arroja una edad ^{14}C de 6340 ± 40 años BP, ya plenamente Holocena (CALMEL-AVILA, 2000; 2002). Esta misma autora fecha por ^{14}C el techo de la unidad de la antigua llanura aluvial de la Depresión en 2505 ± 45 años BP (Argaro-Ibérica). Por otro lado hacia la zona de Orihuela - Almoradí se han encontrado capas de arenas margosas con *Cardium* y *Ceritium* (especies salobres) a 4 m de profundidad, datadas por ^{14}C en c.a. 4.700 años BP (ECHALLIER y LACHAUD, 1980), lo que hace suponer que la línea de costa holocena se encontraba situada entre las localidades del Orihuela y Almoradí (SILVA, 1994; SILVA et al., 1996) a unos 35 km de la actual desembocadura del Segura en la Depresión. De hecho cartografías históricas de 1631 y 1689 muestran como la actual Depresión del Bajo Segura se encontraba ocupada por un extenso mar interior que llegaba hasta las proximidades de Orihuela (a modo del actual Mar Menor) con anterioridad al Siglo XVII, atestiguando las condiciones costeras de la zona hasta época histórica reciente. De hecho la zona no se dreno completamente hasta mediados del Siglo XVIII (CANALES y VERA REBOLLO, 1985).

Por otro lado, las primeras terrazas fluviales de trinchera de abanico correlacionable con este tipo de cuerpos sedimentarios ha arrojado una edad de 16.400± 270 años BP en la zona de Lorca (MARTÍNEZ MARTÍINEZ Y HERNÁNDEZ ENRILE, 2000). Así, los materiales de gravas y arenas que componen esta unidad se le ha asignado una edad relativa de Pleistoceno Superior – Holoceno que abarcaría desde el comienzo del periodo de la deglaciación hasta los c.a. 2505 años BP (Aragaro-Ibérico) que marca su techo en Librilla (CALMEL-AVILA, 2000; 2002), aunque seguramente en la hoja de Murcia esta edad se mucho más joven remontándose a los 1.300-1.500 BP (Pre-Árabe). De hecho las numerosas excavaciones arqueológicas realizadas en el entorno de la ciudad Murcia únicamente testifican restos de construcciones árabes a partir de los Siglos XI-XII. A partir de estos últimos aportes arenosos, comienza la actual incisión del actual curso del Segura en su antiguo abanico de desembocadura.

2.4.13. Limos pardos y arenas con niveles discontinuos de gravas **(42)** (glacis). Pleistoceno Superior-Holoceno.

Esta unidad está constituida por los depósitos de tipo glacis que orlan los relieves labrados en las calizas y margas lacustres de San Pedro (27) en la vertiente SE de Carrascoy. Se trata de depósitos arenosos medianamente seleccionados, con matriz limosa y niveles lenticulares de gravillas con estratificación Sp a gran escala. Pueden incluir ocasionalmente niveles canaliformes de gravas (Gp). A techo desarrollan invariablemente niveles laminados de arenas y limos de arroyada laminar (tipo glacis). En conjunto raramente sobrepasan 1-2 m de potencia. En la hoja de Murcia este tipo de depósitos se encuentran poco desarrollados y solo aparecen asociados a las amplias zonas de cabecera de algunas de las ramblas en la zona del Puerto de la Garrucha. Las ramblas se encajan en ellos débilmente, encontrándose sus superficies a unos 4-5 m de altura sobre el fondo de las ramblas. En algunas ocasiones sus superficies convergen con las de las terrazas fluviales y/o fondos de valle colgado atribuidas al Pleistoceno superior – Holoceno (43 y 44 respectivamente) en esta zona, razón de la atribución cronológica que se los da.

2.4.14. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos **(44)** (fondos de valle colgado). Pleistoceno Superior.

Se incluyen en este epígrafe los depósitos que se conservan rellenando el fondo de valles situados en las ramblas de la vertiente Sur e interior de la Sierra de Carrascoy, fundamentalmente en la zona central y oriental de la Hoja. Corresponden a las zonas de Cabecera de las ramblas y se encentran separados de los fondos actuales de las ramblas mediante importantes tramos de incisión lineal (interior de Carrascoy) o por importantes escalones de erosión remontante (Vertiente Sur de Carrascoy). En la zona más oriental de la hoja, los escalones que se desarrollan en las cabeceras de los ríos Nacimiento, Seco y barrancos de Grajera y del Agua los escalones de erosión remontante pueden sobrepasar los 5-6 m de altura, llegándose hasta los 11-12 m en la serie de escalones de erosión remontante que se desarrollan en los ríos Nacimiento y Seco. Por lo general se encuentran poco retocados por la inci-

sión posterior, y sus fondos planos (en artesa) culminan en importantes escarpes de erosión remontante. Litológicamente, están constituidos por depósitos finos, limos pardos a cremas masivos con intercalaciones de niveles arenosos y pasadas de gravillas, que pueden incluir cantos poco redondeados, y a veces bloques de considerable tamaño (> 1m∅) que denotan su origen fluvio-torrencial. Estos últimos pueden incluso encontrarse sobresaliendo, o sobre los actuales fondos de valle, como elementos relictos. La naturaleza litológica de estos varía según el área fuente. A veces, la superficie de estos fondos puede aparecer ligeramente encostrada, funcionando como elemento protector contra la erosión, que da lugar a resaltes en los escalones de erosión remontante donde terminan estos depósitos.

La edad de estos depósitos es difícil de establecer, pero de acuerdo con su carácter antecesor respecto a la red fluvial actual, así como por su correlación con los niveles de terraza con los que a veces convergen (43), se les atribuye una edad entre el Pleistoceno superior y el Holoceno. No obstante su formación tuvo que tener lugar fundamentalmente con anterioridad al último máximo glaciar (c.a. 18 ka BP) responsable con toda seguridad de la acción remontante en las cabeceras de las ramblas actuales.

2.4.15. Arenas y limos con gravas dispersas **(45)** (3º fase deposicional abanicos aluviales y bajadas aluviales activas). Holoceno.

El desarrollo y depósito de esta tercera fase deposicional, refleja un drástico cambio en la dinámica morfosedimentaria de los sistemas aluviales marginales de la Depresión del Guadalentín. En todos los casos los abanicos pertenecientes a esta fase se encuentran encajados en los cuerpos de abanico pertenecientes a las dos fases anteriores. Esta fase está caracterizada por disección proximal, encajamiento de los canales alimentadores en las superficies pertenecientes a las fases anteriores, formación de trincheras de cabecera y migración de la sedimentación hacia las zonas centrales de la Depresión. Durante esta fase, la sedimentación, dominada por un estilo de agradación distal en offlap, imprime un neto carácter progradante hacia centro de cuenca a sus depósitos. En la zona de la hoja de Murcia esta fase es ya plenamente holocena y se encuentra menos representada que en sectores situados más al Sur.

Constituye una fase deposicional post-tectónica y dependiendo de la entidad de las cuencas de drenaje que las alimentan, registra un número variable de episodios deposicionales, que sin solución de continuidad se prolongan en las zonas de bajadas aluviales recientes o activas (45), adoptando dispositivos de agradación distal en offlap (SILVA et al., 1992a; 1992b). Se encuentran netamente diferenciados en los grandes abanicos de El Palmar y Beniajan, así como en los más pequeños de La Alberca y Santo Ángel. Están caracterizados por el desarrollo de extensas superficies de poca pendiente, constituidas mayoritariamente por depósitos de tipo sheetflood. Estos depósitos, poseen poca potencia. Las facies dominantes son variadas, como Gi(Gm), delgados niveles laminares Sh, Sp, y arcillas. Las facies de gravas imbricadas (Gi) solo son importantes en los primeros episodios deposicionales, y aguas abajo de los sucesivos puntos de intersección en los abanicos aluviales mencionados, siendo las facies de arenas (Sh y Sp) y arcillas las dominantes en los abanicos de menor envergadura, y

en los últimos episodios deposicionales. Sobre las superficies de los distintos episodios deposicionales, no se produce desarrollo edáfico significativo y no presentan rasgos de cementación apreciables. Por regla general, sus superficies entran ya dentro de los terrenos cultivados o cultivables de la huerta murciana. Esta fase también se desarrolla, con importante extensión y similar estilo sedimentario (agradación distal en offlap) en el piedemonte Sur de Carrascoy, aunque ya en la hoja de Torre Pacheco (SOMOZA, 1989).

El inicio de su construcción se puede relacionar con los diferentes episodios deposicionales Meso-Neolíticos, Calcolíticos y fundamentalmente Argaro-Ibéricos (< 2.500 BP) que constituyen el relleno fluvio-palustre de la Depresión del Guadalentín (43). Los más recientes se encuentran plenamente desarrollados por las grandes inundaciones (o riadas) de carácter histórico que han acontecido en la zona (LÓPEZ BERMÚDEZ et al., 2002). Es necesario señalar que dataciones realizadas en terrazas de trinchera de abanico relacionadas con estos cuerpos sedimentarios arrojan edades comprendidas entre ca. 2.300 y 1.900 años B.P. (CALMELAVILA, 2000; MARTINEZ-DÍAZ y HERNANDEZ ENRILE, 2000; SILVA et al., 2003).

2.4.16. Arenas y arcillas con gravas **(46)** (meandros abandonados). Holoceno

Dentro de este epígrafe se incluyen tanto los meandros abandonados que se observan en las terrazas del río Segura en el entorno del núcleo Urbano de Murcia. Los meandros abandonados se observan con todo detalle en los fotogramas aéreos del vuelo americano (1956) pero pasan casi inadvertidos en pasadas aéreas más recientes en la que ya el suelo está muy antropizado. En el campo tan solo se observa que son zonas más arcillosas y parduzcas (ahí donde se encuentran roturados) que contrastan con los tonos más blanquecinos de los materiales arenosos que constituyen mayoritariamente las terrazas. Todos ellos son formas relictas o fósiles que son actualmente inactivas, aunque susceptibles de ser inundados durante crecidas extraordinarias.

2.4.17. Gravas dispersas de desbordamiento **(47)** (abanico terminal del Guadalentín). Holoceno-histórico

Aunque posee idénticas características litológicas y atribución cronológica, que la unidad anterior (45) se ha diferenciado cartográficamente debido a su importancia. Se trata del antiguo sistema de desembocadura del Guadalentín en la zona de confluencia con el río Segura. Se trata del abanico construido por diferentes episodios de riada del río Guadalentín cuya actividad se ha prolongado hasta tiempos históricos muy recientes: La construcción del actual "Canal del Reguerón" en 1887 (SILVA, 1994; SILVA et al., 1996).

2.4.18. Limos y arcillas pardo-negruzcas **(48)** (fondos endorreicos del Reguerón). Holoceno

Están constituidos por limos pardos que adquieren un carácter cada vez más arcilloso hacia techo, culminando en paquetes de arcillas "negruzcas" con un considerable contenido en

materia orgánica y variable contenido de eflorescencias y cristales de yeso. Estos materiales se encuentran variablemente bioturbados y/o edafizados siendo posible observar huellas y tubos de raíces de pequeñas dimensiones, así como fragmentos de gasterópodos continentales. En esta hoja se encuentran relacionados con la zona semiendorréica denominada "El Charcón", y anteriormente conocidas como "Salinas del Sangonera" (nombre del Guadalentín en esta zona), situada en la convergencia distal de los grandes abanicos de desembocadura del Segura (41) Guadalentín (47). Esta zona fue explotada como "salinas" hasta principios del siglo XVIII. Datos documentales (MOLINA MOLINA, 1987) reflejan la compra, por parte del Ayuntamiento de Murcia en 1733, de las "Salinas de Sangonera" con objeto de llevar a cabo su drenaje y evitar las epidemias causadas por el estancamiento de aguas en esta zona ocasionada por la denominada "Riada de los Reyes Magos", ocurrida el día 6 de Enero de ese mismo año (MUÑOZ BRAVO, 1989). Sin embargo, aunque estos terrenos fueron drenados, y se incorporaron a la Huerta, el comportamiento hidrodinámico de esta zona era el mismo. Este tipo de sucesos (inundaciones - epidemias) siguieron reproduciéndose durante las riadas más importantes de los siglos XVIII y IXX, hasta que en 1887 se acometió la construcción de un canal de drenaje definitivo: el "Canal del Regueros" (ALBACETE AYUSO, 1944). Este constituye un encauzamiento artificial de 15 km de longitud que une el sistema Guadalentín-Sangonera con el Río Segura. Incluso después de la construcción de este canal, durante el Siglo XX éste ha sido roto y desbordado por las crecidas del Guadalentín-Sangonera en innumerables ocasiones provocando la inundación de esta zona (MUÑOZ BRAVO, 1989; NAVARRO HERVAS, 1992; LÓPEZ BERMÚDEZ et al., 2002).

2.4.19. Gravas, arenas y bloques **(49)** (fondos de rambla y valles activos). Holoceno.

Dentro de este epígrafe se han incluido todos los fondos de los valles y ramblas que drenan la hoja de Murcia, ya que todos ellos poseen una dinámica torrencial y son potencialmente activos. En la Depresión del Guadalentín y Campo de Cartagena estas funcionan mayoritariamente como canales alimentadores activos de los sistemas aluviales holocenos y solo algunas de ellas se han integrado en la red de drenaje regional (SILVA, 1994). Son en cualquier caso sistemas torrenciales muy dinámicos en los que son muy frecuentes los procesos de avenida y/o riada (CONESA GARCIA, 1995). En ambos casos, la mayoría de los fondos de valle están constituidos por una potente cubierta de bloques, gravas, gravilla y arenas en diferente estado de rodadura que tapiza homogéneamente los lechos de las ramblas. En muchos casos es posible observar una importante organización de estos rellenos en forma de barras longitudinales, laterales y terrazas pequeñas, que solo en los grandes sistemas aluviales son cartografiables a la escala de trabajo. Un estudio bastante completo acerca de la morfología y dinámica de las barras de rambla en el Campo de Cartagena puede encontrarse en CONESA GARCIA (1987). Las más frecuentes son las barras longitudinales que se disponen en el centro de los lechos subdividiendo y multiplicando el número de canales (funcionales o no) en el interior de las ramblas. Por lo demás, estas constituyen acumulaciones efímeras muy dinámicas que cambian de morfología y ubicación tras cada episodio de riada.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Los dos principales elementos morfológicos que conforman el relieve de la Zonas internas de las Béticas en la Región de Murcia, es la sucesión de sierras y depresiones que en dirección NE-SW siguen la estructura de la Cordillera. Estas se articulan a favor de antiguos accidentes béticos y/o las diferentes fallas activas que con dirección NE-SW atraviesan el levante murciano. Entre ambas unidades de relieve se generan importantes desniveles topográficos (mayores de 500m en muchos casos), los cuales constituyen frentes montañosos de falla y/o erosivos, que son los elementos geomorfológicos mas característicos de esta zona de la Región de Murcia (SILVA et al., 2003b). Los frentes más importantes son los que jalonan la Depresión del Guadalentín a favor de la Falla de Lorca – Alhama de Murcia por su margen noroccidental, y de las fallas de Palomares y Carrascoy por su margen oriental. Entre estas dos últimas se produce un importante gap de relieve mediante el cual la Depresión del Guadalentín se conecta morfológicamente (se abre) hacia el Campo de Cartagena.

En detalle, en la Hoja de Murcia se pueden diferenciar tres unidades fisiográficas con diferente paisaje y sentido geomorfológico. (1) La zona más septentrional de la Depresión del Guadalentín, antes de su unión con la Cuenca del Bajo Segura, produciéndose en ella la confluencia de los ríos Guadalentín y Segura inmediatamente al Este de la ciudad de Murcia. Esta zona, situada en el cuadrante NO de la hoja, presenta cotas mínimas se sitúan solo a unos 50-40 m por encima del nivel del mar. Su geomorfología esta fundamentalmente dominada por procesos aluviales y fluviales activos. (b) La Sierra de Carrascoy que atraviesa de SO a NE la hoja, presentando cotas entorno a los 450 m en la zona denominada la Creta del Gallo, siendo el Punto más alto el Pico del Relojero a 603 m de altitud. Las altitudes van decreciendo progresivamente hacia el NE donde las zonas más elevadas apenas sobrepasan los 300 m de altitud (p. Ej. Altos de Pujálvarez. Carrascoy está construida por materiales maláguides (dolomías y areniscas fundamentalmente) y neógenos (areniscas, calizas y margas) intensamente deformados a favor de la zona de Falla de Nor-Carrascoy, que la limita por el NO dando lugar a un frente montañoso de falla muy linear y de bastante entidad. Su interior está caracterizado por el desarrollo de crestas lineares a favor de las numerosas fallas que conforman la mencionada Zona de Falla. (c) La Cuenca del Campo de Cartagena – Mar Menor que abarca el Cuadrante SE de la hoja, constituye el piedemonte SE de Carrascoy en el que los elementos más destacados son las diferentes alineaciones de relieves en cuesta labradas sobre las series pliocenas y plio-cuaternarias basculadas hacia el eje de la cuenca. Estos relieves en cuesta alimentan a los diferentes sistemas de abanicos aluviales que constituyen el piedemonte de Carrascoy que desciende escalonadamente desde los 300- 400 m de las Sierras de Los Villares y Escalona hasta los aproximadamente 70-60 m en el vértice SE de la hoja.

El clima de esta zona de la Región de Murcia se inscribe dentro de la zona climática semiárida del SE peninsular. Dentro de la clasificación climática de Köppen, la Hoja de Murcia se clasifica como un clima estepario próximo al desértico con temperaturas medias anuales entorno 18ºC que permiten encuadrarlo dentro de un clima estepario húmedo (GEIGER, 1970;

LOPEZ GOMEZ y LOPEZ GOMEZ, 1987). Así pues la zona participa de las características pluviométricas semiáridas marcadas por una acusada aridez con temperaturas máximas entre 44ºC y 46ºC, precipitaciones escasas, en torno a los 300 mm anuales, y tasas de evapotranspiración superiores a los 1000 mm/año, lo cual imprime un fuerte déficit hídrico en la zona. Por otro lado, 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 (Nivel de 500 hPa, ca. 5.500m) que dan lugar a la formación de "gotas frías" (ALONSO SARRÍA, 2002). La formación de estas células frías esta condicionada además por factores locales, como pueden ser las diferencias de temperatura entre la atmósfera y la superficie del mar y la acumulación de calor en la cercana zona terrestre aumentan la intensidad de los vientos del este (easterly) reforzando y retroalimentando la torrencialdad de las tormentas fundamentalmente a finales de verano y principios de otoño (JANSA-CLAR, 1989). 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).

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

La actividad tectónica a favor de las fallas de desgarre sinestral NE-SW es la que controla la distribución del relieve en la Región de Murcia. El origen del paisaje actual cabe inscribirlo en el proceso de inversión de las antiguas cuencas marinas neógenas provocado por la elevación tectónica e isostática alimentada por proceso de indentación tectónica del Arco de Águilas a partir del Plioceno Superior (LAROUZIÈRE et al., 1988; SILVA et al., 1993). En la zona que nos ocupa, se encuentra situada por delante del sector frontal de la mencionada estructura tectónica, se produjeron importantes procesos de inversión del relieve como es el hundimiento de antiguos Paleomacizos béticos como los del Guadalentín y el Segura, y la elevación de los relieves de las Sierras de La Tercia, Hinojar y Carrascoy (LAROUZIERE Y OTT D'ESTEVOU, 1990; SILVA et al., 1993; BARDAJÍ et al., 2003). En concreto la Sierra de Carrascoy, junto con su prolongación en los relieves antiformes de Hurchillo, Benejuzar y Guardamar, que limitan ya la Cuenca del Bajo Segura, constituyen a juicio de bastantes autores la escama tectónica más septentrional y reciente del proceso de indentación (SILVA et al., 1993; ALFARO et al., 2002; BARDAJÍ, 2000).

Desde el punto de Geomorfológico, la presencia de importantes desniveles (frentes montañosos de falla) unida al carácter poco resistente a la meteorización de las litologías metamórficas del sustrato bético y margo-arenosas de las antiguas cuencas neógenas, da lugar a la presencia de importantes cantidades de derrubios en las laderas de los relieves limítrofes, susceptibles de ser removilizadas durante las episodios de lluvias torrenciales. Según estas características orográficas, litológicas y climáticas, a las que se suma el escaso poder de fijación de los derrubios por la exigua cobertera vegetal existente, la erosión y transporte de los materiales se realiza de una forma rápida. En los relieves metamórficos la mayoría de los materiales son removilizados por fenómenos gravitacionales y de deslizamiento en masa de la cobertera meteorizada hasta los barrancos y ramblas, donde posteriormente son transportados a la Depresión durante los escasos, pero intensas, episodios lluviosos característicos de la zona. De esta forma

son las formas y procesos torrenciales (abanicos aluviales) los que dominan el modelado del interior de la Depresión del Guadalentín y Campo de Cartagena. Por otra parte, en las antiguas cuencas neógenas, como sería la de Murcia, hoy día incorporada al relieve de la terminación NE de Carrascoy, donde la litología es menos resistente se forman amplias zonas de "badlands" (p. Ej. Ramblas de Los Ramos y Salada), donde la capacidad erosiva y de transporte de los cursos de agua, junto con fenómenos de "piping" se presentan como los mecanismos dominantes en su erosión (HARVEY, 1982; ROMERO DIAZ y LOPEZ BERMUDEZ, 1985; ROMERO DÍAZ et al., 1992). Todas estas características permiten el desarrollo de sistemas erosivos con elevada capacidad de transporte, por lo que los depósitos van a presentar un fuerte carácter episódico y poco evolucionado.

Respecto al drenaje dominan los sistemas de ramblas directas que vierten directamente a los sistemas fluviales axiales que recorren las diferentes depresiones, como son el río Segura y las ramblas del Guadalentín y Fuente Álamo o del Albujón (NAVARRO HERVÁS, 1992; SILVA, 1994). En estas, dominan los procesos fluviales deposicionales, estando el modelado dominado por las formas generadas por procesos gravitatorios y torrenciales típicos de sistemas de piedemonte. La jerarquización del drenaje únicamente es importante en el Sector NE de Carrascoy en torno a las Ramblas de Los Ramos y Salada, donde domina el modelado erosivo ejerciendo una importante acción remontante sobre las cabeceras de las ramblas del piedemonte SE de Carrascoy, que en muchos casos son hoy día testimoniales. En la del Campo de Cartagena prácticamente todo el drenaje se encuentra ya integrado en un único sistema, sin embargo en la Depresión del Guadalentín el grado de conexión de las ramblas directas con su sistema fluvial axial es variable, existiendo muchas de ellas totalmente desconectadas o con conexión incipiente con el nivel de base del Guadalentín, funcionan todavía como canales alimentadores de abanicos aluviales sedimentariamente activos (Ramblas del Puero, Santo Ángel y Beniaján).

Los valores de encajamiento fluvial discrepan enormemente en el interior de relieves y depresiones. En los primeros, los sistemas fluviales han venido funcionando desde hace mucho tiempo (Plioceno Superior o Tortoniense Inferior) y pueden registrarse encajamientos de hasta 300m estando los valores medios entorno a los 200-150m. Por el contrario, en el interior de las Depresiones son muy pequeños, no llegando a sobrepasar los 10-15m en el Guadalentín y Segura. Solo en la zona más oriental del Campo de Cartagena, donde los procesos erosivos son importantes (Ríos Nacimiento y Seco) los valores de encajamiento respecto a las superficies encostradas de los antiguos sistemas aluviales pleistocenos que predatan el drenaje actual, alcanza los valores superiores a los 20-30 m. Es importante señalar que estos valores de encajamiento se producen a partir del Pleistoceno Medio en el Campo de Cartagena, y del Holoceno en la Depresión del Guadalentín (SILVA et al., 1996; Bardají et al., 2003).

3.2.1. Estudio morfoestructural.

De acuerdo con su fisiografía, desde el punto de vista morfoestructural la Hoja de Murcia también puede ser dividida en tres grandes unidades. Depresión del Guadalentín al Noroeste, Campo de Cartagena al Sur y Sureste y el Relieve de la Sierra de Carrascoy que atraviesa diagonalmente la hoja y separa las dos unidades anteriores.

Los limites relieve-depresión poseen un carácter bien contrastado. Así el límite de Carrascoy con la Depresión del Guadalentín responde a un frente montañoso de falla bastante linear que alimenta sistemas de abanicos aluviales activos. Mientras que el límite meridional de Carrascoy responde mayormente a un frente montañoso erosivo, donde es común el desarrollo de irregularidades erosivas y relieves en cuesta y tabulares de carácter estructural o poligénico. Este es el caso de los relieves pseudo tabulares que se desarrollan a favor de las superficies encostradas de los sistemas aluviales más antiguo que constituyen el techo de piedemonte escalonado de Carrascoy en esta zona.

3.2.1.1. La Depresión del Guadalentín

Esta recorre la hoja en su cuadrante Noroeste. Corresponde a un corredor morfoestructural más de 80 km de longitud que se desarrolla a favor de los sistemas de fallas sinestrales NESW característicos de las Béticas Orientales. Al Sur limita o se ramifica en cola de caballo a lo largo de las falla E-W que constituyen el Corredor del Almanzora (SILVA, 1992a; 1993; MENÉNDEZ et al., 2003). Mientras que hacia el Norte se prolonga y/o converge con la zona de fallas E-W (Crevillente y Bajo Segura) que conforman la Depresión de Elche-Bajo Segura (SILVA, 1993; ALFARO et al., 2002). En definitiva, todo este corredor morfoestructural se desarrolla a favor de la Zona de Desplazamiento principal (ZDP) del Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales (LAROUZIERE et al., 1987; SILVA et al., 1993), quedando delimitada por los desgarres sinestrales de Lorca-Alhama de Murcia (LAF: N45-65ºE), Palomares (PLF: N102º E) y Nor-Carrascoy (NCF: N65ºE) a favor de las cuales se desarrollan importantes frentes de falla activos. Dentro de este la Hoja de Murcia nos encontramos en la terminación septentrional segmento central de la mencionada ZDP, que morfoestructuralmente responde a una cuenca transpresiva de geometría triangular que ha evolucionado enteramente durante el Pleistoceno (SILVA et al., 1993). El contexto transpresivo transtensión se origina como consecuencia de la propagación hacia el Norte de la Falla de Nor-Carrascoy N65-80ºE, que en esta zona funciona como el frente de cabalgamiento inverso de la mencionada estructura de indentación del Arco de Águilas. En la zona de Los Ramos existen claros ejemplos de fallas inversas afectando a los depósitos aluviales del Pleistoceno medio-superior. Mas hacia el Norte, estas fallas se inflexionan su trazado convirtiéndose en el conjunto de fallas ciegas (blind faults) N80-90ºE que dan lugar a los relieves antiformes de Hurchillo, Benejuzar y Guardamar que limitan por el Sur la Cuenca del Bajo Segura (ALFARO et al., 2002).

Respecto al modelado dominante en este dominio morfoestructural, es el deposicional. La geomorfología de la Depresión se resuelve en importantes frentes montañosos de falla con una estrecha (< 1km), pero potentes zona de pedimentación a lo largo de la vertiente NO de Carrascoy. Esta llega a alcanzar alrededor de 100 m de potencia, egún muestra el mapa de isopacas del relleno detrítico Plio-Cuaternario elaborado por BAENA et al. (1994). En estas zonas se acumulan al menos tres generaciones de abanicos aluviales cuyos registros tecto y morfosedimentarios revelan el desarrollo de discordancias progresivas de primer rango durante el Pleistoceno medio y superior, indicando así la actividad correlativa de los accidentes limítrofes y especialmente el de correspondiente al de Nor-Carrascoy en esta hoja (SILVA et al., 1992b y c). La actividad de este accidente genera un relieve tectónico interpuesto (me-

galoma de presión) construido por materiales medinenses y materiales detríticos de los sistemas aluviales Pliocenos y Pleistocenos, fuertemente verticalizados en dirección N60-65ºE. Se genera así una pequeña depresión tectónica entre el Frente de Nor-Carrascoy, obturando el relieve la salida de los sistemas aluviales hasta c.a. el Pleistoceno Superior. Así los abanicos aluviales del Pleistoceno medio-superior se encuentran incorporados al relieve y elevados respecto a las secuencias aluviales más recientes. Por lo demás el carácter subsidente del interior de la depresión hace que dominen los procesos de agradación y encharcamiento relacionados con los episodios de riadas del Guadalentín y del río Segura fundamentalmente. de los sistemas de ramblas directas, especialmente las de Lebor y Totana. En sí todavía se trata de una Depresión semiendorréica. La disección es, en la hoja de Murcia, insignificante y solo es algo relevante a lo largo de los cursos del Guadalentín y Segura, cuya incisión en la zona es de carácter más reciente que en los sectores mas meridionales de la Depresión. Seguramente esta no comenzó a ser importante hasta época pre-Árabe (c.a. 1.500-1.300 BP), siendo el carácter exorreico actual consecuencia de diferentes obras hidráulicas que se acometieron durante el Siglo XVIII (SILVA et al., 1996).

3.2.1.2. Campo de Cartagena-Mar Menor

El Campo de Cartagena, se construye a favor de los extensos piedemontes que se desarrollan al pié de la Sierra de Carrascoy, que llega a alcanzar una extensión de casi 30 km en su zona más amplia. Queda configurada así, como un extenso corredor de dirección general EW que culmina en el Mar Menor donde alcanza su máxima anchura, de casi 40 km en total. Por el contrario en su zona de arranque, en su conexión con el Guadalentín, su anchura total no excede los 9km. Esta morfología triangular tendría su inicio en la Depresión del Guadalentín, de la cual sería en cierto modo prolongación o ramificación terminal (SILVA et al, 1993). Al contrario que en el caso del Guadalentín estos extensos piedemontes son poco potentes y no suelen sobrepasar la veintena de metros en las inmediaciones del relieve de Carrascoy. La potente secuencia de relleno detrítico Plio-Cuaternario que se registra en la zona, es en más de un 90% asignable a los sistemas fluviales costeros y fluviales s.s. que drenaron la zona hasta el Pleistoceno medio (ver apartado de Geología). El piedemonte de la vertiente sur de Carrascoy se encuentra escalonado como consecuencia del encajamiento distal de los cuatro sistemas de abanicos aluviales descritos por SOMOZA (1989) y SOMOZA et al. (1989) en respuesta a la elevación tectónica de Carrascoy. En la actualidad el eje de la Depresión es recorrido por la Rambla de Fuente Álamo y su continuación en la Rambla del Albujón, que vierte directamente al Mar Menor. Por otro lado los frentes montañosos que la limitan son, como se ha apuntado muy irregulares, lo que indica su escaso (que no nulo) grado de actividad tectónica cuaternaria.

El relieve de esta zona esta marcado por una fuerte componente lito-estructural, estando caracterizado por el desarrollo de relieves tabulares y pseudo-tabulares a favor de los niveles encostrados de las superficies deposicionales Plio-pleistocenas y abanicos aluviales Pleistocenos (ALONSO ZARZA, et al., 1998). Esas superficies, actualmente fósiles, representan el Techo de Piedemote de Carrascoy y se corresponden con los sistemas aluviales de Rebate y Campoamor descritos por SOMOZA (1989) y SOMOZA et al. (1989). Todas ellas se

encuentran disectadas por los sistemas de ramblas que drenan directamente a la del Albujón, aunque las más orientales presentan acodamientos anómalos antes de su confluencia vertiendo directamente al Mar Menor. Fuente Álamo. Las mayores en la zona son las Rambla de Corvera y Los Jurados al Oeste y las de los ríos Seco y Nacimiento al Este. Sus desembocaduras se encuentran muy "difuminadas" o poco dibujadas en el relieve, ya que en sus zonas más distales, estas ramblas, junto a otras, constituyen importantes zonas de bajada (abanicos aluviales coalescentes) en las que actualmente se encaja modestamente la rambla de Fuente Álamo - Albujón. Cabe mencionar que, excepto las de los Jurados y Corvera, el resto de las ramblas poseen cabeceras muy reducidas, casi testimoniales las situadas más al Este que arrancan desde la propia Sierra de Escalona. Están han sufrido un proceso de captura por parte de los sistemas torrenciales que drenan a la Depresión del Guadalentín – Segura, especialmente en las cabeceras de las ramblas de Beniaján, Los Ramos y Rambla Salada. Este hecho es consecuencia directa de la elevación diferencial de la Sierra de Carrascoy, que se eleva a mayor velocidad por su vertiente NO en relación con la actividad de las fallas inversas y fallas ciegas que constituyen la zona frontal más reciente del proceso de indentación del Arco de Águilas. Por lo demás cabe solo destacar que el Campo de Cartagena constituye una amplia llanura, de poca pendiente y pocos contrastes topográficos, muy pedregosa, y de extrema aridez termo-pluviométrica, que era conocida como el "Desierto de Murcia" hasta principios del Siglo XX.

3.2.2. Estudio del modelado.

3.2.2.1. Formas estructurales.

En la Hoja de Murcia, existe un fuerte condicionamiento estructural en la compartimentación del relieve y en la orientación de la red de drenaje de manera que las formas estructurales de origen tectónico poseen una relevante expresión morfológica. Dentro de ellas las de mayor significado son los *frentes montañosos de falla*, como el que se desarrolla en la vertiente NO de Carrascoy. Estos frentes de falla activos presentan facetas triangulares y trapezoidales de buen desarrollo, algunas de ellas cartografiables a la escala de trabajo. También poseen buena expresión geomorfológica las trazas de fallas normales, fallas inversas y especialmente fallas en dirección (desgarres sinestrales). Las fallas normales se desarrollan especialmente en la vertiente SE de Carrascoy y, aunque sus escarpes no poseen su clásica expresión morfológica, se visualizan cartográficamente al desplazar las series de relieves en cuesta que caracterizan esta zona especialmente en el entorno de las Ramblas de Los Jurados y Cañada Honda. Por el contrario las fallas inversas y en dirección se encuentran estrechamente asociada a la zona de Falla de Nor-Carrascoy, donde en todos los casos constituyen el límite relieve-depresión, existiendo buenos ejemplos de escarpes entre La Alberca y Algezares y en las proximidades de Los Ramos. A favor de estos sistemas de fallas se verifican basculamientos y flexuras diferenciales de las superficies de abanicos aluviales del Pleistoceno medio y medio-superior, así como numerosas anomalías geomorfológicas ligadas a la red de drenaje.

Por otro lado, el condicionamiento estructural también es patente en su vertiente pasiva o lito-estructural promovida por los procesos de erosión diferencial. Así es importante la pre-

presencia de escarpes estructurales estructurales labrados en capas horizontales y escarpes estructurales en capas monoclinales, fundamentalmente en la vertiente SE de la Sierra de Carrascoy. Los primeros se desarrollan a favor de las superficies encostradas de techo de piedemonte, mientras que los segundos constituyen series de relieves en cuesta. Labrados sobre las series miocenas, pliocenas y pliocuaternarias basculadas que afloran en esta zona. Sur de la hoja en relación con las vertientes del Escarpe del Saladillo y la Sierra de Hinojar. A favor de capas de conglomerados más cementados de los sistemas marginales aluviales de la vertiente NO de Carrascoy se labran importantes sistemas de chevrons. Resaltes estructurales lineales y crestas estructurales labradas en capas subverticales, se desarrollan profusamente en el interior de la Sierra de Carrascoy con dirección preferente NE-SO a favor de las series sedimentarias neógenas intensamente tectonizadas.

3.2.2.2. Formas de ladera

Las formas de ladera mejor representadas en la Hoja de Murcia son los coluviones, forma asociada a los depósitos gravitacionales adosados a vertientes de fuerte pendiente. Los más importantes se desarrollan al pie de los frentes de falla de Nor-Carrascoy. Por el contrario en la vertiente Sur de la Sierra de Carrascoy estas formaciones poseen un menor desarrollo, potencia y generalmente se encuentran visiblemente encostradas. Geográficamente se circunscriben a las vertientes de alguno de los valles subsecuentes que enmarcan los relieves en cuesta que constituyen las sierras de los Villares y Columbares. En estos valles también aparecen formaciones de piedemonte, donde los depósitos de gravedad se mezclan y Inter-solapan con formaciones de origen torrencial formada por coalescencia de conos de deyección de alta pendiente.

Otras formas tienen una distribución más limitada y no están ligadas a depósitos, como las cicatrices de deslizamientos, cuerpos deslizados, desprendimientos y desplomes. El único cartografiable en la presente hoja se encuentra en las inmediaciones de Torreagüera en el Frente Montañosos de Nor-Carrascoy. Existen algunos más no cartografiables a lo largo de este mismo frente montañoso, como en el interior de Carrascoy. Los deslizamientos y desprendimientos aquí cartografiados quedan dentro de las áreas de inestabilidad generalizada de magnitud considerable catalogadas en el Mapa de Peligrosidad por movimientos de Ladera elaborado por el ITGE-CARM (1995). Los desplomes son importantes en el interior de las ramblas que drenan la vertiente SE de Carrascoy. Estos se producen fundamentalmente a partir de los diferentes escalones de erosión remontante que poseen en su interior algunas de las ramblas y, muy especialmente en los cartografiados en el interior de la Rambla del Río Seco. No obstante no son elementos cartografiables a la escala de trabajo.

3.2.2.3. Formas fluviales

Son las de mayor representación en la Hoja de Murcia, y responden a los sistemas de abanicos aluviales que se desarrollan a lo largo de los dos sistemas de piedemonte de Carrascoy. Dentro de la hoja se han diferenciado tres tipos diferentes de superficies aluviales: Abanicos

aluviales de alta pendiente, encostrados y con disección proximal ; y Abanicos aluviales de baja pendiente con agradación distal Dentro de estos últimos merecen una mención especial los grandes abanicos terminales que se forman tanto en la zona de desembocadura del Segura en la Depresión y el que constituye el Guadalentín antes de su confluencia artificial (Canal del Reguerón) con el Segura. A estos habría que sumar una cuarta tipología correspondiente con sistemas distales de abanicos coalescentes o bajadas aluviales. En la hoja estos últimos junto con los de agradación distal son los elementos fluviales más activos de este sector de la Región de Murcia. Dentro de esta subdivisión se han considerado de alta pendiente a partir del 3%. Datos morfométricos más detallados pueden consultarse en SILVA et al. (1992b) y SILVA (1994).

Dentro de los de los abanicos de alta pendiente encostrados se encuentran los que se desarrollan al pie de la Sierra de Carrascoy, en la zona de El Palmar – Santo Ángel. El más importante alimentado por la actual rambla del Puerto. Estos abanicos poseen morfología típica, se encuentran variablemente encostrados, llegando en las zonas más proximales a alcanzarse estadios de desarrollo de calcretas masivas, y en zonas apicales calcretas laminares de poca potencia (SILVA, 1994). Típicamente se encuentran disectados axialmente en toda su longitud por sus canales alimentadores dando lugar al desarrollo de trincheras de abanico que pueden distinguirse a la escala de trabajo y pueden alcanzar más de 10m de incisión lineal. En la zona de La Alberca y Santo Ángel, estos abanicos poseen importantes sistemas distales de canales de lavado que disectan su superficie siguiendo su geometría radial. Constituyen en conjunto, y salvo alguna excepción puntual, superficies fósiles en las que los procesos sedimentarios ya no son activos y los procesos dominantes son los de reestructuración y degradación edáficos y de alteración (brechificación y karstificación de calcretas) y de erosión. En la Hoja de Murcia estos sistemas de abanicos se construyen mediante la primera fase deposicional de SILVA et al. (1992b y c), pero en la zona de Murcia, de carácter algo más reciente, comienza en el tránsito Pleistoceno medio-superior. Por tanto registran una importante discordancia progresiva simple condicionada por un dispositivo de "agradación proximal en offlap". En cuanto al estilo sedimentario existe un transito progresivo desde depósitos de tipo "Debris Flow" en la base hasta procesos fluviales y de arroyada a techo.

Los abanicos que actualmente aparecen adosados al Frente Montañosos de Nor-Carrascoy, y que en muchos casos se extienden hacia el interior de los valles en el relieve debido a un proceso de backfilling generalizado, son abanicos de alta pendiente en los que el desarrollo de calcretas es muy escaso, aunque no nulo. En algunos casos pueden presentar una importante cementación freática, que se han confundido con calcretas edáficas por algunos autores. Todos ellos se desarrollan durante la segunda fase deposicional de la Depresión del Guadalentín (SILVA et al., 1992b y c), que en esta zona tendría su desarrollo fundamental durante el Pleistoceno superior final (HARVEY, 2002; SILVA et al., 2003). Sus superficies se encuentran disectadas axialmente, pero los sistemas de canales de lavado distales son menos densos y se encuentran mucho menos encajados. En este sentido también las trincheras de abanico no llegan a alcanzar los cinco metros de incisión en estos cuerpos sedimentarios.

Los abanicos de baja pendiente son los cuerpos sedimentarios característicos de la vertiente SE de la Sierra de Carrascoy, donde se corresponden con los sistemas aluviales de La

Murta, Corvera y Holocenos del Campo de Cartagena (SOMOZA, 1989; SOMOZA et al., 189). Solo en el caso de los correspondientes al Sistema de la Murta pueden presentar un grado de cementación variable sus superficies, que son ya inactivas. En la Depresión del Guadalentín estos, junto con las bajadas aluviales distales, engloban todos los cuerpos deposicionales de la tercera fase deposicional de SILVA et al. (1992b y c). Estos responden a una fase de sedimentación post-tectónica, en la que el estilo deposicional dominante es la agradación distal en offlap. Esto conlleva una progradación distal de los canales y de la sedimentación mediante la generación de sucesivos puntos de intersección en el sentido clásico de DENNY (1967) y WASSON (1974). En esta hoja, engloban, las sucesivos cuerpos sedimentarios del Pleistoceno Superior final (deglaciación), Holocenos y actuales que se han diferenciado en el mapa geológico, dando lugar a abanico con dispositivos telescópicos y de escasa pendiente, con superficies poco retocadas por la erosión, donde tiene lugar la sedimentación histórica y actual. Los procesos sedimentarios dominantes son casi exclusivamente fluviales, para las zonas canalizadas, y de arroyada o "sheet flood", para flujos de desbordamiento más generalizados (SILVA et al., 1992b y c). En el Campo de Cartagena, el desarrollo de este tipo de abanicos es coetáneo con el encajamiento y progradación distal de sus canales alimentadores (ramblas actuales) dando lugar a las trincheras de abanico distales que progresan a partir de los sucesivos puntos de intersección activos antes de cada riada. A partir de estos se generan escalones de erosión remontante (headcuts) durante los "largos periodos" de inactividad actividad hídrica, que se propagan distalmente durante los "episodios" de actividad torrencial. Este hecho se encuentra favorecido, por la escasez de sedimentos en las áreas fuentes, la disección generalizada durante el Holoceno y a la ocurrencia de procesos de cementación diferencial en los lechos de las ramblas (HARVEY, 1987; 2002). Dan lugar a la generación de perfiles longitudinales escalonados distalmente que son característicos del SE peninsular y que controlan los procesos propagación de la incisión distal de los cuerpos de abanico, que eventualmente puede terminar por integrar (conectar) su rambla alimentadora con el cauce fluvial axial (HARVEY, 1987; SILVA, 1994), en este caso la Rambla de Fuente Álamo o del Albujón.

En la Depresión del Guadalentín muchos de los cauces no se encuentran conectados, o lo están incipientemente, dando lugar a la generación de bajadas aluviales distales a partir del último punto de intersección activo. Así pues estas últimas pueden considerarse como zonas con un alto potencial de inundación durante episodios de lluvias torrenciales locales. No obstante hay que considerar que los procesos de encajamiento distal conllevan valores de incisión muy modestos, por lo general inferiores a los 2 m y, por tanto las superficies de los cuerpos sedimentarios situados aguas arriba de los puntos de intersección activos (actuales) pueden también recibir sedimentos durante episodios torrenciales. La peligrosidad de inundación decrecerá exponencialmente con la distancia (aguas arriba) a que se encuentre el antiguo punto de intersección (salida) que dio lugar a cada uno de los cuerpos sedimentarios, como ejemplo puede considerarse los sistemas de desembocadura de las diferentes ramblas del Campo de Cartagena.

Dentro de este grupo también entrarían los denominados abanicos de desembocadura del Segura y Guadalentín, sobre los que se asienta la Huerta de Murcia. El último evento que activó sus superficies, al menos en sus segmentos mas distales, es el correspondiente a la de-

nominada Riada de los Reyes Magos de 1733, aunque diferentes eventos de inundación, menos importantes durante los siglos XVIII y XIX (MUÑOZ BRAVO, 1989; NAVARRO HERVÁS, 1992) también las retocaron.

Las terrazas fluviales, no tienen un gran desarrollo en la zona y las mejores secuencias se conserva en algunas de las Ramblas del piedemonte SE de Carrascoy, fundamentalmente en la del Rió Seco, aunque adquieren su mayor desarrollo en el Río Nacimiento (fuera de la hoja de Murcia). En el sector incluido en la presente hoja se registran tan solo dos terrazas situadas a alturas variables sobre los fondos de rambla actuales que varían entre los +7-5 m (Pleistoceno superior) y los +3-2 m (Pleistoceno superior - Holoceno). Aquí los fondos de rambla actuales se corresponden con fases de sedimentación activa en la zona axial del Campo de Cartagena – Mar Menor. De la misma manera la edad asignada a estos diferentes niveles de terraza responde a la correlación geomorfológica existente entre sus superficies y las superficies de los sistemas de abanicos aluviales que alimentan. Desde el punto de vista geomorfológico la altimetría de las terrazas va decreciendo aguas abajo, debido al importante proceso de incisión lineal al que están sometidas las ramblas en esta vertiente de la Sierra de Carrascoy. En muchos casos los importantes escalones de erosión remontante, articulan estas terrazas con los fondos de valle colgado situados aguas arriba de ellos. Estos últimos al igual que las ramblas actuales poseen un típico perfil transversal "en artesa", con fondo muy plano encajado "variablemente en las distintas superficies aluviales del piedemonte SE de Carrascoy (Sistemas de Rebate y Campoamor). Ambos niveles de terraza pueden describirse como terrazas colgadas que presentan sus respectivos escarpes de terraza, en ocasiones muy degradados o coluvionados por formaciones no cartografiables a la escala de trabajo. Poseen poca potencia (2-3 m) y están constituidos por depósitos de gravas y arenas, aunque los depósitos de arcilla pueden ser localmente importantes. Todos los niveles se presentan como pequeños franjas alargadas, de poca muy anchura (<0.3 km) a lo largo de los cauces de las ramblas.

Por otro lado las terrazas fluviales también se desarrollan a ambas márgenes del curso del río Segura, constituyendo un estrecho cinturón (<2 km de anchura) encajado en la superficie del antiguo abanico de desembocadura del Segura. Todas ellas se encuentran altimétricamente a +2-3 m de cota relativa respecto al cauce y a ellas se asocia un relativamente importante cinturón de cauces y canales de abanico abandonados (meandros abandonados). La edad de estas terrazas es plenamente Holocena, alcanzando la época histórica. Seguramente se desarrollaron durante el último milenio. Los niveles más recientes pueden atribuirse en la zona a la época medieval-musulmana (+6-8 m c.a. 650 – 555 años BP) y a el periodo frío de la Pequeña Edad de Hielo (+4-3 m) según se registra en la zona de Librilla (CALMEL-AVILA, 2002) y en otras zonas del SE de la Península (SCHULTE, 2002). En algunos casos, al Este de la ciudad de Murcia, los meandros abandonados constituyen en antiguo cauce activo del Segura encauzado artificialmente con posterioridad al año 1974 como puede observarse de la comparación de diferentes fotogramas aéreos y cartografías anteriores a esta fecha.

Otras formas fluviales como fondos de valle colgado se encuentran estrechamente relacionados con procesos de incisión lineal relacionados con la importante bajada del nivel del Mar registrada durante el Ultimo Máximo Glaciar, hace c.a. 18.000 años BP (BARDAJÍ,

1999; BARDAJÍ et al., 2003). Este conjunto e procesos tiene su incidencia en la generación de escarpes de erosión fluvial s.l. y sistemas de cárcavas, que son bastante importantes en las cabeceras de las diferentes ramblas en el interior de Carrascoy, aunque fundamentalmente en su sector más septentrional (Rambla Salada y Rambla de Los Ramos), donde en algunas zonas se desarrollan autenticas zonas de badlands no cartografiables a la escala de este trabajo.

En la esquina NO del Mapa y en relación con las diferentes ramificaciones de la Falla de Nor-Carrascoy se observan diferentes cauces desplazados sinestralmente. Los desplazamientos aparentes no llegan a superar los 100 m y fundamentalmente afectan a cauces ya muy encajados en este Frente Montañoso, por lo que cabría mejor hablar de deflexiones y/o acomodaciones a líneas de falla por parte del drenaje. El proceso de desplazamiento, puede remitirse a la construcción de las superficies de la 1ª fase deposicional de abanicos aluviales, que en la zona de Murcia tiene lugar en el tránsito Pleistoceno medio-Superior.

Por último tanto los fondos de valle aluvial, como los de fondos rambla y cauces activos de los ríos principales, destacan por su carácter dinámico y por su torrencialidad, sea la categoría que sea. En todo el entorno de la Hoja de Murcia solo el río Segura posee carácter permanente, el Guadalentín solo lo es entre la localidad de Lorca y la Presa de Derivación del Paretón (VIDAL ABARCA, et al., 1987; NAVARRO HERVÁS, 1992). El resto de los cauces no pueden siquiera catalogarse como sistemas temporales o, sino como aparatos netamente torrenciales con funcionamiento efímero o episódico que se encuentran secos durante la mayor parte del año, o lo que es lo mismo ramblas típicas del clima Mediterráneo (VIDAL ABARCA, et al., 1997; LÓPEZ BERMÚDEZ, et al., 2002). En la Depresión del Guadalentín y Campo de Cartagena estas funcionan mayoritariamente como canales alimentadores activos de los sistemas aluviales holocenos y solo algunas de ellas se han integrado en la red de drenaje regional (SILVA, 1994). En muchas ramblas se observan sistemas dicotómicos de bifurcación del drenaje (p.ej. La Alberca y Beniaján). También es posible observar una importante organización de los materiales detríticos de los cauces en forma de barras longitudinales, laterales y terracillas (CONESA GARCIA ,1987), que solo en los grandes sistemas aluviales son cartografiables a la escala de trabajo. Son en cualquier caso sistema torrenciales muy dinámicos en los que son muy frecuentes los procesos de avenida y/o riada (CONESA GARCIA, 1995), sobre todo en los tramos situados inmediatamente aguas abajo de los antiguos puntos de intersección de los abanicos que alimentaban, que muestran perfiles longitudinales escalonados (SILVA, 1994; HARVEY, 2002). En algunos casos los propios fondos de los valles aparecen cementados, favoreciendo la preservación morfológica de los escalones de erosión re-montante. Este es un proceso muy característico de las ramblas situadas en las zonas más proximales del Piedemonte SE de Carrascoy (p. Ej. Ramblas de Los Jurados, y Río Seco).

Por otro lado, aunque el Segura es el único cauce fluvial de carácter permanente en la zona, su dinámica es también de naturaleza torrencial vestigio de su condición de canal alimentador de el gran abanico de desembocadura sobre el que se encaja. Posee un caudal medio anual máximo de 21,2 m^3/s, pero llega a alcanzar máximas puntuales de más de 1.100 m^3/s, y crecimientos de lámina de agua entorno a los 8m en la zona urbana de Murcia. Por otro lado a partir del Azud de la Contraparada (origen del sistema de acequias de la Huerta) el

río penetra en la Depresión del Guadalentín donde posee una pendiente media muy baja (0,0063%) describiendo el cauce activo del río un trazado meandriforme de baja sinuosidad. En la actualidad el curso del Segura en esta zona responde a un cauce artificial de unos 35 m de anchura en su parte superior, con taludes no consolidados e inestables, elevándose sus márgenes 2 o 3 m sobre el terreno colindante (ITGE-CARM, 1995). En el núcleo Urbano de Murcia la canalización es con muros de mampostería, con cota de coronación sobreelevada respecto a la Ciudad en 1-2 m (BOTIA PANTOJA, 1990). Son numerosos los episodios de desbordamiento ligados a este cauce, los cuales se encuentran especialmente documentados a partir del año 1.416 (MUÑOZ BRAVO, 1989; NAVARRO HERVÁS, 1992) aunque existen referencias desde el año 1.258 (ITGE-CARM, 1995). Ligadas a eventos de inundación y/o desbordamiento se encontrarían los abanicos de desbordamiento o crevasse splays. En este caso se ha considerado como tal el abanico terminal del Guadalentín en su desembocadura histórica en la zona endorreica de "El Charcón", el cual ha sido activo durante numerosos episodios de riada durante los siglos XVIII, XIX y XX, incluso después de la construcción del Canal del Reguerón en 1887. (NAVARRO HERVÁS, 1992; ITGE-CARM, 1995).

3.2.2.4. Formas endorreicas y semiendorréicas.

En la Hoja de Murcia tan solo tienen representación los fondos semi-endorréicos , dentro de los cuales se puede clasificar la zona de "El Charcón". Esta queda encuadrada entre los abanicos de desembocadura del Segura , Guadalentín y los sistemas de abanicos aluviales y bajadas activas que orlan el piedemonte NO de Carrascoy. Esta zona endorreica fue definitivamente drenada en 1887 mediante la construcción del, ya mencionado, "Canal del Reguerón" (ALBACETE AYUSO, 1944). Como ya se ha mencionado en el apartado de Geología, esta zona fue hidrodinámicamente activa hasta 1733, fecha hasta la que se explotó como salinas, conocidas con las "Salinas de Sangonera" (MOLINA MOLINA, 1987). Así desde el punto de vista morfodinámico esta zona podría clasificarse dentro de los humedales salinos o criptohumedales característicos del sector central de la Depresión del Guadalentín en la Hoja de Totana (HERNANDEZ GAMBIN y NAVARRO HERVAS, 1992). Aunque de importante significado geomorfológico, no tiene especial relevancia paisajística actual, ya que actualmente constituye una extensa llanura en proceso de reestructuración debido a la creciente implantación de zonas industriales y vías de servicio, asociadas al crecimiento del núcleo urbano de Murcia. Por el contrario posee un importante potencial de inundación por desbordamiento del Guadalentín y Segura, siendo el 100% de su superficie inundable y su peligrosidad alta según el Mapa de Riesgo de Inundaciones elaborado por ITGE-CARM (1995).

3.2.2.5. Formas poligénicas.

Las formas que pueden adscribirse a este apartado son pocas, pero de gran importancia en la evolución geomorfológica de la zona. Se extienden ampliamente por la mitad oriental de la Hoja donde conforman el Techo de Piedemonte escalonado de la Sierra de Carrascoy y escarpes asociados, así como la serie de pequeños glacis de cobertera que aparecen asociados

a los dorsos de los relieves en cuesta elaborados sobre los materiales calcareníticos pliocenos. Se distribuyen por todo el Campo de Cartagena, así como por su zona de conexión con la Depresión del Guadalentín (en la hoja de Totana). El Techo de Piedemonte esta constituido por superficies deposicionales de los sistemas aluviales pleistocenos de Rebate y Campoamor diferenciados por SOMOZA (1989) y SOMOZA et al., (1989). En la hoja de Murcia posee un mayor desarrollo las superficies pertenecientes al Sistema de Rebate, mientras que las correspondientes al de Campoamor, aunque también importantes, aparecen como plataformas aluvial de piedemonte encajadas en las anteriores (SILVA, et al., en prensa). Ambos sistemas constituyen, en cualquier caso, un techo de piedemonte escalonado, del mismo rango, y probablemente significado, que el que puede tener la Raña en las cuencas neógenas del Duero y Tajo. Ambos tipos de superficies aparecen culminadas por potentes *encostramientos calcáreos* que dan lugar a la formación de calcretas con rasgos muy evolucionados (SILVA, 1994; ALONSO ZARZA et al., 1998), que autores anteriores han denominado genéricamente Fm Sucina (MONTENAT, 1977). En todos los casos presentan horizontes superiores de tipo laminar y/o laminar brechificado, que se describen en el apartado de Geología de la presente memoria. Según las propuestas mas recientes, este tipo de horizontes laminares se producen como consecuencia de la actividad microbiológica asociada a las mallas de raíces de vegetación de tipo herbáceo, durante las ultimas fases de actividad sedimentaria de estas superficies, ligados a procesos de arroyada laminar (ALONSO ZARZA et al., 1998). Hay que señalar que las superficies así generadas son bastante llanas y con pendientes muy suaves "tipo glacis", pero que se encuentran muy disectadas por la red de drenaje. En la mayor parte de los casos generan relieves aislados con morfología de "tipo mesa" o "pseudo-cuestas" ligeramente inclinadas hacia el SE. No obstante en la presente cartografía ha preferido incluirlas dentro de ese epígrafe en lugar del que les correspondería como relieves estructurales s.l. desde el punto de vista geomorfológico más "purista". No obstante su génesis es clara: un extenso piedemonte aluvial escalonado afectado por un importante desarrollo calcáreo en sus superficies durante sus etapas terminales de construcción (ultimate planation) y con posterioridad. Esta posterioridad se extendería como fase activa hasta como mínimo el Pleistoceno Medio final, pudiendo haber comenzado ya durante el Pleistoceno Inferior (SILVA, 1994; ALONSO ZARZA et al., 1998).

Dentro de los escarpes poligénicos, hay que señalar que poseen un origen fluvial primario (incisión por erosión remontante), que en muchas ocasiones es retocado por procesos de tipo gravitatorio y, en menor medida, cársticos o tectónicos. En todos ellos los 1- 2 últimos metros de los escarpes pueden catalogarse de escarpes libres o de caída, ya que son de carácter subvertical, debido a la presencia de los niveles endurecidos por encostramiento calcáreo.

El último tipo de formas poligénicas presentes en la hoja son los glacis de cobertera . Estos, compuestos por limos y arenas con pasadas de gravas, poseen poca potencia y pendientes muy suaves con perfiles cóncavos netos. En la hoja de Murcia este tipo de formas se encuentran poco desarrollados y solo aparecen asociados a las amplias zonas de cabecera de algunas de las ramblas en la zona del Puerto de la Garrucha. Sus superficies convergen con las de las terrazas más altas de la zona o bien con antiguos fondos de valle, actualmente colgados.

3.2.2.6. Elementos y Formas de Corrosión-Alteración Química.

Dentro de este epígrafe se han considerado las superficies deposicionales pliocenas y pleistocenas, afectadas por fuertes procesos de encostramiento calcáreo, calcretas. Aunque desde un punto estrictamente geomorfológico no puedan considerarse como una forma, si que son elementos característico del paisaje semiárido del SE Peninsular (Alicante, Murcia y Almería) y su presencia condiciona la estructura paisajística resultante de los procesos de disección. Así en la Hoja de Murcia, estos procesos de carbonatación edáficos dan lugar posteriormente a los suaves relieves en cuesta que se desarrollan sobre antiguas superficies aluviales o fluviales plio-pleistocenas en el piedemonte de Carrascoy. El desarrollo de calcretas se extiende, fundamentalmente, como ya se ha reiterado en numerosas ocasiones, a las superficies de piedemonte del Campo de Cartagena y sobre las de los abanicos aluviales más antiguos de la Depresión del Guadalentín.

Como ya se ha mencionado, la génesis de calcretas esta relacionada con la actividad microbiológica de mallas de raíces de vegetación de tipo herbácea (típica de periodos fríos y secos glaciares) que sustituye a las plantas superiores ligadas al desarrollo de suelos rojos (más características de periodos cálidos y húmedos interglaciares). Todo ello implica que las calcretas puedan ser un importante indicador de la primera irrupción significativa de los periodos glaciares a baja altitud, que en la zona Mediterránea se refleja como unas condiciones más áridas desde el punto de vista hídrico (ALONSO-ZARZA et al., 1998). Las calcretas laminares aquí incluidas, son en muchas ocasiones multiepisódicas y podrían venir desarrollándose desde el Pleistoceno inferior o incluso Plioceno superior engarzando con la noción de Formación Sucina y/o Costra Salmón acuñadas para estos materiales por autores francesas en la década de 1970 (MONTENAT, 1977; DUMAS; 1979).

En la Hoja de Murcia también se desarrollan otros elementos ligados a procesos de corrosión-Alteración Química. Estos responden a las *formas cársticas* o *pseudo-cársticas* desarrolladas a lo largo de la zona de cima de la Creta del Gallo. Aquí, sobre los conglomerados rojos de dolomías y esquistos fuertemente cementados de edad Serravalliense-Tortoniense, se desarrolla una discreta superficie de alteración a c.a. 420 m de cota absoluta, sobre las que se desarrollan morfologías de tipo dolina . La más importante de ellas es la denominada Cazuela de la Naveta, cuyo fondo se encuentra 20 metros por debajo de la mencionada superficie. Los fondos de dolina están constituidos por arcillas rojas de descalcificación, aunque sus contornos se encuentran bastante degradados o desdibujados. Esta característica permite, en cierta medida, atestiguar el carácter antiguo de este tipo de formas que, como se dice en el apartado de geología, pudieron venir desarrollándose desde el Plioceno inferior.

3.2.2.7. Formas antrópicas.

Buena parte de la superficie que cubre la Hoja de Murcia se encuentra intensamente antropizada. Aunque en el mapa se hayan señalado las que han sufrido una transformación más importante *(superficies fuertemente antropizadas)*, toda la zona esta siendo objeto de una intensa presión industrial y hortofrutícola. Es en concreto la construcción de invernaderos el

elemento más agresivo a lo largo del Piedemonte SE de Carrascoy, donde llegan a cubrir superficies de más de 1500 Has. También son numerosas las explotaciones hortofrutícolas que se están actualmente estableciendo sobre las superficies encostradas del techo de piedemonte del Campo de Cartagena. En todas ellas se ha desmantelado el nivel superficial de calcretas, que han sido acumuladas en escombreras de diverso tamaño (no cartografiables). Todas estas explotaciones llevan además aneja la construcción de embalses de gran tamaño que se elevan sobre la superficie del terreno (a modo de relieves tabulares) o que se engarzan en las laderas mediante importantes desmontes o escalonamientos artificiales.

Otros elementos antrópicos que se han cartografiado son los canales artificiales más importantes. En concreto en la zona este responde al, ya mencionado "Canal de El Reguerón", construido en 1887 (ALBACETE AYUSO, 1944). Este Constituye una canalización artificial de 14, 9 km de longitud, que encauza el último tramo del río Guadalentín antes de su confluencia con el Segura. Esta obra ha sufrido diversas modificaciones desde su construcción, ya que se ha roto en numerosas ocasiones. Estas afectaron fundamentalmente a su trazado, desembocadura y capacidad. De la capacidad inicial cifrada en 60 m^3/s, se amplió en 1944 a 100 m^3/s (ALBACETE AYUSO, 1944), hasta llegar a los actuales 300 m^3/s adquiridos tras su última remodelación en 1985 (NAVARRO HERVÁS, 1992). Así mismo este canal sirvió para drenar de forma casi definitiva el antiguo fondo endorréico de El Charcón (Salinas del Sangonera), zona repetidamente inundada entre los siglos XVII y XIX, dando lugar a importantes epidemias entre la población de la Huerta y ciudad de Murcia. En 1733, el Ayuntamiento de Murcia inició el drenaje de esta zona (MOLINA MOLINA, 1987) con objeto de evitar las epidemias causadas por el estancamiento de aguas en esta zona tras diferentes episodios de avenida (MUÑOZ BRAVO, 1989).

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones geológicas cuaternarias están fundamentalmente caracterizadas por los depósitos aluviales y fluviales relacionados con el río Segura, así como con los distintos cursos que ha tenido el Guadalentín durante el periodo Cuaternario, así como por los sistemas de ramblas que vierten (o han vertido) a el.

Desde el punto de vista textural y composicional los depósitos aluviales responden a conglomerados (cementados) y gravas (sin cementar) de cantos de litología metamórfica, fundamentalmente dominan elementos fisibles tales como las pizarras, y masivos como dolomías y areniscas rojas maláguides, aunque también pueden ser apreciable otras litologías como cuarcitas, calizas mesozoicas, y calizas y areniscas neógenas. El calibre de los cantos puede ser a veces de gran tamaño, superando el metro de diámetro en zonas proximales o formaciones de coluviones y/o piedemonte, que a su vez son más ricas en matriz arcillo-limosa. Su estado de rodadura, es variable pero por lo general al tratarse de litologías metamórficas son abundantes los cantos angulosos y subangulosos de geometrías alargadas. En cualquier caso, tanto el grado de redondeamiento, como el incremento en material de calibre arenoso y matriz arcillo-arenosa, aumenta desde las primeras fases deposicionales a las últimas, así como desde las zonas proximales a las distales. Así en el centro de la Depresión dominan los

materiales de granulometría más fina, como arenas, limos y arcillas. Arenas de diferente calibre (medio a grueso) y limos son importantes en las bajadas distales de abanicos aluviales, abanicos aluviales con agradación distal y terrazas del Segura. Por el contrario, limos y arcillas son más importantes en los depósitos asociados a los sistemas endorréicos y semi-endorréicos axiales. Estos pueden contener cantidades variables de materia orgánica y cristales de yeso secundario (fondos semi-endorréicos).

En la zona del Campo de Cartagena – Mar Menor las formaciones superficiales dominantes son las costras calizas (calcretas) que pueden llegar a alcanzar espesores entorno a los dos metros. Estas son formaciones edáficas que se superponen a los materiales aluviales del techo de Piedemonte de las Sierras de Carrascoy, que pueden llegar a alcanzar potencias considerables. Estos materiales aluviales tienen granulometría gruesa (tamaño grava y arena) en las zonas más proximales. Por el contrario son los detríticos tamaño limo y arcilla los que dominan la zona axial entorno de la Rambla de Fuente Álamo – Albujón, en la vertiente SE de la hoja.

En el interior de la Sierra de Carrascoy las formaciones superficiales son, por el contrario, minoritarias respecto al sustrato rocoso maláguide o neógeno. Por lo general este tipo de formaciones se encuentran restringidos a los diferentes valles de los sistemas torrenciales que la disectan, fundamentalmente a los de las ramblas del Puerto, Beniaján, Los Ramos y Rambla Salada (la de mayor cuenca de drenaje). Las diferentes formaciones están consecuentemente ligadas a la red de drenaje, tanto actual, como pre-holocena, siendo característicos los fondos de rambla torrencial, terrazas fluviales y fondos de valle colgados. En todos los casos las formaciones representan "antiguos fondos de valle" y están caracterizadas por la presencia de gravas, bloques y arenas, poco seleccionadas (a veces de gran tamaño) y de litología diversa. Los depósitos de terraza y fondos de valle colgado pueden presentar un grado variable de cementación freática según las zonas.

3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

El análisis geológico indica que el mar no se retiro de la zona central de la Hoja de Murcia hasta ya entrado el Cuaternario, con el desarrollo del Sistema lagunar-palustre de desembocadura correspondiente a las Calizas y margas de San Pedro (14: ver apartado de Geología). Esta unidad morfosedimentaria responde a la instalación de una importante llanura costera arenosa alimentada por sistemas fluviales de envergadura (15 y 16: antecesores de los actuales sistemas del Guadalentín y Lebor). Estos tenían sus cabeceras instaladas sobre los relieves de la zona subbética, y/o antiguas coberteras maláguides actualmente desmanteladas, y que desembocaban en la zona del Mar Menor atravesando axialmente el Campo de Cartagena (SILVA, 1994). En la vertiente NO de Carrascoy aparecen depósitos de sistemas similares (15: Sistema Marginal de la Alberca) hasta el Plioceno inferior, momento en el cual comienza la elevación de la Sierra de Carrascoy, interrumpiendo la actividad de este sistema marginal, bien representado en la hoja de Librilla. La progradación de estos sistemas fluviales hace que durante todo el Pleistoceno Inferior y parte del Medio el mencionado sistema fluvial avance sobre la zona dando lugar a la instalación del denominado Sistema Fluvial del

Guadalentín (16 -ver apartado de Geología-). Esta situación se mantiene hasta que en el Pleistoceno medio la propagación hacia el Norte de fallas normales N-S del Graben de Mazarrón desconectan el antiguo Guadalentín de su desembocadura en el Mar Menor. Este hito relevante en la historia geomorfológica de la zona, da lugar a la zona endorreica que actualmente conocemos como Depresión del Guadalentín, y al abandono del Campo de Cartagena donde la sedimentación lateral, en forma de abanicos aluviales, y los procesos de encostramiento calcáreo se generalizan.

Correlativo a este proceso comienza la estructuración morfotectónica que actualmente conocemos con la estructuración de los Frentes montañosos de Falla a lo largo de los diferentes Segmentos de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia (LAF) en el margen occidental de la Depresión y de las de Palomares (PLF) y Nor-Carrascoy (NCF) en la oriental, de los cuales solo un segmento de la última se encuentra representado en la presente hoja (Esquina NO). Esta importante reestructuración del relieve está originada por un cambio en las direcciones de esfuerzos desde NE-SW a una N-S, que hace que los movimientos verticales sean más importantes que los horizontales a lo largo de las mencionadas fallas (SILVA et al., 1992a; MARTÍNEZ DIAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992; SILVA, 1994). Esta reactivación del relieve progresa de SO a NE en el interior de la Depresión y trae como consecuencia la depósito de la primera fase deposicional de abanicos aluviales de la Depresión, los cuales registran una importante discordancia progresiva interna con dispositivo dominante de agradación proximal en offlap (SILVA et al., 1992a y b), que en la hoja de Murcia comienza algo tardíamente al final del Pleistoceno medio o tránsito medio-superior. La continuidad de la compresión N-S durante el Pleistoceno Superior, trae consigo, la deformación e incorporación al relieve de materiales detríticos depositados por los sistemas aluviales marginales con anterioridad. Ejemplos de ello es la formación de los relieves tectónicos interpuestos que se genera a lo largo de uno de los Segmentos N55-65ºE de la NCF, entre el Palmar y Beniaján, que obturan el drenaje y el depósito de los sistemas aluviales hacia zonas más distales.

Una vez estructurado el relieve, avanzado el Pleistoceno Superior se produce el depósito de la segunda fase deposicional de abanicos aluviales, la cual se produce mediante un estilo deposicional de agradación proximal en onlap que culmina con un importante episodio de backfilling que supera las líneas de frente de falla rellenando los valles de las ramblas que los alimentaban (SILVA et al., 1992a y b). Ese proceso refleja un amortiguamiento de los procesos de elevación tectónica en los frentes de falla y da lugar a las superficies de abanicos netamente convexas que actualmente observamos adosadas a los frentes montañosos. El amortiguamiento, y eventual cese, de la elevación tectónica a lo largo de los frentes, junto con el proceso de extensión de las cuencas de drenaje de los abanicos en su interior, da lugar a una drástica reducción del aporte de sedimentos, así como al encajamiento de los canales alimentadores de los abanicos en su superficies, con la generación de trincheras de abanico y puntos de intersección en sus zonas distales. Este proceso da lugar al depósito de la tercera fase deposicional de abanicos aluviales en el interior de la Depresión (SILVA et al., 1992a y b), que en la hoja de Murcia abarca la Parte final del Pleistoceno superior (deglaciación) y el Holoceno (Presente interglaciar). Esta, fase deposicional se encuentra caracterizada por un dispositivo de agradación distal en offlap, controlada por la cada vez menor cantidad de sedimentos disponibles en sus cabeceras, promueve la progradación de los sistemas

aluviales hacia centro de cuenca, así como a la progradación del proceso de encajamiento de sus canales, mediante la generación de sucesivos puntos de intersección (SILVA, 1994), aunque este proceso no es muy relevante en la hoja de Murcia, donde la mayoría de los sistemas deposicionales siguen siendo activos. Los trabajos más recientes sugieren que este cambio de agradación a disección acompaña al periodo de deglaciación y el comienzo del Holoceno (HARVEY, 2002; SILVA et al., 2003). Los mismos mecanismos morfosedimentarios son los que han controlado la sedimentación durante el holoceno, el periodo histórico y la actualidad.

Aunque se tienen pocos datos de los sistemas sedimentarios pleistocenos en centro de cuenca, supuestamente endorréicos, si que se tienen multitud de datos sobre los sistemas fluvio-palustres y lagunares que acompañan a la tercera fase deposicional en las vecinas hojas de Alcantarilla y Totana. Así durante le Pleistoceno superior final, hasta el Holoceno tardío (c.a. 2.500 años BP) se produce un gran área endorreica fluvio-palustre o netamente palustre en la que convergen las bajadas aluviales distales. Estas grandes áreas lagunares son las que sostuvieron a las comunidades Argaro- Ibéricas del Bronce, que abandonan la zona debido al proceso de desecación y fragmentación de estos humedales ocasionado por el encajamiento de la red de drenaje actual (CALMEL-AVILA, 2002; SILVA et al., 2003). No obstante en la hoja de Murcia esta gran zona palustre es sustituida por depósitos aluviales correspondientes a los antiguos abanicos de desembocadura de los ríos Segura y Guadalentín. El último con actividad hasta el Siglo XVII y el primero hasta ca. 1.900 – 2000 años BP. Hay que mencionar que hacia el Norte la línea de costa de un antiguo mar interior que se extendía por la Cuenca del Bajo Segura se situaría entre las poblaciones de Almoradí y Orihuela hasta bien entrado el Siglo XVIII, cuando se drenó artificialmente la zona (CANALES y VERA REBOLLO, 1985).

Así pues las terrazas del Río Segura cartografiadas en la hoja se han elaborado durante época histórica (medieval-musulmana y moderna). Como ocurre en las hojas de Alcantarilla y Totana la más baja (+2-3 m) y las mas representativas son de época, está última muy probablemente coincide con el último episodio frío denominado la Pequeña Edad de Hielo (CALMEL-AVILA, 2002; SCHULTE, 2002). Por el Contrario, la disección aguas abajo del Guadalentín abarca los últimos 2.500 años (CALMEL-AVILA, 2002; SILVA et al., 2003b). En cualquier caso el drenaje definitivo de la Depresión solo se ha conseguido durante época reciente (Siglos XVI, XVII, XVIII) con la construcción de canalizaciones artificiales que unen definitivamente los antiguos cursos del Guadalentín y Sangonera (Canal de La Alcanara: Hoja de Totana; Siglo XVI), adecuan y fijan la antigua conexión natural entre el Guadalentín y la Rambla de Las Moreras (Canal del Paretón: Hoja de Totana; Siglo XVII), y ya en la hoja de Murcia unen y canalizan definitivamente las aguas del Guadalentín hacia el Segura (Canal del Reguerón; Siglo XIX).

En el Campo de Cartagena la evolución es más simple. Tras el abandono de los sistemas fluviales por obturación, la evolución se resuelve en el encajamiento progresivo de los diferentes sistemas aluviales procedentes de Carrascoy. Aquí se definen los sistemas de Rebate, Campoamor, Murta, Corvera, que cubren todo el Pleistoceno SOMOZA et al., (1989). Los dos primeros sistemas constituyen un techo de piedemonte escalonado, sobre el que el de-

sarrollo de calcretas es generalizado. En las zonas más proximales, los depósitos más basales atribuidos al sistema de Rebate de SOMOZA (1989) responde realmente a los últimos depósitos fluviales del antiguo Guadalentín (SILVA, 1994). Datos paleomagnéticos del sistema de Campoamor indican que durante su depósito se produce el tránsito Bruhnes-Matuyama o Pleistoceno Inferior-Medio (SOMOZA et al., 1989). Toda esta evolución y encajamiento de los sistemas aluviales esta dirigido por la elevación progresiva de Carrascoy y el encajamiento de los sistemas fluviales axiales, Ramblas de Fuete Álamo y Albujón. La elevación del piedemonte SE de Carrascoy, es dirigido por una dinámica de agradación distal en offlap, consecuencia del encajamiento distal (por erosión progradante) de sus antiguos canales alimentadores que hoy se ensamblan en diferentes segmentos de las ramblas actuales unidos por escalones de erosión remontante. Dentro de ellos los más importantes no responden a la dinámica mencionada, sino a la importante bajada de nivel de base que tuvo lugar durante el último máximo Glaciar hace c.a. 18 ka BP. La dinámica general de encajamiento distal de las ramblas fue además favorecida y/o acelerada en la zona por el proceso de abstracción y agotamiento de las cabeceras de sus cuencas alimentadoras, sujetas a un importante proceso de reducción y captura por erosión remontante de las ramblas que drenan hacia la Depresión del Guadalentín – Segura (El Puerto, Beniaján, Los Ramos y Rambla Salada). Este proceso antecede a la instalación de la red fluvial moderna (actual) y es guiado por la elevación diferencial de la Sierra de Carrascoy, cuyo frente septentrional corresponde a la cuña tectónica más activa y más reciente de la macro estructura del Arco de Águilas. Su deflexión, hacia el este, en el denominado "terminal splay" septentrional de la zona de cizalla de las Béticas orientales, tiene como consecuencia la generación de los relieves anticlinales de Benajuzar, Hurchillo y Guardamar, que actualmente bordean por el Sur la Cuenca del Bajo Segura (SILVA et al., 1993; ALFARO et al., 2002).

3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL

Los procesos geológicos activos dentro de la Hoja de Murcia, son por orden de peligrosidad potencial los relacionados con los procesos de inundación (avenidas o riadas), neotectónica y sismicidad, procesos gravitatorios, y erosión (y aridificación) del territorio. Todos ellos se encuentran bien caracterizados y catalogados en el Atlas inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995). Así mismo existen diferentes trabajos cartográficos de extensión regional acerca de sismicidad y fallas activas, como son los Mapas Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia publicados por el ITGE-CARM (BAENA et al., 1994).

3.5.1. Neotectónica y Actividad de Fallas.

La Hoja de Murcia presenta una serie de importantes rasgos neotectónicos, asociados a la actividad de fallas ya tratados en apartados anteriores. Estos rasgos, que 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, deflexiones, etc.) como elementos geomorfológicos menores, pero no menos impor-

tantes. La mayor parte de ellos se encuentran concentrados en la esquina NO de la hoja en relación con el trazado de la Zona de Falla de Nor-Carrascoy, la cual por otra parte es tan solo responsable de parte 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 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 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 de 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 deflexión 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 Nor-Carrascoy, 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 Alquerías 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 SW 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 la 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 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. 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 deposicional de abanicos aluviales (Pleistoceno 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 veremos 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 catalogársela como falla activa (SILVA et al., 2003; SILVA, 1994; BAENA et al., 1994; MARTÍNEZ DÍAZ, 1998).

3.5.2. Sismicidad y Paleosismicidad.

La sismicidad de la Región de Murcia se encuadra dentro de la provincia sismotectónica del SE Peninsular, la cual se extiende hasta el Maghreb 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), Alcantarilla (1996) y los más recientes 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 (Puerto 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 los 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 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 LAF, siendo bastante escasa en el margen oriental (NCF), donde llega a ser nula en la zona más meridional correspondiente a la 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 pertenecen 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 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. Las 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, SW de Totana (en la hoja de Totana), Sur de Alhama-Librilla (en la hoja de Alcantarilla) y una tercera en el entorno de la ciudad de Murcia (en la presente hoja), en el polígono definido por las localidades de Alquerías, El Palmar y La Ñora. Las dos primeras fuentes símicas 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 Alhama-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 la presente hoja. A esta fuente sísmica pueden asociársela 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 fue 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 sismicidad 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. 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 Zona de Falla de Lorca-Alhama durante el periodo instrumental.

Datos paleosísmicos solo se encuentran 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). Los resultados se hayan comentados en las memorias correspondientes de las Hojas de Lorca y Totana (SILVA et al., en prensa). 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), aunque pueden extrapolarse a la NCF, donde sus diferentes segmentos tomados en conjunto o individualmente, presentan longitudes entorno a los 15 y 30 km estimados para la LAF.

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., 2003). 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 macro zonación 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 NCSE-02 asigna al Municipio de Lorca un valor de 0.12 g, al de Totana 0.10 g los de Alhama y Fuente Álamo 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.

3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera.

Los movimientos de laderas se producen sobre todo a lo largo de los frentes montañosos de falla que limitan la depresión y en la mayor parte de los casos responden a deslizamientos complejos. El más importante identificado en la hoja de Murcia se sitúan en el Frente Montañoso de Carrascoy, en la zona de Torreagüera. Esta zona es catalogada de peligrosidad alta alcanzándose pendientes medias de más de 15º (ITGE-CARM, 1995). En estas zonas los procesos gravitatorios activos están generalmente ligados a los contactos mecanizados entre dolomías Maláguides y series pizarrosas y areniscas maláguides. Otras zonas donde los procesos gravitatorios pueden adquirir cierta importancia es a lo largo de los diferentes escarpes poligénicos que bordean los relieves pseudo-tabulares que constituyen el techo de piedemonte escalonado de la vertiente SE de Carrascoy. Todos ellos son catalogados como zona de peligrosidad baja (ITGE-CARM, 1995), aunque en algunas zonas las pendientes superan con creces los 15º. En estas zonas los movimientos más frecuentes son los desprendimientos y caídas. Los procesos de caída se forman a partir de grietas verticales y paralelas a los escarpes, y que individualizan losas o bloques verticales en los materiales encostrados

superiores, los cuales comienzan a desplazarse mediante un deslizamiento lento (*glide block*) por la ladera o talud basal del escarpe. En raras ocasiones los bloques llegan a alcanzar grandes dimensiones, de tal modo que son capaces de deslizar sin volcar o fracturarse, dando lugar a un deslizamiento de tipo traslacional cuya componente de movimiento principal es paralela a la ladera. Procesos similares tienen lugar en las zonas de trinchera de abanico que constituyen las paredes de las ramblas actuales, así como en los taludes excavados por los cauces del Guadalentín y Segura. En estas zonas los procesos gravitatorios se encuentran además asistidos por el socave lateral de las ramblas durante épocas de crecida, así pues las tipologías dominantes son los desplomes y vuelcos. No obstante, estos cursos de agua se encuentran actualmente canalizados artificialmente y protegidos por diques y muros de mampostería (caso del Segura), lo que hace que la actividad de estos procesos este muy mitigada y solo posibles durante crecidas excepcionales (ITGE-CARM, 1995).

3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación.

Las vegas del Segura y del Guadalentín constituyen zonas de peligrosidad alta dentro del conjunto del territorio de la Región de Murcia. Murcia, Orihuela, Lorca y Cartagena han sido tradicionalmente las poblaciones más afectadas por las riadas y o crecidas de estos ríos o ramblas asociadas. En concreto las localidades de Lorca, Cartagena y todas las comprendidas entre Cieza y el mar a lo largo del Segura se encuentran catalogadas como áreas inundables de primer orden dentro del Libro Blanco del Agua de 1988 (CAMARASA BELMONTE, 2002). En la Historia del Clima de España (FONT TULLOT, 1988) y el Atlas inventario de riesgos naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) se documentan mas de 200 episodios de avenidas, riadas, crecidas o inundaciones desde el año 1.482DC, aunque existen referencias escritas desde el 1.258 DC. En más del 90% de los casos se hace mención explicita al Guadalentín, y al Segura así como a las ciudades de Lorca, Murcia y en menor medida Totana. De todos los eventos documentados son de especial importancia los de 1545, 1568 (El Diluvio), 1651 (Riada de San Calixto), 1733 (Riada de Los Reyes Magos) 1802 (Rotura del Embalse de Puentes), 1879 (Riada de Santa Teresa), 1980-1891(Riada de los 43 días), 1973 y 1989, aunque estas últimas afectaron más notablemente a las zona de Puerto Lumbreras (Rambla del Nogalte) y de Mazarrón (Rambla de Las Moreras). De entre ellas destaca la de 1651 donde tuvo lugar la confluencia de las aguas del Guadalentín y Segura, desbordándose las zonas de los actuales canales del Paretón al Sur de Totana y Reguerón al Sur de Murcia (NAVARRO HERVÁS, 1992) y provocando un total de más de 1.000 victimas entre Murcia y Lorca. También fue importante la riada del 30 de abril de 1802 ocasionada por la rotura de la presa del Embalse de Puentes, que ocasiono 680 muertos en la vega de Lorca. De especial actividad hídrica fue el último cuarto del Siglo XIX, durante el cual tuvieron lugar un total de 35 episodios de inundación en la Región de Murcia (FONT TULLOT, 1988), donde fueron importantes las ocurridas entre octubre y Noviembre de 1879 en Lorca y Murcia, en esta última localidad murieron 178 personas y 3300 casas fueron derruidas alcanzando el río una anchura de 6 km inundando las huertas de los Garres, Beniaján, Las Alquerías y el Real de Teatinos, entrando en la Vega Baja entre Beniel y Santomera. Estos episodios de inundación están controlados por fuertes precipitaciones de carácter estacional en las zonas de cabecera del Guadalentín y del Segura.

En referencia al Segura, en la estación de aforo de Murcia se han alcanzado caudales máximos instantáneos de hasta 1.000 y 1.187 m^3/s durante episodios de riada importantes en 1946 y 1948 respectivamente (ITGE-CARM, 1995). No obstante los caudales medios estimados para estos eventos a partir de hidrogramas sitúan los caudales entorno a los 700-800 m^3/s, los cuales distan mucho de los caudales medios anuales normales que se sitúan en torno a los 20 m^3/s en la Ciudad de Murcia. También tienen importancia las ondas de crecida de los sistemas de ramblas directos al Guadalentín procedentes de la Sierra de Carrascoy. Dentro de ellos las más importantes en la Hoja son las de Rambla Salada y Los Ramos, aunque la torrencialidad también es alta en las ramblas del Puerto y Baniaján. Todos ellos están relacionados con episodios de lluvias torrenciales muy localizadas en sus pequeñas zonas de cabecera instalada en la Sierra de Carrascoy.

En definitiva la peligrosidad por inundaciones en la zona está fuertemente ligada al carácter torrencial de los cursos de agua existentes y de las precipitaciones que los alimentan, siendo está máxima en las zona de confluencia de los ríos Guadalentín y Segura aguas abajo de El Charcón. Según el Atlas –inventario de riesgos naturales del la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) el 100% del casco urbano de Murcia es inundable, superándose caudales instantáneos de más de 600 m^3/s que es el valor de diseño de su actual canalización artificial. Ha de tenerse en cuenta que el caudal para un periodo de retorno de 50 años esta calculado en 400 m^3/s (ITGE-CARM, 1995).

Por otro lado, el resto de ramblas directas a la Depresión procedentes de Espuña, y en especial las del Puerto y Beniaján, poseen también un grado de peligrosidad alto-medio, siendo el riesgo alto en la zona de piedemonte que se encuentra densamente poblada (El Palmar, La Alberca, Torreagüera). Por el contrario las que proceden de la vertiente SE de Carrascoy, poseen cabeceras muy pequeñas, a veces testimoniales, estando así las zonas inundables restringidas a los fondos de las ramblas actuales, incluyendo también los fondos de valle colgado que se sitúan en sus cabeceras. Zonas de mayor peligrosidad son aquellas situadas en las bajadas aluviales, aguas abajo de los puntos de intersección de abanicos aluviales activos, como ocurre en toda la zona SE de la hoja, ya próxima en la zona axial del Campo de Cartagena a lo largo de las Ramblas de Fuente Álamo y Albujón.

A estos procesos de inundación van obviamente ligados los procesos de sedimentación activa. Estos quedan cartográficamente representados por las bajadas distales activas de los sistemas de ramblas directas y por los depósitos de desbordamiento de tipo crevasse-splay o abanicos de desembocadura que se observan en la zona terminal del Guadalentín. Abanicos de desembocadura, similares a los del Segura, son los de el Guadalentín en Lorca y el del Nogalte en Puerto. Lumbreras. En referencia a este último, durante la riada de 1973 se registro un caudal máximo de 1974 m^3/s en la Rambla del Nogalte, de los cuales 813 m^3 correspondieron a arrastres sólidos (cerca del 40%), que se depositaron en la desembocadura de esta Rambla en la Depresión, aguas abajo de la localidad de Puerto Lumbreras (HERAS, 1973).

Desde el punto de vista cartográfico las zonas a las que se les ha de prestar un nivel de atención alto coinciden con los fondos de rambla más importantes así como con los antiguos

abanicos de desembocadura del Guadalentín y Segura, sistemas aluviales marginales con sedimentación distal activa procedentes de Carrascoy, así como la gran zona endorreica de El Charcón.

3.5.5. Procesos de erosión.

Los más importantes son los ligados al desarrollo de sistemas de cárcavas en los materiales neógenos estructurados en el interior de la Sierra de Carrascoy, especialmente en su zona más septentrional. Estos procesos se encuentran todavía inscritos en el proceso de erosión remontante debido a la elevación diferencial del relieve que los acoge, y su eficacia es aquí mayor debido a la naturaleza más erosionable de los materiales margosos que afloran. También en la zona occidental de la hoja los sistemas de cárcavas se encuentran especialmente desarrollados en los escarpes del paraje de La Naveta en las cabeceras de las ramblas del Puerto, Corvera y Los Jurados. También cabe destacar aquí los numerosos escarpes de erosión remontante que se generan en las zonas de cabecera del piedemonte SE de Carrascoy, y muy especialmente en su sector más oriental, donde en las ramblas de los ríos Seco y Nacimiento pueden alcanzar desniveles próximos a los 10 m. En el interior de la Depresión los procesos de erosión, al igual que los gravitatorios, se encuentran espacialmente restringidos a las paredes de los cauces de las ramblas, y en especial a la del Guadalentín, y la zona encauzada con materiales no consolidados del río Segura (aguas arriba y debajo de la Ciudad de Murcia). En estas zonas no es raro el desarrollo de sistemas de rills o regueros. Es importante señalar que en relación con estos es común el desarrollo localizado de procesos de piping, que pueden dar lugar a aberturas y chimeneas (pipes) abiertas de vario metros de diámetro. Hay que señalar que aunque espacialmente muy restringidos este tipo de procesos representan una mayor peligrosidad que los de formación de cárcavas, especialmente en puntos conflictivos, como puentes y caminos de servicio laterales.

4. TECTÓNICA

4.1. SECTOR DE LA SIERRA DE CARRASCOY

El sector estudiado está situado en las Hojas 933 (Alcantarilla), 934 (Murcia) y 954 (Totana), y como ya se comentó en apartados anteriores fue objeto de la tesis de Kampschuur (1972). Ha sido revisado en su parte central y occidental para este trabajo por Sanz de Galdeano *et al*., (1997) y consideran que una de las dos unidades descritas por Kampschuur (1972) en la parte centro-occidental de la sierra, no existe, quedando tan solo una, la unidad de Carrascoy.

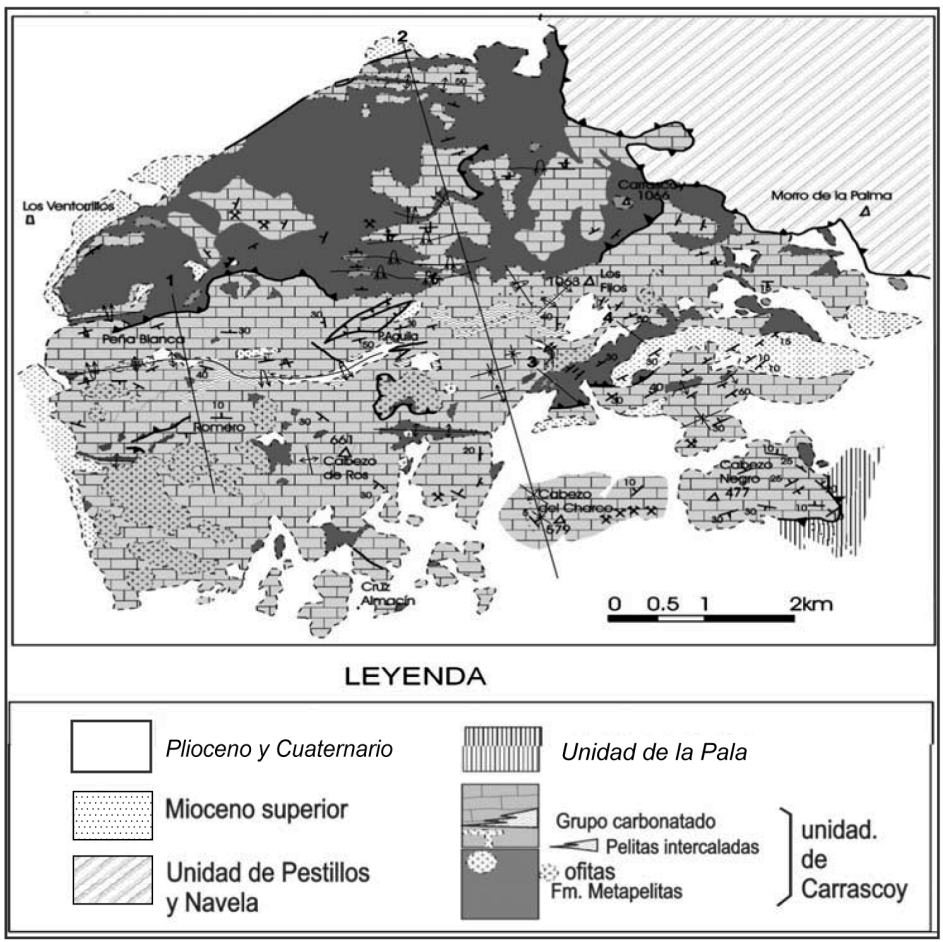


Figura 4.1. Disposición de unidades en la Sierra de Carrascoy. Modificada de Sanz de Galdeano *et al.*, (1997).

Con respecto a las observaciones hechas en dicho trabajo hay que tener en cuenta que, localmente, algunas metapelitas que se consideran de la base en el mismo (Sanz de Galdeano *et al*., 1997), son en realidad intercalaciones dentro de los carbonatos.

En la parte oriental de la sierra 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.

4.2. ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON EL APILAMIENTO DE COMPLEJOS Y UNIDADES TECTÓNICAS

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).

El borde septentrional de la sierra está limitado por un sistema de fallas que será descrito en el apartado 4.5. Más al sur, cerca de la parte centro-occidental aparece tal y como se muestra en el **corte 1**(Fig. 4.2), 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 sinclinales 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

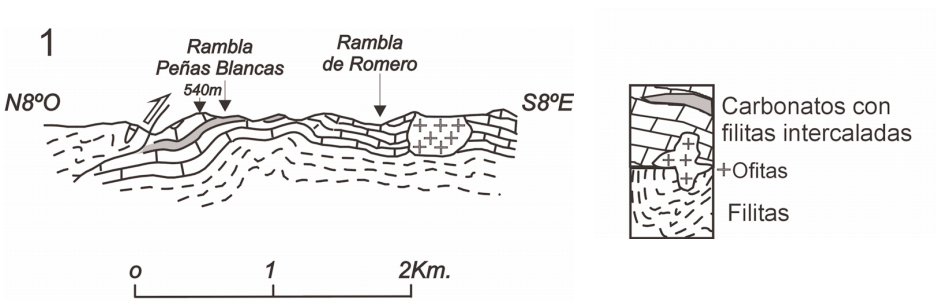


Figura 4.2. Corte en el sector centro-occidental de la Sierra de Carrascoy

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.

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).

En el segundo corte (Fig. 4.3), 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

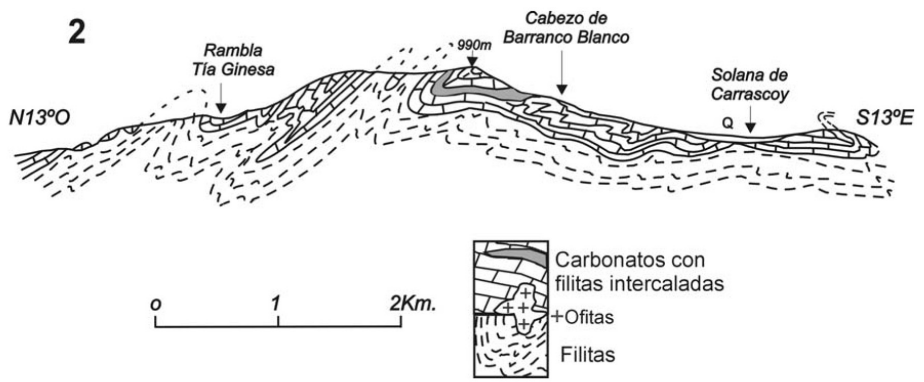


Figura 4.3. Corte en el flanco septentrional de la Sierra de Carrascoy.

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 ocurre más al sur, pues estos flancos están fallados formando parte de pliegues-falla.

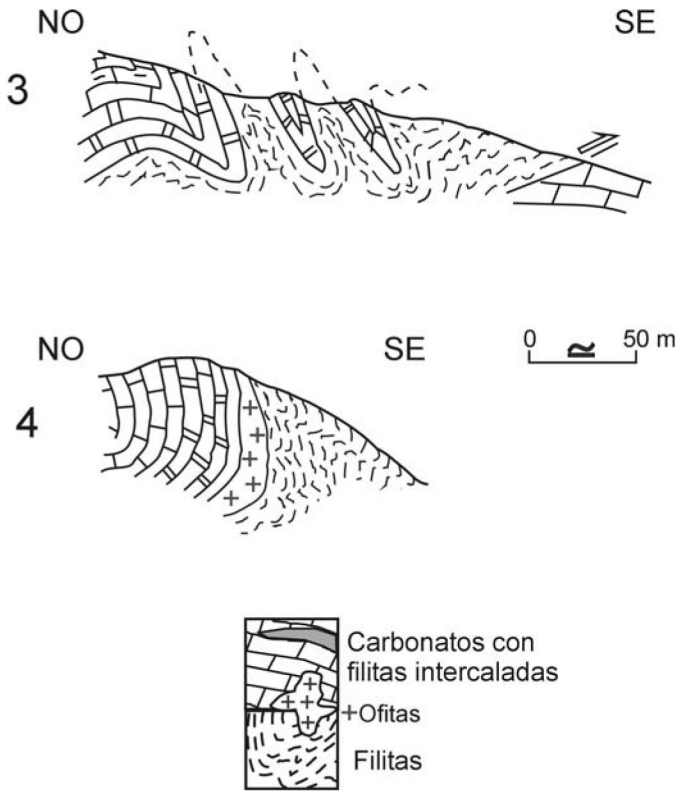


Figura 4.4. Detalle del estilo de plegamiento y las vergencias en los carbonatos de la Sierra de Carrascoy. Cortes 3 y 4.

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. El cambio de vergencia y el tipo de plegamiento se observa mejor en los cortes 3 y 4, (Fig. 4.4), 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 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.

4.2.1. 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.

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 (Figura 4.5.). Así, el desplazamiento sinistrorso de las mismas junto al cambio de orientación que sufren al pasar del borde sinistroso al septentrional, provoca una sobrepresión en el sector centro-occidental, dándose allí una mayor elevación.

Pliegues con ejes N-S a N25ºE.

Se han observado tan solo a escala microestructural y su característica principal es que su plano axial es horizontal, o ligeramente buzante al ESE, con vergencia hacia el oeste. Están afectados por los pliegues antes señalados, dando en ocasiones interferencias en gancho, observadas sobre todo en las filitas de unidades alpujárrides y en los esquistos nevadofilábrides. Es importante diferenciar estos micropliegues de otros paralelos asociados a la extensión, los cuales, a diferencia de los del sistema que se está tratando, no están afectados por los sistemas de plegamiento con ejes E-O.

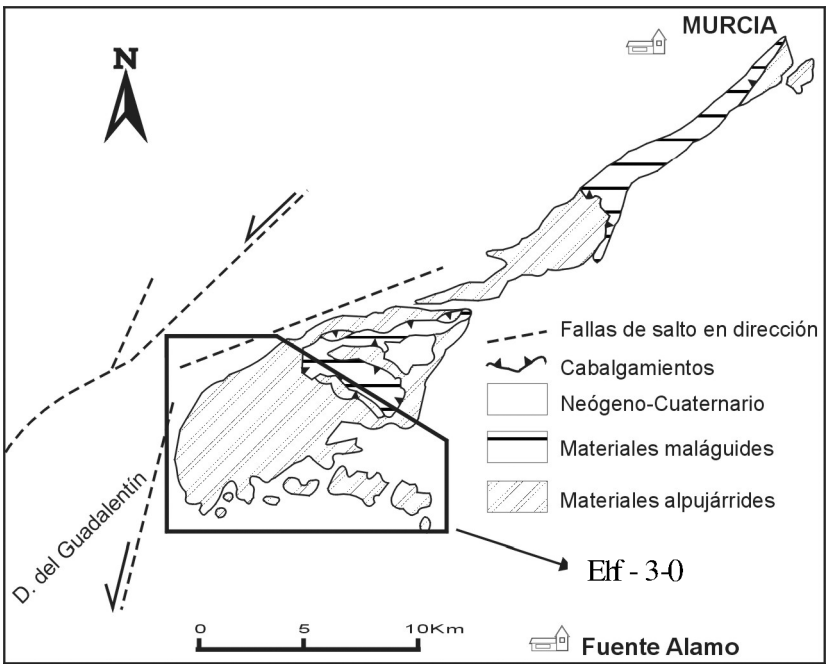


Figura 4.5. Esquema simplificado de la Sierra de Carrascoy donde se marca el sector en el que se ha centrado la investigación. Se señala también la orientación de las principales fallas de salto en dirección.

Estructuras de extensión y adelgazamiento. Principales direcciones de traslación.

Estas estructuras están ampliamente representadas en este sector el cual se presenta como una de las zonas más adelgazadas descritas hasta el momento en la Cordillera Bética. Sin embargo, a pesar de la actuación de los procesos extensionales, se ha podido tener un cierto control de las unidades y términos omitidos por la extensión, en base sobre todo al conocimiento de la estratigrafía, sin olvidar los criterios tectónicos ni el grado de metamorfismo, de manera que se ha podido cuantificar, al menos cualitativamente (número de unidades) o cuantitativamente, al menos en parte, este fenómeno. Esta cuantificación no habría sido posible utilizando tan sólo los criterios tectónicos y petrológicos, ya que existen contactos extensionales inter e intraformacionales que inducen a considerar como de diferentes unidades a materiales que pertenecen a una misma unidad tectónica.

Las medidas y direcciones de traslación que se dan a continuación de manera resumida, se han tomado principalmente en los contactos entre las diferentes unidades o cerca de los mismos así como entre los diferentes complejos, bien dentro de esta Hoja o en sectores próximos del Campo de Cartagena, donde en el C*omplejo Nevado-Filábride* y cerca del contacto con las unidades alpujárrides se observan estructuras como budines con ejes

de dirección media N155ºE, con dirección de extensión tectónica OSO-ENE; lineaciones de estiramiento de dirección media N77ºE; fallas de bajo ángulo con microestructuras asociadas, de tipo SC, etc. con dirección media de los planos de falla N165ºE y, sentido de movimiento del bloque de techo hacia el OSO.

El contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride está representado por una banda de cataclasitas que afecta a las filitas de unidad alpujárrides y los esquistos del Manto del Mulhacén o a los del Manto del Veleta, cuando los anteriores han sido omitidos totalmente por la extensión. En esta banda de cizalla se han encontrado, tanto en uno como en otro complejo, estructuras extensionales como boudines con ejes de dirección media N175ºE, dirección de extensión tectónica OSO-ENE; estructuras SC ligadas a fallas de bajo ángulo, sentido de movimiento hacia el S – SE; fallas de bajo ángulo con estructuras SC asociadas, etc., dirección media de los planos de falla N170ºE, sentido de movimiento hacia N260ºE.

En resumen, el contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride es una falla normal de bajo ángulo con movimiento del bloque de techo hacia el S – SSO, equivalente a las descritas en otros sectores como Falla de Mecina (ALDAYA et al., 1986; GARCÍA DUEÑAS et al., 1986; GALINDO-ZALDIVAL, 1986; JABALOY op cit, etc.

Estructuras miloníticas asociadas a la extensión se observan también en el contacto entre las dos unidades del Nevado-Filábride, que indican direcciones de adelgazamiento similares a las anteriores. Estructuras extensionales frágiles se observan además de en los contactos entre diferentes complejos o unidades tectónicas, en los contactos entre diferentes formaciones de una misma unidad, fundamentalmente entre los carbonatos y las metapelitas infrayacentes, formándose una banda cataclástica donde aparecen mezcladas.

4.2.2. Juegos de fallas posteriores en general a la etapa extensiva principal.

Existen varios juegos de fallas que afectan a las estructuras originadas por la compresión y por la extensión principal. Algunas de ellas pueden ser en parte coetáneas o la prolongación de las etapas de extensión antes citadas. Estas fallas comenzaron a actuar durante el Serravaliense pero sobre todo son posteriores. De los diferentes juegos de fracturas que actúan tras la etapa extensional el más antiguo y el más importante desde el punto de vista de su influencia en la configuración actual de los conjuntos de materiales es el siguiente:

Fallas de desgarre dextrorsas ENE - E-O.

En todo el sector estudiado se ha observado un juego de fallas con direcciones comprendidas entre N85ºE y N115ºE, que desarrolla planos de fractura subverticales con estrías subhorizontales, almendras tectónicas y harinas de fallas muy características, que permiten ver claramente su sentido de movimiento, cuya componente principal es de desgarre dextrorsa.

Las fallas dextrorsas de dirección aproximada E-O contribuyen o forman parte de la traslación del bloque de Alborán hacia el oeste, pero de manera selectiva, según determinados segmentos y se superpone a la anterior extensión que podría encuadrarse igualmente en el contexto de dicha translación y en la apertura de la Cuenca de Alborán. De acuerdo con los sedimentos a los que afecta y con los sedimentos que las fosilizan, su edad es aproximadamente Serravaliense - base del Mioceno superior.

Juego de fallas de desgarre sinistrorso NE-SO.

Se trata de un juego de fallas cuya dirección oscila entre N40ºE y N60ºE. Los planos de este juego de fallas son predominantemente verticales y sus estrías horizontales, pero a diferencia del anterior, su movimiento es sinistrorso. Mientras que el sistema anterior no siempre afectaba a los sedimentos serravalienses, este sistema sí lo hace. Esto, junto con el hecho evidente de que suele afectar al sistema anterior, indica que es posterior al mismo.

A escala cartográfica, se observan muy bien los dos juegos de fallas de desgarre que se acaban de describir y son responsables en buena parte de la configuración actual de los diferentes sectores, siendo los mismos juegos que actúan en otros sectores de la Zona Interna Bética, como por ejemplo en el Corredor de las Alpujarras (sistema dextrorso ~ E-O) o en la formación del Arco de Águilas (sistema sinistrorso ~ NNE-SSO).

4.3. SÍNTESIS

En este apartado se ha querido reflejar la estructura general presente en el sector estudiado, pretendiendo deducir las geometrías y relaciones tectónicas más importantes entre las diferentes unidades aflorantes. Por ello, no se han descrito con detalle las etapas de deformaciones deducibles a partir de las microestructuras tales como micropliegues, esquistosidades y otras visibles al microscopio, que serán mencionadas en parte en el apartado de petrología. Algunas de las etapas de deformación reconocidas deben ser anteriores a la de cabalgamientos principales que estructuraron la región, producidos hacia el N, NNO o incluso el NO y cuya edad debe situarse hacia el Oligoceno-Aquitaniense. Parte de los micropliegues observados son congruentes con estos cabalgamientos entre unidades.

Los pliegues, en particular los grandes pliegues descritos, pudieron formarse durante y también posteriormente a los cabalgamientos. No todos, pues algunos, los de dirección próxima a la N-S, no son congruentes con esos cabalgamientos. La doble vergencia referida, se pudo formar como una evolución más avanzada de los pliegues.

La tectónica que ha hecho desaparecer en algunas verticales a una o varias unidades de la pila de mantos, referida usualmente como tectónica extensional, supone una traslación de las unidades de techo hacia el oeste, sin duda encuadrada en la traslación al oeste de la Z.I.B.R. y a la extensión que se ha producido concomitantemente. En el sector comprendido entre Cabo Cope y Cabo de Palos, esta tectónica tiene gran importancia. Otros rasgos extensionales con movimiento hacia el este o en otras direcciones, se muestran como reajustes de menor importancia.

Las fallas dextrorsas de dirección aproximada E-O continúan la traslación hacia el oeste, pero de manera selectiva, según determinados segmentos y se superpone a la anterior extensión. De acuerdo con los sedimentos a los que afecta y con los sedimentos que las fosilizan, su edad es aproximadamente Serravaliense - base del Mioceno superior.

El resto de estructuras que pueden observarse como los juegos de fracturas, NNE-SSO y ESE-ONO son más modernas, de edad neotectónica *"sensu lato"* por lo que se describen en su correspondiente apartado (3.5.1)

5. ROCAS ÍGNEAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. ROCAS VOLCÁNICAS

5.1.1. Afloramientos y tipos de rocas volcánicas

En la Hoja 934 (Murcia) afloran rocas volcánicas neógenas **(17)** en el Cabezo Negro, junto a la localidad de Zeneta. Este afloramiento, de 1 x 0.5 km de tamaño, corresponde a los restos de un edificio volcánico intrusivo (chimenea).

5.1.2. Antecedentes y edad

El Cabezo Negro de Zeneta ha sido estudiado previamente por FERNÁNDEZ y HERNÁNDEZ-PACHECO (1972), VENTURELLI et al. (1984), que las clasifican como lamproítas. Más recientemente, TOSCANI et al. (1995) propusieron que son rocas híbridas, producto de la mezcla de magmas lamproíticos con magmas ácidos de origen cortical. No se dispone de dataciones radiométricas para este cuerpo, pero por comparación con el resto de afloramientos de rocas lamproíticas del SE peninsular, su edad probablemente se sitúe en el Tortoniense terminal o Messiniense.

5.1.3. Tipo de afloramientos

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

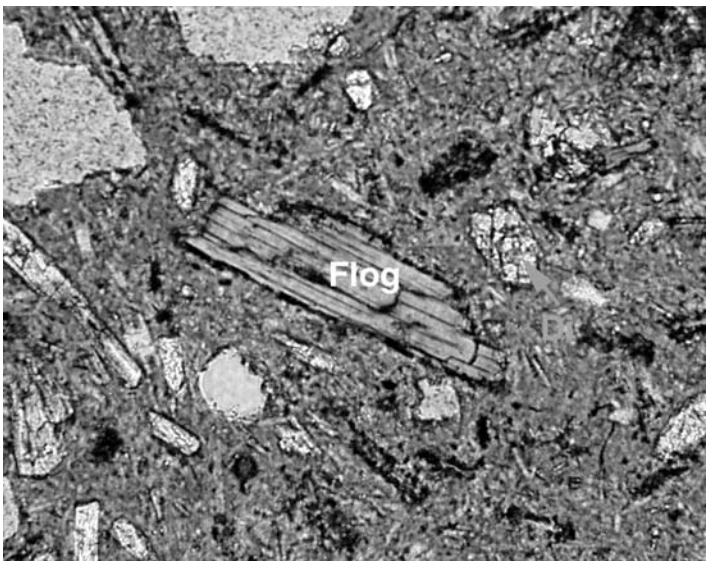


Figura 5.1. Aspecto al microscopio de las lamproítas de Cabezo Negro de Zeneta. (678850, 4207500). Los fenocristales son de flogopita (Flog) y piroxeno (Di). La matriz es en gran parte vitrea.

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.

5.1.4. Descripción 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 (Fig.5.1), 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 (FERNÁNDEZ y HENÁNDEZ PACHECO, 1972; TOSCANI et al., 1995).

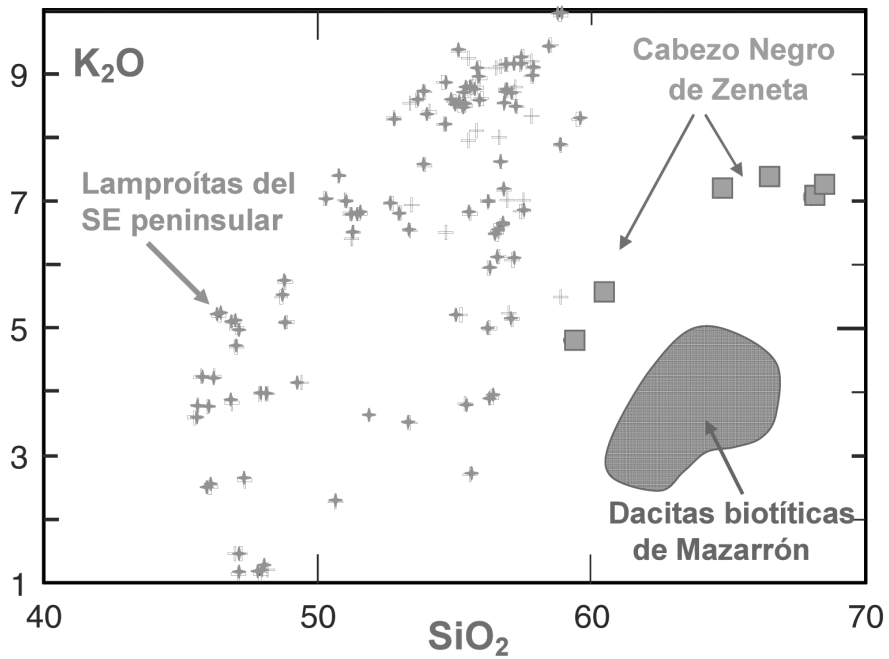


Figura 5.2. Diagrama SiO_2 vs. K_2O que muestra la variación composicional de las rocas de Cabezo Negro de Zeneta. Por comparación se han inlcuido las Dacitas de Mazarrón y las Lamproítas "típicas" del SE de España. Esto permite mostrar que las rocas de Cabezo Negro pueden ser consideradas como mezcla de ambos tipos de magmas.

5.1.5. 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 esta 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.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

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

Para intentar una aproximación objetiva a una reconstrucción palinspástica previa, que situara en su posición de origen cada una de las unidades, sería 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 se puede abordar la tarea de dicha reconstrucción, por lo que 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 aportan 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 Almogía 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 Hercínico 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 pre-triásicas, se evidencian un plegamiento suave y poco penetrativo sin desarrollo de estructuras menores y unos pliegues de gran radio (pluri-kilométricos) con una fuerte asimetría y vergencia sur.

Existen diferentes propuestas de reconstrucción paleogeográfica; DURAND DELGA (1980), MARTÍN ALGARRA (1987), DERCOURT et al., (1993), DURAND DELGA y TEFIANI (1994), SANZ DE GALDEANO (1997), SANZ DE GALDEANO et al., (2001), basadas en datos estratigráficos y relaciones tectónicas, en las que se sitúan los dominios principales de las Zonas Bético-Rifeñas (Z.I.B.R) a partir del Triásico, así como con otros dominios circundantes como la Calabria.

Una posible situación de partida a finales del Pérmico es la de la Figura 6.1 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. Una de las diferencias principales con las propuestas anteriores, es la situación de la Dorsal externa respecto al Maláguide, así co-

mo el acuñamiento hacia el este de los dominios Alpujárride y Maláguide, coincidiendo con el tránsito a los dominios Kabilide y Calábride. Estos dominios representaban un microcontinente que debió ser el área fuente de los sedimentos detríticos constitutivos de las series estudiadas en esta área.

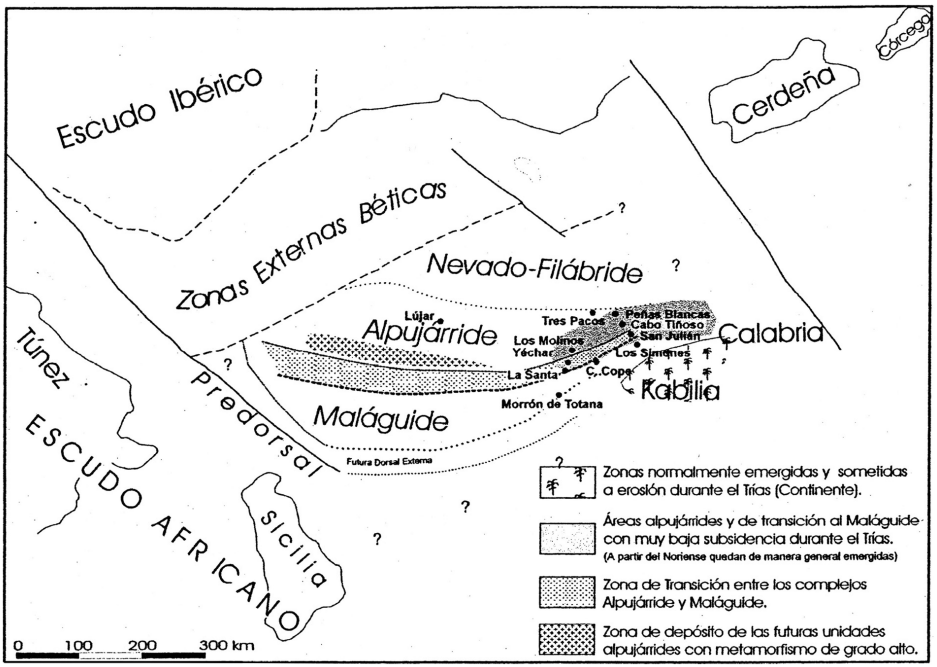


Figura 6.1. Esquema donde se muestra la posición a comienzos del Triásico de los futuros dominios paleogeográficos de las Z.I.B.R. Tomada de GARCIA TORTOSA 2002. Modificada de Sanz de Galdeano et al. 2001.

Tal como se refleja en dicha figura, el sector estudiado ocupaba un área poco subsidente y sin depósito a partir del Noriense, que a su vez separaba dos zonas subsidentes cual son la del Alpujárride central y algunos sectores de la Calabria con series similares a los Alpujárrides orientales pero con un registro sedimentario del Noriense bien desarrollado.

La evolución sedimentaria del Triásico de las Z.I.B podría resumirse como sigue: durante el Scytiense y la mayor parte del Anisiense se instalaron, de manera generalizada, ambientes fluviales y costeros sobre los materiales paleozoicos previos. Los depósitos de dichos ambientes de carácter siliciclástico se corresponden, de manera general, con las formaciones detríticas inferiores de las distintas unidades tectónicas descritas.

La evolución sedimentaria que se deduce de las secuencias de depósito mejor conservadas en el área de estudio, indica una progresiva disminución de la energía hacia techo junto a

un ascenso relativo del nivel del mar. Durante este período se comienza la fracturación del Tethys occidental en su contacto con el Escudo Ibérico. La homogeneidad de las potencias en las formaciones detríticas en esta área, lleva a considerar que esta fracturación es aún muy débil y genera escasa subsidencia diferencial. Es a finales del Anisiense y principios del Ladiniense, cuando el proceso de fracturación se acentúa, generándose un aumento de la subsidencia en determinados sectores, lo que se traduce en diferencias considerables, en cuanto al espesor de los depósitos de esta edad, entre las distintas unidades descritas. Es este periodo, los sistemas fluviales retrogradan debido a la transgresión marina que instaura ambientes mareales, con depósitos de tipo sabka, quedando los sistemas fluviales restringidos a los paleosectores meridionales de las unidades Maláguides (Morrón de Totana).

No fue hasta bien entrado el Ladiniense cuando se alcanzó el nivel de mar alto (HST), que inundó de manera generalizada los dominios, dando lugar a medios de plataforma carbonatada somera en la que pueden identificarse zonas de mayor subsidencia. (Unidades de Tres pacos, Morrón de Totana, etc.). De manera general puede indicarse que en los depósitos de esta edad, los ambientes más someros y los menores espesores se encuentran el Maláguide respecto al Alpujárride. Las facies representativas de los depósitos finales de este periodo, ya en el transito al Carniense, muestran una relentización de la subsidencia, acompañada de la instalación de ambientes con depósitos más someros, en los que se intercalan capas de tempestitas con acúmulos de bivalvos y braquiópodos. Estas capas de tormenta se han encontrado en todas las unidades, a excepción de las maláguides donde las facies se corresponden a ambientes supramareales y/o subaéreos.

Un nuevo evento tectónico aconteció en el límite Ladiniense-Carniense y cuyos primeros resultados son la presencia de importantes masas de rocas subvolcánicas y por una nueva reestructuracion de la cuenca. Se originan nuevos relieves que en determinadas áreas pueden actuar como "altos fondos" en algunos de los cuales se da erosión y karstificación (Águilas) mientras que en sectores próximos a las áreas generalmente emergidas se depositan potentes series detríticas (Morrón de Totana). En este contexto un aconteció un nuevo episodio de nivel de mar alto (HST), generalizándose un medio de plataforma mixta (carbonatada-siliciclástica). En este periodo debieron acentuarse los sistemas de fracturación que comenzaron a funcionar en el Triásico inferior, de manera que se llegó a una fuerte individualización de bloques (surcos y umbrales), lo cual explica en parte la formación de depósitos gravitacionales (tipo debris flow y facies asociadas) generados por la existencia de pendientes entre los altos fondos y los surcos. Dentro de esta individualización pueden identificarse al menos tres sectores que pudieron estar delimitados por zonas de fractura. El más meridional se correspondería con el Morrón de Totana al norte del cual se ubicaba un área habitualmente emergida con sedimentación eventual de tipo maláguide que, hacia el norte, daba paso a un sector a su vez estructurado en subcuencas más o menos subsidentes y por tanto con mayor o menor influencia marina y que se correspondería, a grandes rasgos, con las áreas de depósito de las denominadas "unidades intermedias". El sector más septentrional, a su vez estructurado en subcuencas, es el más subsidente y con depósitos marinos generalizados. Se correspondería con el área de depósito del Alpujárride en el que, durante este periodo, el sector de la Sierra de Almagro debió ser el de mayor subsidencia dentro de los estudiados.

El descenso relativo del nivel del mar iniciado en el comienzo del Noriense, deja la mayor parte del área de estudio emergida y con procesos de karstificación y depósito de series condensadas en los que quizás esté representado el Noriense (pro parte), esto ocurre de manera generalizada salvo en la Unidad de Morrón de Totana donde MÄKEL (1985) atribuye su último miembro al Noriense-Retiense, de modo que seria el único sector de las Z.I.B, en el que continua la subsidencia y el depósito durante el Triásico superior y en periodos prolongados del Jurásico y Terciario.

Como ya se ha citado con anterioridad, estudios geofísicos recientes indican que la corteza continental, en este sector, es anómala en cuanto a su poco espesor (20 a 27 Km). Parte de esta atenuación cortical puede asociarse al rifting mesozoico durante el cual el área de la Z.E.B se encuadraba en un margen pasivo que rodeaba la Placa Ibérica por su borde meridional. VERA (1981), DE RUIG (1992). Este margen se individualizó tras la etapa de rifting intracontinental iniciada en el Lías medio GARCIA HERNANDEZ (1976, 1986a), y evolucionó a un margen convergente durante el Paleógeno, para deformarse en el Mioceno inferior y medio MARTÍN ALGARRA (1987). Sigue, por tanto, una secuencia de acontecimientos análogos a los propuestos por diversos autores para los Alpes y los Apeninos en las cuencas del océano Ligur.

Los argumentos en los que se basa la atribución de este margen durante el Mesozoico a un modelo pasivo o atlántico y no a un tipo transformante, se deducen de la distribución de facies litológicas, la reconstrucción palinpástica y la evolución paleogeográfica, comparada con márgenes sin deformación de otros dominios alpinos, considerados a su vez como antiguos márgenes pasivos, por comparación con los márgenes actuales sin deformar del Atlantico.

El estudio, reciente, de las anomalías oceánicas aporta nuevos datos para la historia del Océano Atlántico, novedades que también son de especial interés a la hora de dilucidar la historia de este margen: la diacronía entre los procesos de apertura del Atlántico Central y del Atlántico Norte flel de éste más tardío que el de aquélfl implica que se produjeran movimientos relativos entre África, Iberia y Europa. En la reconstrucción que OLIVET et al (1982,1984) hacen de estos movimientos se contemplan dos accidentes mayores fluno localizado al norte de África; otro, hacia la posición actual de la cadena pirenaicafl que habrían separado Iberia del continente africano y del resto del continente europeo, respectivamente.

En la evolución tectónica de este margen pueden identificarse todas las fases que definió BOILLOT (1984) en la evolución de los márgenes. La subsidencia se inició en el Triásico Medio, inducida por la extensión cortical en los dominios más meridionales (Z.I.B), y condicionó el depósito de las potentes series de sedimentos evaporíticos y siliciclásticos triásicos; pero el primer gran evento sobrevino a comienzos del Jurásico, coincidiendo con la apertura del Atlántico central, y no fue sino una gran transgresión cuyos primeros estadios quedaron registrados en sedimentos marinos del Jurásico temprano en las que se ha denominado "Unidades Intermedias" flintermedias entre las unidades de los Complejos Alpujárride y Maláguide fl; el cambio paleogeográfico fue, no obstante, mucho más generalizado y notable, de forma que el régimen marino quedó instalado en toda el área de las Z.E.B. y en sectores del área de las Z.I.B. (unidades alpujárrides de la hoja 997 bis; Unidad maláguide del

Morrón de Totana, en las hojas 911, 912 y 933), situación que se mantuvo durante el resto del Mesozoico y el Terciario Inferior.

Así, ambientes que en el Triásico Superior eran continentales con episodios costeros se convirtieron en ambientes de plataforma carbonatada somera de características similares a la de las Bahamas: depósitos (oolíticos) de barras de alta energía y facies mareales hacia techo; esta plataforma, por otra parte, alcanzó dimensiones muy superiores a las de cualquier plataforma carbonatada somera actual: series liásicas del Complejo Maláguide (Z.I.B.) en Sierra Espuña son similares a las coetáneas descritas (NIETO *et al* , op cit) en el Subbético de la Sierra de Ricote (Z.E.B). Un segundo e importante suceso ocurrió en el Lías medio (180 Ma): la fragmentación de esa gran plataforma y, como consecuencia, la individualización de los dominios Prebético, donde persiste el régimen de plataforma carbonatada, y Subbético, más profundo, en el que la sedimentación se hace claramente pelágica. Este hecho se relaciona con un nuevo episodio de apertura del Atlántico y la subsiguiente formación de una banda de fondo oceánico entre las placas europea y africana; los basaltos doleríticos de la F. Zegrí (Hoja 912, Mula) son ilustrativos a este respecto.

El tercer evento, también generalizado y que tuvo lugar al final de Dogger (152 Ma), se define como una etapa de expansión con subsidencia del margen continental: fue responsable de la fragmentación de la plataforma carbonatada prebética y de la individualización de surcos y umbrales en la cuenca subbética; surcos y umbrales que permanecieron bastante estables durante el Malm.

Durante el Jurásico Superior y el Cretácico inferior el rifting continental afectó progresivamente a las partes mas externas del margen, alcanzando su fase álgida entre el Oxfordiense Superior y el Valanginiense (150-125 Ma); el resultado fue la acentuación de la subsidencia y la formación de dominios sedimentarios, limitados por fracturas distensivas y alargados en dirección NO-SE, que condicionan la sedimentación desde el Jurásico terminal hasta el Oligoceno: de ambientes poco profundos (depósitos continentales y carbonatos de plataforma) en el NO a ambientes cada vez más profundos hacia el SE, hasta facies de talud.

En los distintos modelos de evolución de márgenes pasivos que se han propuesto se admite una cierta contemporaneidad entre el final del rifting, el inicio de la subsidencia térmica del margen y la aparición de la primera corteza oceánica; en el caso del margen continental de las Codilleras Béticas los tres eventos ocurrieron en el tránsito Dogger-Malm. Y si bien no hay argumentos directos flafloramientos de la supuesta corteza oceánica, que deberían estar entre las Z.I.B. y las Z.E.B.fl a favor del modelo propuesto, sí los hay indirectos: la discontinuidad Bathoniense Superior–Calloviense, que afecta a toda la Zona Subbética, y la presencia sincrónica de depósitos condensados de hemipelagitas en el ámbito del Prebético y de diques neptúnicos en los materiales previos a aquella discontinuidad. [La génesis de estos diques neptúnicos ha sido relacionada (VERA *et al*, 1984) con la existencia de fracturas con salto en dirección, afines a fallas transformantes].

Considerando que todos estos procesos sedimentarios están registrados y documentados en otros dominios alpinos ya citados .como es el caso del Ligur (Alpes y Apeninos), donde sí hay evidencias directas de un primer fondo oceánico que se desarrolló en sincronía con los eventos descritos. Se puede pensar que la fase de deriva debió iniciarse hacia el límite Dogger-Malm, época del Jurásico en la que fue dominante la subsidencia térmica, en contraste con el carácter eminentemente tectónico de los primeros estadios de la subsidencia.

Fue durante el Malm cuando culminó la diferenciación de surcos y umbrales en la cuenca de las Z.E.B. En el Prebético, adyacente al continente, se depositaron facies de plataforma interna, evolucionando a facies mareales. En el Subbético, el cuadro es más complejo, aunque en líneas generales se puede describir así: en los surcos se acumulan radiolaritas, ritmitas carbonatadas (a veces con sílex) y turbiditas calcáreas; en los umbrales se depositan calizas nodulosas con tempestitas interestratificadas, en series condensadas con frecuentes discontinuidades estratigráficas, superficies de erosión, fondos endurecidos, diques neptúnicos y, localmente, notables intercalaciones de rocas volcánicas submarinas (COMAS, 1978; PUGA Y RUIZ-CRUZ, 1980).

Durante el Neocomiense cambia sustancialmente la morfología de los dominios sedimentarios y, por ende, la distribución de facies. En el Prebético, el área cercana al continente emergió, y en la cuenca restante se acumularon potentes series en facies marinas someras y mareales. En el dominio Subbético los depósitos son de ritmitas carbonatadas con frecuentes estructuras de deslizamiento e intercalaciones de conglomerados y brechas (formaciones Miravetes y Carretero), secuencia característica de una cuenca inestable de pendientes acentuadas; las áreas más internas del Subbético funcionaron como umbral pelágico: emersiones y discontinuidades frecuentes, diques neptúnicos, procesos kársticos.

El intervalo Barremiense-Albense Inferior es un complejo ciclo expansivo hacia el borde de cuenca: potentes series en facies urgonianas se depositaron en las áreas externas del Prebético, mientras que en las internas lo hicieron secuencias de somerización progradantes hacia el interior de la cuenca; en las áreas internas del dominio Subbético hay muy poca (o ninguna) sedimentación, pero en el resto se acumularon desde potentes series de turbiditas terrígenas (F. Cerrajón) a ritmitas calcáreas y, localmente, facies euxínicas.

Entretanto, la posición relativa de África e Iberia cambió de forma notable desde el Lías hasta el Aptiense: ambas se desplazaron hacia el E, pero a diferentes distancias: ~1.500 km el bloque africano, ~150 km Iberia (OLIVERT et al, op cit).

El registro sedimentario del Cretácico Superior es mucho más uniforme: en el Prebético comienza con las facies Utrillas, en un dispositivo expansivo, y continúa, hasta el Senonense, con depósitos de plataforma carbonatada somera; en la cuenca subbética se depositaron materiales en facies pelágicas (formaciones Represa, Capas Rojas, Quipar-Jorquera, etc), esencialmente calizas con sílex y margas. No obstante, en los sectores mas internos del dominio Subbético, antes (durante el Albiense superior-Vraconiense) y sobre las superficies de discontinuidad descritas, se habían formado costras de estromatolitos pelágicos fosfatados, que se han interpretado como depósitos bioconstruidos en condiciones de muy baja o nula velocidad de sedimentación, en una fase estática de un ciclo de nivel del mar en ascenso (TST) y bajo la acción

de las corrientes de "upwelling"; los materiales que se depositan hasta el final del Cretácico son de facies similares a las del resto del dominio pelágico, facies que, consiguientemente, han fosilizado el umbral de las áreas más internas de la cuenca. [Los fosfatos de Sierra Espuña, también en el Cretácico Superior (bien que del Complejo Maláguide Z.I.B.), son el ejemplo mas conocido de mineralización sinsedimentaria de fosfatos en aquellos depósitos bioconstruidos].

Desde el final del Dogger hasta el Cretácico terminal fue, pues, una etapa de oceanización. En el marco del modelo (de subsidencia térmica) propuesto, las bruscas variaciones laterales de facies y de espesor de los sedimentos indican que el margen fue repetidamente afectado, durante el Cretácico inferior, por fallas distensivas de direcciones NO-SE y NE-SO, paralelas a las directrices Ibérica y Bética respectivamente; durante el Cretácico superior la geometría del margen estuvo condicionada localmente por fallas de pequeña escala.

Es difícil precisar el momento en el que margen sudibérico dejó de actuar como margen pasivo para convertirse en margen activo o convergente, es decir, cuándo comenzó la subducción del fondo oceánico flmuy probablemente acompañado de algún retazo de corteza continentalfl hacia el sur y bajo el bloque de Alborán; ese momento, final de una etapa distensiva e inicio de otra compresiva, debió ser el tránsito del Cretácico al Paleoceno, cuando también comenzó la etapa de subducción en los Alpes occidentales. Una tal cronología se fundamenta en criterios tectónicos locales (episodios compresivos a lo largo del Paleógeno, descritos por varios autores) y sedimentológicos generales: cambio sustancial en la geometría de la cuenca fl por el que gran parte de la plataforma carbonatada del Cretácico superior quedó completamente emergida fl acompañado por una acentuación del talud continental y la subsiguiente aparición de turbiditas terrígenas y de olistostromas en las áreas de cuenca; estos primeros eventos datan 60 M.a (DE RUIG, 1992) y son el reflejo de los movimientos tectónicos verticales de un flanco de la cuenca sujeto a compresión.

Como consecuencia del levantamiento tectónico de la plataforma, la sedimentación marina quedó bastante restringida durante el Eoceno y Oligoceno, de forma que la línea de costa coincidía con el paleotalud continental. En general, los depósitos de este periodo son margas y calizas pelágicas con intercalaciones de turbiditas y otros depósitos gravitacionales, evolucionando a depósitos turbidíticos, detríticos y siliciclásticos en la mayoría de las áreas.

La actividad compresiva había sido poco relevante durante el Paleoceno, pero lo fue más entre el Eoceno medio-superior y el Oligoceno inferior, como lo reflejan la fracturación sinsedimentaria y el repetido basculamiento de los depósitos de plataforma.

En este periodo prosiguió el desplazamiento de África hacia el E, en tanto que se acentuaba la rotación levógira de Iberia respecto al continente europeo y se desplazaba hacia el NE. Estos movimientos, que coincidieron con importantes eventos tectónicos en todas las Cordilleras Alpinas y con el desarrollo del metamorfismo, pudieron ser los responsables del inicio de la expulsión de los bloques laterales (Alborán y Z.I.B) mediante grandes líneas de deslizamiento que proporcionaron el contexto geotectónico adecuado para que se produjeran deformaciones sinmetamórficas en condiciones dúctiles.

La fracturación distensiva subsecuente durante el Oligoceno superior - Aquitaniense basal (25-23 M.a), se correlaciona con el rifting de la Cuenca de Valencia y la Provenza. En numerosas áreas del Prebético, la ruptura parcial de la cobertera sedimentaria desencadenó el diapirismo de las masas evaporíticas del Triásico, que perforaron el suprayacente a favor de fracturas normales subverticales.

En este tiempo 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 solo a las Z.I.B, sino también a gran parte de las Z.E.B hacia el Oeste.

Una transición rápida de distensión regional a compresión, ocurrida en el Aquitaniense Superior-Burdigaliense basal, se asocia con el emplazamiento del Manto Bético sobre el margen meridional ibérico Fig. 6.2. El margen Mesozoico-Paleógeno se invirtió y se transformó en un cinturón de pliegues y cabalgamientos. Desde este momento, ambas zonas funcionarán como un único sólido en su evolución geodinámica posterior. Los paleoesfuerzos indican que la dirección de compresión máxima era N-S a NNO-SSE, al principio de plegamiento. La localización y orientación de los grandes pliegues, fue sin embargo controlada por las fallas normales preexistentes. Coincidiendo con este evento compresivo, se observan importantes engrosamientos corticales en los límites entre zonas, debido a la incrustación de ambos bloques continentales.

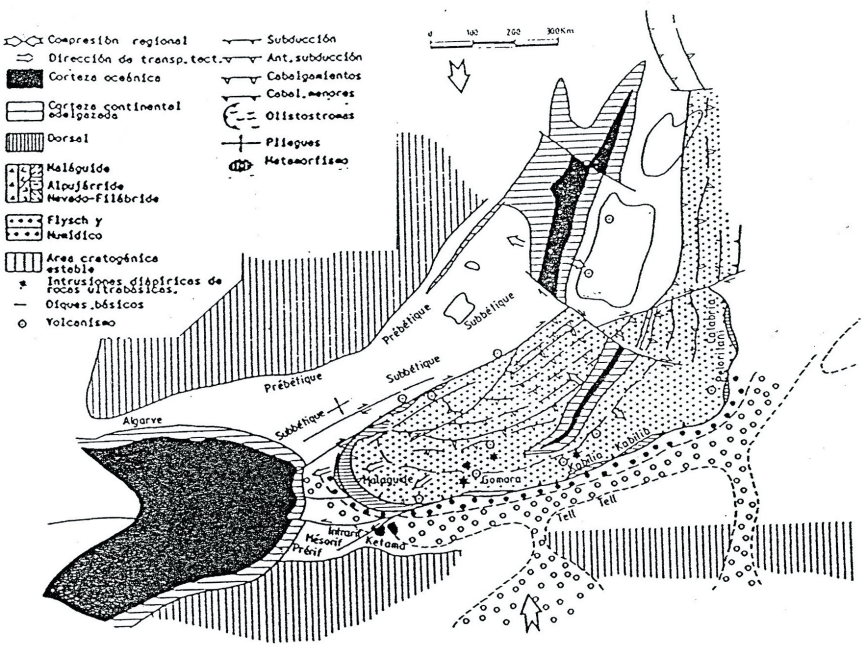


Figura 6.2. Reconstrucción paleogeográfica del Mediterráneo occidental durante el Mioceno inferior. Tomada de SANZ DE GALDEANO et al. 1990.

En está área de estudio este hecho se traduce en subcabalgamientos de las Z.E.B sobre las Z.I.B, con expulsiones de pequeños testigo de estas sobre aquellas.

La sedimentación durante el Mioceno inferior estuvo confinada a cuencas sinclinales ENE, mientras que las charnelas anticlinales eran erosionadas y flanqueadas por pequeñas plataformas carbonatadas donde se depositaron calizas algales cuya datación isotópica indica que la primera serie de pliegues se desarrollo secuencialmente entre 23,6 y 19 M.a. Este registro finalizó con un periodo de mar alto generalizado y un plegamiento coaxial subsecuente datado entre 21,5 y 17,2 M.a. En el resto del Mioceno inferior y medio continuaron los movimientos transcurrentes mediante fallas rumbo-deslizantes dextras con dirección N60/70E. En las Z.E.B continua el deslizamiento del Subbético sobre el Prebético así como la expulsión de materiales olistostrómicos al norte y suroeste hacia donde se ha trasladado el depocentro de la cuenca de antepaís, inducido por la carga en el margen ibérico de láminas cabalgantes procedentes del sur. En este periodo, comienza a formarse la parte principal de la cuenca o Mar de Alborán como consecuencia del adelgazamiento y estiramiento de las Z.I.B asociado a estos movimientos trastensivos. Esto está confirmado por la fracturación extensional en y entre los Complejos que se definen el las Z.I.B. Este proceso de estiramiento tuvo lugar entre el Burdigaliense superior y el Serravalliense, a lo de casi 9 M.a. Durante este periodo, el estiramiento que sufrió la Zona Subbética hizo que desapareciera como dominio sedimentario diferenciado al ser arrastrada en la zona frontal del Bloque de Alborán. El volcanismo más antiguo se corresponde con esta edad.

Parece reconocerse que, a finales del Mioceno medio, esta dinámica dextrorsa que de manera tan intensa había deformado las Z.E.B, en especial al Subbético, quedó prácticamente bloqueada operando a partir de este momento un nuevo contexto geodinámico.

A partir del Tortoniense, en lo que se ha venido denominando *época neotectónica* para esta región, la compresión giró de NNO-SSE a ONO-ESE y NNO-SSE, llegando a ser N-S durante el Plioceno Superior y Cuaternario, en consonancia con la compresión general entre Iberia y África. Con ello las fallas N60/70E quedan bloqueadas o bien actúan como desgarres levógiros como ocurre con el accidente de Cádiz-Alicante en su sector de Bullas-Archena. La importante diferencia de espesor cortical que se pone de manifiesto en los bloques septentrional y meridional del Corredor del Guadalentín BANDA y ANSORGE (1980), encaja bien con el movimiento levógiro citado que afecta a la corteza y desplaza la zona adelgazada de Alborán hacia el NNE. Este hecho de, indudable trascendencia tectónica, es también de gran importancia ya que se produjo un incremento del flujo térmico en la región y cuando la distensión E-O lo permitió, determino la salida de importantes masas de material volcánico mantélico, durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno.

Durante el Mioceno superior las fallas de dirección E-O, no llegan a bloquearse y aún mantienen, aunque amortiguados, movimientos de desgarre destrorso.

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 muy importantes. A destacar entre estos sistemas en el área de estudio el corredor de Puerto Lumbreras-Murcia o del Guadalentín y las del Segura Medio. Para entender su complejo funcionamiento, es necesario recordar que, durante este tiempo, no solo se produce una compresión NNO-SSE sino que además y de manera sincrónica existe una notable distensión casi

E-O. Por estas razones estos sistemas de fracturación conjugados NO-SE y NE-SO, no solo van a presentar movimientos de desgarre dextrógiros o levógiros respectivamente sino que, en muchos casos, estos van a ser oblicuos o incluso normales. El juego combinado de ambos sistemas con desplazamientos normales, ocasiona en su conjunto una extensión aproximada E-O.

Las grandes fallas de Bullas-Archena y de Calasparra-Cieza, aunque absorben parte de la deformación impuesta por el acercamiento de África a Iberia, tienden a quedar bloqueadas de manera que la deformación se concentra de manera preferente en los sectores de intersección de este sistema con el de dirección NO-SE del Corredor de Segura Medio que desplaza y oblitera al primer sistema. En estos sectores de intersección se localiza una notable actividad sísmica y numerosas surgencias termales.

Finalmente el levantamiento que se produce en algunos sectores durante el Plioceno, origina que al sistema de esfuerzos ya descrito con una compresión aproximada NNO-SSE y una tensión casi perpendicular, se le suma dicha componente dando lugar a una extensión de tipo radial. Por ello algunas fracturas de dirección próxima al E-O, pueden presentar movimientos verticales importantes.

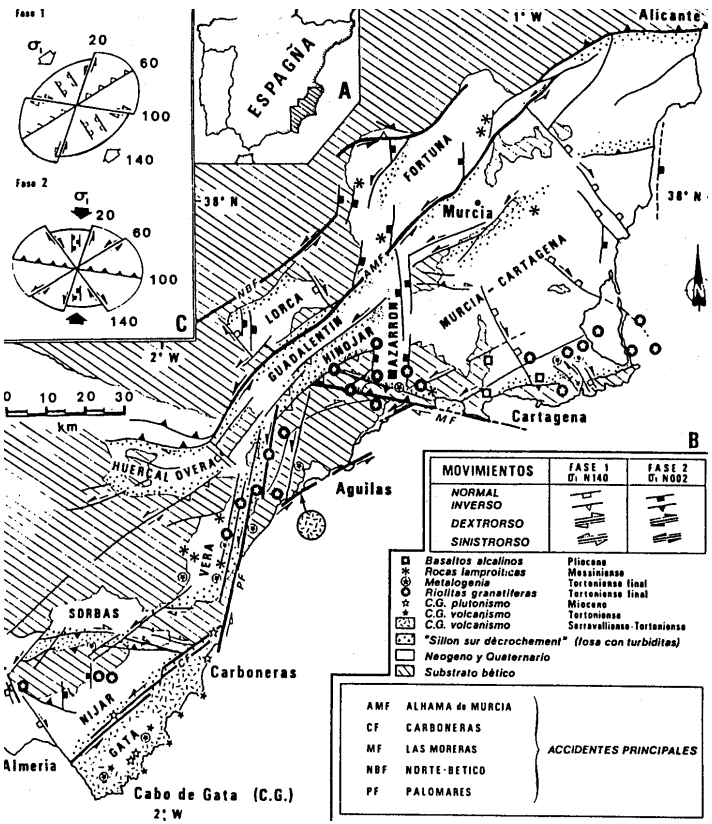


Figura 6.3. Las Cuencas del Neógeno en la Zona Bética Oriental. A) Localización. B) Esquema estructural. C) Sentido de movimiento de los accidentes. Tomado de OTT d'ESTEVOU et al 1988

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

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 septentrionales correspondientes a la vertiente sur de la Sierra de Carrascoy, se encuentran los pocos indicios de menas metálicas, en tanto que en las Cuencas Neógenas se tienen los indicios más importantes de no metálicos, si bien es cierto que en los últimos años las explotaciones de los carbonatos y de rocas básicas en las distintas Unidades del Complejo Alpujárride de la Sierra de Carrascoy tienen una importancia progresivamente mayor.

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos.

Los indicios de minerales metálicos reconocidos dentro de la Hoja de Murcia son todos de hierro(Fe) en las minas de Cabezo del Puerto, El Relojero, Solana del Cerrillar y Rambla del Serrano y solo se ha encontrado un indicio de Plomo explotado en la Mina Virgen del Carmen. Cuadro 7.1

Cabezo del Puerto.- Este indicio se localiza al este del cabezo y muy próximo a la autovía Murcia-Cartagena (663,50; 4196,60). Se trata de hematites especular e impregnaciones de malaquita y azurita con morfología estratiforme ubicadas en la F. Carbonatada (3) de la Unidad de Carrascoy del Complejo Alpujárride

El Relojero.- Este indicio se sitúa cercano al camino forestal que discurre entre el Albergue del Valle y el vértice del Relojero (665,10; 4198,90). Se trata de hematites especular con morfología filoniana N25E. Este filón que encaja en las filitas púrpura y cuarcitas (5) de la Unidad de Pestillos del Complejo Maláguide, sigue un trazado subparalelo al cabalgamiento basal de esta unidad sobre la de de Carrascoy. El reducido tamaño de la escombrera hace suponer que el volumen de mineral extraído fue escaso.

Solana del Cerrillar.- Este indicio se sitúa muy próximo al collado del Cerrillar al que se accede por una pista forestal que partiendo de la autovía Murcia-Cartagena a la altura del Puerto de la Cadena, con dirección ENE llega hasta dicha collada (664,90; 4197,30). Se trata de hematites especular con morfología estratiforme dentro de las facies detríticas rojas (11) de la Unidad de la Cresta del Gallo. Este indicio es de dimensiones muy reducidas.

Rambla del Serrano.- El indicio se localiza en el Barranco de la Mina (669,50; 4201,90), aguas arriba de su confluencia con la Rambla del Serrano y en la cercanía de la carretera comarcal de Los Garres a Venta Manolita en la autovía de Murcia-San Javier. Se trata de hematites especular con morfología estratiforme dentro de las facies detríticas rojas (11) de la Unidad de la Cresta del Gallo. Este indicio es de dimensiones modestas y no se tienen datos del tonelaje extraído.

Los indicios cuya paragénesis esta constituida por hematites roja, hematites especular, gohetita, calcita y cuarzo, son encuadrables 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 métalo genético fue sinsedimentario o sindiagenético temprano y, en él, el volcanismo permo-triásico 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.

Los indicios que se encuadran en el ámbito de los depósitos detríticos de las Unidades del Terciario Medio-Superior post-mantos, son mineralizaciones 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. En los que se describen dentro de la Hoja de Murcia, su ubicación paleogeográfica es idéntica; en ambos casos, los indicios se encuentran interestratificados en las facies distales de abanicos aluviales en su transición a las facies de llanura deltaica, es decir en la transición continental-marina de los fan-deltas de la Unidad de la Cresta del Gallo. Los fenómenos diagenéticos tardíos pueden ocasionar procesos de removilización y sustitución en niveles reactivos.

Mina Virgen del Carmen.- Esta mina tiene su escombrera en la vertiente norte del vértice del Cerillar (515) y muy próxima al camino forestal que discurre entre el Albergue del Valle y el vértice del Relojero. Se trata de filones de galena con dirección prioritaria N160/180E que encajan en las dolomías y calizas con sílex (8) de la Unidad de Navela del Complejo Maláguide.

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. La Mina Virgen del Carmen se encuadra dentro de este grupo de indicios estratoligados en rocas carbonatadas sin relación aparente con el volcanismo neógeno. Este tipo, muy abundante en las ve-

cinas 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 fluorita 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 oobioclásticas 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 con 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.

En la génesis de estas mineralizaciones se admite que el primero y principal proceso metalogenético es sinsedimentario y/o sindiagenético en ambientes de plataforma carbonatada poco profunda donde las manifestaciones ígneas penicontemporáneas (ofitas) pudieron aportar a la cuenca de sedimentación parte de los cationes. Los procesos posteriores de diagénesis, metamorfismo, circulación de fluidos hidrotermales y meteorización con los consiguientes efectos de aporte de nuevos componentes (epigenéticos), removilización de los singenéticos y alteración de unos y otros confluyen en este tipo de yacimientos estratoligados en rocas carbonatadas tipo Mississipi Valley STANTON (1980), EVANS (1980) o Alpino SANGSTER (1976).

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

INDICIO Nº	COORDENADAS		SUSTANCIA	TÉRMINO MUNICIPAL PROVINCIA	MINERALOGÍA	MORFOLOGÍA	OBSERVACIONES
	X	Y					
1	663500	4196600	Fe (Cu)	Murcia	Hematites, malaquita y azurita	Estratiforme	Cabezo del Puerto
2	665100	4198900	Fe	Murcia	Hematites especular	Filoniana	El Relojero
3	665600	4196700	Fe	Murcia	Hematites especular	Estratiforme	Solana del Cerrillar
4	669500	4201900	Fe	Murcia	Hematites especular	Estratiforme	Rambla del Serrano
5	665500	4198800	Pb	Murcia	Galena	Filoniana	Mina Virgen del Carmen

Cuadro 7.1

MINERALES ENERGÉTICOS Y ROCAS INDUSTRIALES

INDICIO Nº	COORDENADAS		SUSTANCIA	TÉRMINO MUNICIPAL PROVINCIA
	X	Y		
6	660600	4197210	Arn	El Palmar (Murcia)
7	661120	4197360	Arn	El Palmar (Murcia)

Cuadro 7.2

7.1.2. Minerales energéticos.

No se conocen indicios de carbones o pizarras bituminosas, como sucede en áreas próximas. Por tanto, en este apartado, solo podrían reseñarse los sondeos para investigación de hidrocarburos, que distintas compañías han realizado en el sector de San Miguel de las Salinas, colindante con esta Hoja

7.1.3. Rocas industriales.

Los recursos de productos de cantera no han tenido, en el área comprendida en esta Hoja, un gran aprovechamiento como materiales de construcción. Aunque existen distintos tipos de litologías explotables (arcillas, arenas, gravas, calizas, mármoles, rocas básicas, yesos, etc.), no existe constancia histórica de explotaciones industriales a gran escala. Cuadro 7.2. Únicamente son reseñables un grupo de canteras situadas al sur de El Palmar y al oeste de la Autovía de Murcia-Cartagena (660600; 4197210 y 661120; 4197360), 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

Se han observado pequeñas explotaciones, actualmente abandonadas, en los yesos de la Unidad de Carrascoy tanto en el sector del Puerto de la Cadena como al sur de Los Ramos. De la misma forma existen canteras, de dimensiones reducidas, que explotaron distintas litologías de la Unidad de Pestillos, dolomías negras, esquistos y areniscas púrpura, etc., para utilizarlos como grava en la fabricación de terrazos. Finalmente existe una explotación incipiente igualmente abandonada de las lamproitas del Cabezo Negro.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas.

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

Dentro de la cuenca existe una gran diversidad orográfica y climática que origina numerosos ambientes hidrológicos diferentes entre sí, con grandes contrastes climáticos, frecuentes sequías, episodios de lluvias torrenciales y abundantes inundaciones. Presenta un carácter semiárido con precipitaciones medias anuales que oscilan entre 200 mm en Águilas y 1.000 mm en la cabecera del Segura y del río Madera. La precipitación media anual de toda la cuenca

es de unos 400 mm, la más baja de todas las grandes cuencas peninsulares, aunque en años secos ésta puede descender por debajo de 100 mm en algunos sectores del sureste.

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

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

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

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

En la Hoja de Murcia, el clima se inscribe dentro de la zona climática semiárida del SE peninsular. Dentro de la clasificación climática de Köppen, esta área se clasifica como un clima estepario próximo al desértico con temperaturas medias anuales en torno a 18ºC (Geiger, 1970; López Gómez, 1987). Así pues, la zona participa de las características pluviométricas semiáridas marcadas por una acusada aridez con temperaturas máximas entre 44ºC y 46ºC, precipitaciones escasas, en torno a 300 mm anuales, y tasas de evapotranspiración entre 900 mm/año y 950 mm/año, lo cual imprime un fuerte déficit hídrico en la zona. Por otro lado, los mecanismos pluviométricos están muy ligados a la presencia de masas de aire frío con curvatura ciclónica en las capas altas de la atmósfera que dan lugar a la formación de "gotas frías" (Alonso Sarría, 2002). La formación de estas células frías está condicionada además por factores locales, como pueden ser las diferencias de temperatura entre la atmósfera y la superficie del mar y la acumulación de calor en la cercana zona terrestre, que aumentan la intensidad de los vientos del este (easterly) reforzando y retroalimentando la torrencialidad de las tormentas, fundamentalmente a finales de verano y principios de otoño (Jansa-Clar, 1989). 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 di-

rectamente 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.

7.2.2. Características hidrogeológicas

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

Complementariamente a estas dos grandes zonas geológicas, existen abundantes depósitos de materiales 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, en muchos casos de mediana y pequeña extensión, con estructuras geológicas frecuentemente complejas.

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

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

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

Partiendo de las unidades hidrogeológicas establecidas en el Plan de cuenca y teniendo en cuenta además otros parámetros relacionados con aspectos geométricos e hi-

drodinámicos, así como con procesos de sobreexplotación, se han definido en la cuenca del Segura 63 masas de agua subterránea que básicamente coinciden con las 57 unidades hidrogeológicas, a excepción de 5 de ellas en las que se ha procedido a su subdivisión según los criterios enunciados.

Los recursos hídricos renovables propios de la cuenca son de aproximadamente 950-1.000 hm^3/año, de los cuales, el 60% corresponden a escorrentía subterránea. Estos recursos son totalmente insuficientes para atender las necesidades de la cuenca, estimadas en 1.960 hm^3/año, por lo que fue necesario realizar el trasvase Tajo-Segura. La 1ª fase de esta obra entró en funcionamiento en 1978 y aunque está diseñada para poder trasvasar 600 hm^3/año, sus aportaciones anuales han sido muy variables y en pocas ocasiones han superado los 400 hm^3/año. De acuerdo con el *Plan Hidrológico de la cuenca del Segura* (CHS, 1997), en una situación hidrológica media y contando con los 600 hm^3/año procedentes de la primera fase del trasvase Tajo-Segura, el déficit actual es de 460 hm^3/año. Del total del déficit, 250 hm^3/año corresponden a sobreexplotación de acuíferos y el resto a insatisfacción de las demandas. Este déficit hídrico de la cuenca se ve notablemente incrementado en situaciones de sequía, pues a los escasos recursos que se generan en dichas condiciones hay que añadir la normal disminución de excedentes en la cabecera del Tajo, con la consiguiente reducción del volumen trasvasado.

La principal demanda de agua corresponde a la agricultura de regadío, destacando las Vegas del Segura, el Valle del Guadalentín, la cuenca de Mula-Fortuna-Alcantarilla-Alhama, el Campo de Cartagena y la zona de Mazarrón-Aguilas. En la actualidad, también es importante el incremento de la demanda de agua como consecuencia del desarrollo urbanístico y turístico.

Son numerosos los puntos de agua existentes en el ámbito de esta Hoja, especialmente los que se encuentran relacionados con los pozos mineros del sector SE. En el Cuadro 7.3. se recogen una selección de los puntos que se han considerado más representativos.

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORD_XUTM	COORD_YUTM	COTA	MUNICIPIO	NATURALEZA	PROF	UTILIZACIÓN	VOLUMEN
2737	1	0409	30	670771	4207038			sondeo nº1			
2737	1	0411	30	668356	4207266			SONDEO: las vegas 1			
2737	1	0413	30	669130	4206446			SONDEO: machacanta			
2737	1	0414	30	668335	4207173			SONDEO: las vegas 2			
2737	1	1057	30	661057	4206177			SONDEO: pasarela			
2737	1	1058	30	663480	4205242			SONDEO: barriomar			
2737	1	1059	30	662994	4205597			SONDEO: arboleja			
2737	1	1062	30	660194	4203770			SONDEO: era alta			
2737	1	1063	30	662581	4202090			SONDEO: turbedal			
2737	1	0144	30	665840	4205470	41	MURCIA	POZO	2,3	ABASTECIMIENTO (NO URBANO)	
2737	1	0179	30	663050	4202750	46,66	MURCIA	SONDEO	100	NO SE UTILIZA	
2737	1	0252	30	663110	4205020	45	MURCIA	SONDEO	45	INDUSTRIA	246
2737	1	0266	30	665677	4202725	48	MURCIA	SONDEO	145	NO SE UTILIZA	
2737	1	0288	30	662300	4205300	46,47	MURCIA	SONDEO	35	INDUSTRIA	45
2737	1	0297	30	659889	4206862	56	MURCIA	SONDEO	37	NO SE UTILIZA	
2737	1	0311	30	660080	4203850	55,67	MURCIA	SONDEO	45	INDUSTRIA	10

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORD_XUTM	COORD_YUTM	COTA	MUNICIPIO	NATURALEZA	PROF	UTILIZACIÓN	VOLUMEN
2737	1	0324	30	660195	4203925	52	MURCIA	SONDEO	47	AGRICULTURA	
2737	1	0344	30	665800	4202780	45,79	MURCIA	SONDEO	52	AGRICULTURA	
2737	1	0376	30	662080	4206885	47	MURCIA	SONDEO	63	AGRICULTURA	223
2737	2	0410	30	670934	4207062			sondeo nº2			
2737	2	0412	30	667629	4204309			SONDEO: cinturon sur			
2737	2	0415	30	670117	4205472			SONDEO: brazalón			
2737	2	1055	30	659927	4205615			SONDEO: ortines			
2737	2	1056	30	661205	4205813			SONDEO: castillo			
2737	2	1060	30	663809	4205434			SONDEO: malecón			
2737	2	1061	30	662745	4202838			SONDEO: alguazas			
2737	2	0016	30	668870	4203450	61,04	MURCIA	SONDEO	90	AGRICULTURA	
2737	2	0137	30	669947	4207116	38,5	MURCIA	SONDEO	41	NO SE UTILIZA	
2737	2	0193	30	672203	4206476	56,28	MURCIA	SONDEO	163	NO SE UTILIZA	
2737	2	0202	30	672000	4206700	39,01	MURCIA	SONDEO	60	AGRICULTURA	
2737	2	0204	30	670900	4206000	41,5	MURCIA	SONDEO	50	AGRICULTURA	
2737	2	0210	30	668900	4204700	46,5	MURCIA	SONDEO	100	AGRICULTURA	
2737	2	0221	30	667630	4206145	40	MURCIA	SONDEO	40	AGRICULTURA	
2737	2	0223	30	667165	4206110	42,99	MURCIA	SONDEO	50	AGRICULTURA	

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORD_XUTM	COORD_YUTM	COTA	MUNICIPIO	NATURALEZA	PROF	UTILIZACIÓN	VOLUMEN
2737	2	0224	30	668020	4206840	40	MURCIA	SONDEO	200	AGRICULTURA	
2737	2	0232	30	669430	4207425	38,84	MURCIA	SONDEO	53	AGRICULTURA	
2737	2	0252	30	669212	4206563	39	MURCIA	SONDEO	200	AGRICULTURA	
2737	2	0257	30	670800	4206800	38	MURCIA	SONDEO	54	AGRICULTURA	
2737	2	0288	30	669965	4207125	38,62	MURCIA	SONDEO	95	AGRICULTURA	211
2737	5	0002	30	659701	4191956	395	MURCIA	SONDEO	309	ABASTECIMIENTO NUCLEOS URBANOS	640
2737	5	0015	30	663316	4195817	350	MURCIA	SONDEO	170	GANADERIA Y AGRICULTURA	
2737	5	0021	30	659701	4191956	390	MURCIA	SONDEO		ABASTECIMIENTO NUCLEOS URBANOS	
2737	5	0028	30	663050	4197050	290	MURCIA	MANANTIAL		DESCONOCIDO	
2737	6	0005	30	672320	4190046	164,81	MURCIA	SONDEO	250	AGRICULTURA	111
2737	6	0009	30	671817	4189760	165,89	MURCIA	SONDEO	150	AGRICULTURA	10
2737	6	0075	30	668585	4197782	350	MURCIA	SONDEO	100	AGRICULTURA	40
2737	6	0082	30	671549	4198017	253	MURCIA	SONDEO	202	DESCONOCIDO	
2737	6	0084	30	673996	4195274	200	MURCIA	SONDEO	350	AGRICULTURA	
2737	7	0011	30	674489	4196321	222	MURCIA	POZO CON SONDEO	310	AGRICULTURA	161
2737	7	0018	30	678387	4196236	198,39	MURCIA	SONDEO	260,8	AGRICULTURA	302
2737	7	0021	30	678258	4197478	231	MURCIA	POZO	18,48	DESCONOCIDO	
2737	7	0029	30	680180	4190718	126,92	MURCIA	POZO CON SONDEO	220	AGRICULTURA	274
2737	7	0033	30	676053	4192455	156,5	MURCIA	SONDEO	372	AGRICULTURA	728

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORD_XUTM	COORD_YUTM	COTA	MUNICIPIO	NATURALEZA	PROF	UTILIZACIÓN	VOLUMEN
2737	7	0034	30	677540	4190921	147,01	MURCIA	SONDEO	310	AGRICULTURA	230
2737	7	0035	30	677540	4190921	147,01	MURCIA	SONDEO	310	AGRICULTURA	115
2737	7	0060	30	676218	4195352	201,5	MURCIA	SONDEO	280	DESCONOCIDO	
2737	8	0003	30	681914	4195625	169,94	MURCIA	SONDEO	200	DESCONOCIDO	
2737	8	0015	30	681940	4192954	148,76	MURCIA	POZO CON SONDEO	205	AGRICULTURA	245
2737	8	0018	30	682236	4191300	124,99	MURCIA	SONDEO	250	AGRICULTURA	355
2737	8	0033	30	687042	4192809	103,1	MURCIA	SONDEO	380	AGRICULTURA	346
2737	8	0036	30	688541	4192545	87,02	SAN JAVIER	POZO CON SONDEO	123	NO SE UTILIZA	
2737	8	0044	30	682585	4191177	119,18	MURCIA	SONDEO		AGRICULTURA	235
2737	8	0048	30	684416	4190020	97	SAN JAVIER	SONDEO	237	AGRICULTURA	323
2737	8	0061	30	681882	4196606	186,2	MURCIA	SONDEO	260	AGRICULTURA	

Cuadro 7.3. Selección de puntos de agua.

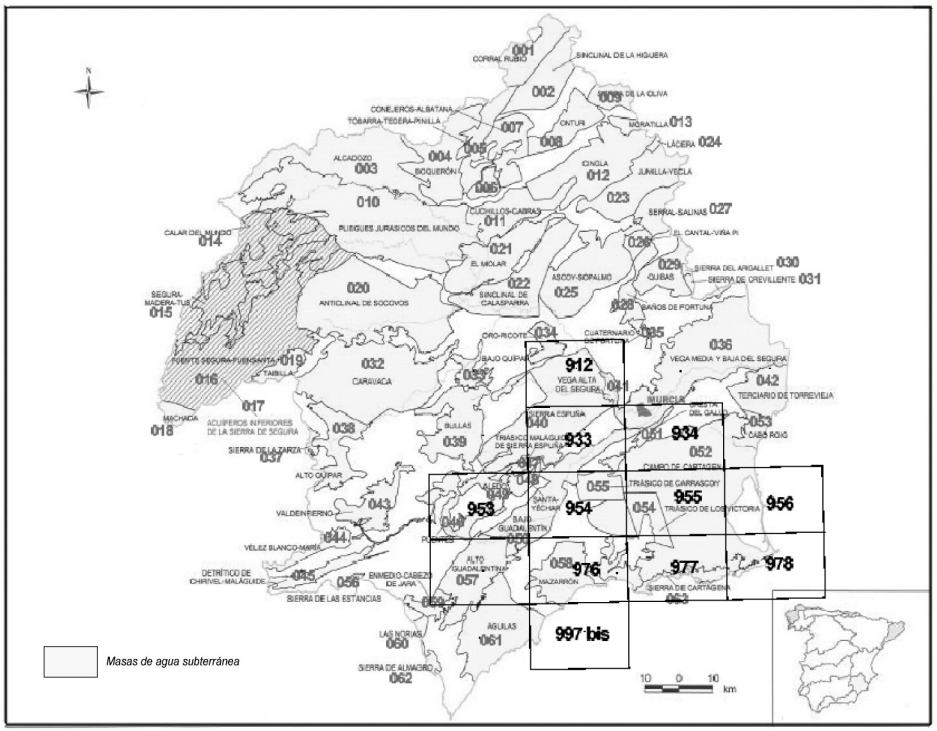


Figura 7.1. Masas de Agua Subterránea en la Cuenca del Segura. MMA (2005).

En la Figura 7.1, tomada del Mapa de Masas de Agua subterránea (MMA 2005), se refleja la distribución geográfica de dichas masas de agua en el ámbito de la 1ª fase del Proyecto de actualización y revisión geológica de la Región de Murcia.

Atendiendo a esta delimitación, las Masas de Agua Subterránea presentes en el ámbito de la Hoja de Murcia son:

070.036.- *Vega Media y Baja del Segura.*
070.050.- *Bajo Guadalentín*
070.051.- *Cresta del Gallo*
070. 052.- *Campo de Cartagena*

Las Unidades Hidrogeológicas descritas en este mismo ámbito son las siguientes:

U. H. 07.24.- Vegas Media y Baja del Segura (Cresta del Gallo).
U. H. 07.30.- Bajo Guadalentín.
U. H. 07.31.- Campo de Cartagena

Como puede observarse las unidades y las masas son coincidentes, salvo la precisión de individualizar la MA 051 (Cresta del Gallo) de la 036 (Vegas Media y Baja del Segura). A continuación se exponen sus principales características.

070.036.- *Vega Media y Baja del Segura* (U. H. 07.24)

La masa de agua subterránea tiene una superficie de 705 km^2 repartida entre la Comunidad Valenciana y la Región de Murcia. La ocupación del suelo en el año 2000 era fundamentalmente agrícola (80 %), con absoluto predominio del regadío sobre el secano, y en mucha menor medida urbano (13 %) y como suelo forestal (7%). En este ámbito geográfico se ubica el espacio natural protegido Parque natural de El Hondo.

Esta masa de agua coincide básicamente con la unidad hidrogeológica homónima, a excepción del sector comprendido en la cuenca hidrográfica del Júcar (que se excluye de esta masa) y de la Cresta del Gallo (individualizada como otra masa de agua subterránea).

La Vega Media-Baja del Segura corresponde al tramo de llanura aluvial del río Segura comprendido entre el azud de la Contraparada, que fija el límite con la Vega Alta, y el mar Mediterráneo, constituyendo una unidad hidrogeológica con una extensión superficial de 1.046 km^2. Constituye la continuación hacia el NE de la depresión del Guadalentín, con cuyo acuífero limita o conecta hidrogeológicamente al oeste mediante un cambio de facies, de más arcillosa en el relleno del Guadalentín, a más detrítica gruesa en el del río Segura. Se trata de una fosa tectónica de grandes dimensiones formada por reacondicionamiento de grandes estructuras béticas durante el periodo de descompresión posterior a la fase compresiva principal de la Orogenia Alpina y rellena por materiales detríticos miocenos, caracterizados por una clara abundancia de facies margosas, y pliocuaternarios. La formación acuífera es el relleno pliocuaternario aluvial constituido por gravas y arenas con intercalaciones arcillosas, cuya proporción con respecto a los tramos permeables aumenta en el sentido de aguas abajo, de forma que el interés hidrogeológico es mayor en la Vega Media.

Desde el punto de vista geográfico e hidrogeológico, pueden distinguirse dos zonas: Vega Media, de 206 km^2, y Vega Baja, de 840 km^2, cuya diferenciación coincidiría aproximadamente con la divisoria territorial de las provincias de Murcia y Alicante.

En la Hoja de Murcia únicamente está representada la mitad meridional de la Vega Media, sobre la que se sitúa la ciudad de Murcia, por lo que en esta Memoria solo se describirá el sector acuífero de la Vega Media, incluido en la unidad y masa antes mencionados y coincidente en superficie con la zona geográfica del mismo nombre.

Los materiales que lo componen corresponden a un conjunto detrítico que llega a alcanzar los 250 m espesor, cuya edad va desde el Plioceno hasta la actualidad. Desde el punto vista sedimentológico, el relleno de la Vega Media corresponde a la superpo-

sición de dos regímenes de sedimentación fluvial, uno de baja energía –del Guadalentín– que tiende a sedimentar depósitos de granulometría fina a lo largo de toda la transversal de la depresión y otro de alta-media energía –el Segura–. De esta manera, se producen depósitos en régimen de baja energía (limos y arcillas) en los bordes de la cuenca, y en régimen de alta energía (arenas y gravas) en el sector central.

Mediante el análisis de columnas litológicas de numerosos sondeos y con el apoyo de los resultados del reconocimiento con geofísica de superficie y testificación de sondeos, este conjunto detrítico, de una alta heterogeneidad litológica tanto vertical como horizontal, puede esquematizarse en dos tramos acuíferos principales, uno superficial, de carácter libre y con nivel freático muy somero, y otro profundo, multicapa semiconfinado (IGME-CHS-CTOT, 2002).

El acuífero superficial, de espesor comprendido entre 3 y 30 m, corresponde al tramo superior del conjunto detrítico y está formado por arcillas, arenas finas y limos no consolidados, de escaso interés como acuífero por su baja productividad, pero de gran importancia en el funcionamiento hidrodinámico del sistema porque a través de él se produce la mayor parte de los intercambios de agua del acuífero con el exterior. El rango de conductividad hidráulica horizontal obtenido a partir de los ensayos efectuados y del modelo numérico de flujo subterráneo realizado (periodo 1994-2001) varía entre 0,01 y 0,5 m/día en función de la zona considerada.

El acuífero profundo es un potente conjunto, situado inmediatamente por debajo del tramo superficial, compuesto a techo por un primer nivel de gravas heterométricas de unos 10 a 30 m de potencia, con matriz variable e irregular continuidad en toda la vega, seguido por un tramo arcilloso que señala el inicio de una alternancia de niveles de granulometría gruesa (gravas y arenas con matriz arenoso-arcillosa) y fina (arcillas, arenas y limos) intercalados en una matriz predominantemente arcillosa. El espesor medio del conjunto inferior es del orden de 150 metros, llegando a superar localmente 200 metros. La conductividad hidráulica horizontal obtenida a partir del modelo de flujo y de los ensayos efectuados suele ser entre 2 y 3 órdenes de magnitud superior a la del acuífero superficial, con valores generalmente comprendidos entre 50 y 120 m/día. La conductividad hidráulica vertical estimada oscila entre 0,5 y 10 m/día.

El impermeable de base corresponde en su mayor parte a margas del Mioceno superior, según se ha podido deducir de la interpretación geofísica realizada (IGME-CHS-CTOT, 2002), ya que prácticamente no se cuenta con ninguna información de sondeos que las hayan alcanzado.

De acuerdo con la litología y geometría de los bordes y el substrato del relleno aluvial, los límites del sector acuífero de la Vega Media coinciden en la mayor parte de su perímetro con la línea de contacto entre el relleno detrítico y los materiales neógenos o permotriásicos, en general de baja permeabilidad, que forman los bordes de la cuenca, por lo que constituirían límites hidrogeológicos a flujo prácticamente nulo, excepto en el sector meridional en contacto con la unidad de la Cresta del Gallo y en la re-

ducida zona de borde con la Vega Alta, donde los límites son abiertos. En los extremos oriental y occidental se han establecido de forma arbitraria, pues existe conexión hidrodinámica con la Vega Baja y el Valle del Guadalentín, respectivamente.

La recarga se produce principalmente por la infiltración del exceso de agua aplicada a los riegos tradicionales con aguas del río Segura y, secundariamente, por recarga de agua de lluvia, infiltración en cauces y entradas laterales subterráneas. La descarga tiene lugar por salidas hacia los ejes de drenaje superficial –río Segura y azarbes-, descarga lateral subterránea hacia la Vega Baja y bombeos de agua subterránea. Las relaciones laterales con las unidades de borde dependen de las posiciones relativas de las superficies piezométricas y son de escasa magnitud con respecto al balance global del acuífero.

El valor medio interanual de la recarga por infiltración de lluvia para el periodo 1967/68- 1999/2000 es de 10 hm^3/año, con grandes oscilaciones de un año a otro (IGME-CHS-CTOT, 2002), como corresponde a la acusada variabilidad pluviométrica, entre valores casi nulos (años 1978/79, 1980/81-1983/84, 1993/94-1995/96 y 1999/2000) y superiores a 30 hm^3/año (años 1972/73 y 1986/88).

Para la evaluación de la recarga por retornos del regadío se ha procedido al cálculo de la tasa de infiltración de los excedentes de riego mediante la realización de ensayos en parcelas piloto seleccionadas por su representatividad de los cultivos mayoritarios de la Vega Media, obteniéndose valores del 18 % y 29 % para los retornos de riegos en cultivos leñosos y herbáceos, respectivamente. De esta manera, la recarga estimada es del orden de 15 hm^3/año, con ciertas variaciones interanuales, en especial en épocas de sequía (IGME-CHS-CTOT, 2002; Gumiel *et al.*, 2001).

Con respecto a la relación río-acuífero, se considera todavía insuficientemente conocida por ausencia de elementos de contraste. El estudio realizado hasta el momento con la ayuda de un modelo numérico de flujo indica un ligero predominio de la recarga (aguas arriba de Murcia) frente a la descarga subterránea hacia el río (entre la ciudad y el límite oriental), siendo esta recarga mayor cuando más importantes son las extracciones de agua subterránea.

La extracción de agua subterránea en la Vega Media ha sido relativamente poco importante hasta principios de la década de los años 90, del orden de 4 hm^3/año (IGME, 1978; ITGE, 1990), debido a que los riegos se han atendido tradicionalmente con aguas superficiales. A partir de entonces se incrementan los bombeos, fundamentalmente en el tramo acuífero profundo y en especial en el primer nivel de gravas, con valores comprendidos entre máximos de 24 hm^3 en el año hidrológico 1994/1995 y de 20 y 23 hm^3/año en 1995/1996 y 1999/2001, y mínimos entre 12 y 17 hm^3/año en el periodo 1996/1999 (IGME-CHS-CTOT, 2002). En los años 2005 y 2006 se incrementan notablemente las extracciones como consecuencia de la autorización de pozos de sequía y de los sondeos efectuados directamente por la administración hidráulica para la captación de los niveles del tramo acuífero profundo con objeto de paliar las consecuencias de la sequía padecida.

En el periodo de sequía 1992-1995 se produjo una notable disminución de la recarga al acuífero (muy significativa reducción del volumen de agua aplicada al riego y casi nula aportación pluviométrica) y se incrementaron fuertemente los bombeos. El periodo más crítico correspondió al año hidrológico 1994/95 en el que la recarga, casi exclusivamente por retornos de riegos, supuso unos 11 hm^3. En el mismo periodo las salidas por bombeo fueron de 24 hm^3, con lo que el balance hídrico resultante, claramente deficitario, se tradujo en un notable descenso de los niveles freáticos de las formaciones limo-arcillosas del tramo superior originando un proceso de consolidación del terreno y dando lugar a asentamientos, sobre todo diferenciales, en las edificaciones, produciéndose en algunos casos desperfectos de cierta consideración (ITGE-CP-TOP, 2000; Mulas *et al*., 2003). Los descensos piezométricos producidos en la ciudad de Murcia como consecuencia de este período de sequía se situaron entre 5 y 8 metros, con una media ligeramente superior a 6 metros, aunque en algunos puntos del resto de la Vega se han llegado a registrar valores máximos cercanos a 15 metros (Aragón *et al., 2006)*.

En el sector comprendido dentro de esta Hoja los posibles focos de contaminación del acuífero son los residuos urbanos (fundamentalmente los vertidos líquidos de la alta densidad de población de esta área) y los vertidos industriales, junto a unas actividades agropecuarias en las que destaca un importante desarrollo agrícola y ganadero.

Las aguas subterráneas de la Vega Media presentan en general una elevada mineralización, aunque muy variable espacialmente con valores de conductividad eléctrica comprendidos en su mayoría entre 1000 y 8000 µS/cm. En el acuífero somero se observa un incremento de la salinización en el sentido de aguas abajo, aumentando la conductividad desde valores de 2500 µS/cm., en el sector de Alcantarilla-Murcia, a 8500 µS/cm., en el extremo noreste del acuífero. En el conjunto acuífero profundo se observa que el agua de mejor calidad corresponde a una franja central, entre La Raya y El Raal, pero hacia los bordes la calidad empeora pasando a valores de conductividad superiores a 4000 µS/cm., al norte y sur de Murcia, que se elevan hasta 7000 µS/cm. cerca del límite con la Vega Baja (IGME-CHS-CTOT, 2002).

En el sector meridional de la Vega Media (el representado en esta Hoja) la facies del agua es sulfatada cálcica o cálcico-magnésica, mientras que en el septentrional es sulfatada-clorurada sódico-magnésica o mixta.

Los nitratos poseen un valor medio de 35 mg/l, si bien en algunas zonas su concentración está comprendida entre 50 y 160 mg/l, mientras que en otras es inferior a 20 mg/l.

Es de destacar las elevadas concentraciones de sulfatos (entre 100 y 500 mg/l) y magnesio (valores medios entre 250 y 300 mg/l), especialmente en la margen derecha donde el contenido en sulfatos se encuentra frecuentemente entre 1000 y 2000 mg/l, que pueden estar relacionadas con diversos factores, entre los que cabría apuntar la recarga diferencial desde los acuíferos de borde, la aplicación de fertilizantes (en el ca-

so de los sulfatos) y la naturaleza de las aguas de riego, que son de alta salinidad, incluidas las aguas residuales eventualmente utilizadas.

070.050.- *Bajo Guadalentín* (U. H. 07.30)

Tiene una superficie de 324 km^2, encuadrándose íntegramente en la Región de Murcia. La ocupación general del suelo en el año 2000 era eminentemente agrícola (82%, en su casi totalidad de regadío) y en mucha menor proporción urbano (7%) y forestal. En este ámbito geográfico se ubica la reserva natural de los Saladares del Guadalentín.

En la Hoja de Murcia únicamente aparece la terminación oriental de la masa, en una zona pequeña al suroeste de la población de Murcia, extendiéndose ampliamente por las hojas vecinas de Alcantarilla y Totana.

El Valle del Guadalentín corresponde a una fosa tectónica situada en una de las depresiones intramontañosas de las Cordilleras Béticas, en la que existe actividad tectónica especialmente en las fallas que definen su borde septentrional. La depresión está rellena por sedimentos margosos del Mioceno y aluviales del Pliocuaternario, estos últimos con una extensión superficial de 740 km^2 y una potencia comprendida entre 100 y 300 m.

Dentro de esta zona se diferencian claramente dos sectores acuíferos, definidos por un cambio en las características del relleno aluvial del Pliocuaternario: el acuífero del Alto Guadalentín, monocapa libre, en el que el relleno está formado por un conjunto de arenas y gravas de alta permeabilidad, y el acuífero del Bajo Guadalentín, multicapa, donde el relleno detrítico presenta frecuentes intercalaciones arcillosas y varios niveles permeables de muy compleja interconexión hidrodinámica. El límite entre ambos acuíferos es un acuñamiento del conjunto permeable del Alto Guadalentín según una línea de dirección aproximada NO-SE, con origen en Lorca.

La masa de agua subterránea Bajo Guadalentín, coincidente en su concepción con la unidad hidrogeológica del mismo nombre, tiene sus límites definidos por los materiales de baja permeabilidad del Mioceno, que a su vez actúan como sustrato del acuífero, y, localmente, del Paleozoico, excepto en el extremo noreste que limita con la Vega Media del Segura y en el suroeste que lo hace con el Alto Guadalentín.

Se trata de un acuífero multicapa, de compleja estructura hidrogeológica, constituido por tramos permeables de arenas y gravas, irregularmente distribuidos dentro de un conjunto de carácter básicamente arcilloso, a los que corresponden niveles piezométricos generalmente independientes, situados a profundidades diversas, con notables diferencias de cota en muchos casos.

El acuífero no tiene un funcionamiento hidrodinámico coherente como conjunto ni es posible trazar unas isopiezas representativas de la circulación subterránea global que,

en estado de equilibrio, debía tener como destino final el cauce del río Guadalentín. Debido a los procesos de extracción intensiva de agua subterránea al que se ha visto sometido, en especial desde principios de los años 1970 hasta la llegada de las aguas del trasvase Tajo-Segura a partir de 1984, el flujo subterráneo se encuentra influenciado, observándose zonas con depresiones piezométricas considerables, como son la situada al noreste de la carretera Totana-Mazarrón y las que se ubican en las inmediaciones de El Cañarico y del Caserío de Los Ventorrillos.

La evolución piezométrica es congruente con las circunstancias mencionadas, con importantes descensos piezométricos desde 1972 a 1984 (entre 1 y 2 m/año) y posterior ascenso (en algunos sectores de gran magnitud) o continuación del descenso, según zonas, que se relacionan con la aplicación del agua del trasvase o con la permanencia de los bombeos, respectivamente.

La recarga procede de la infiltración directa del agua de lluvia y de las infiltraciones por retorno del riego, en un valor medio estimado de 11 hm^3/año. Actualmente no existe descarga natural, evaluándose en 36 hm^3/año las extracciones por bombeo, que se destinan para usos agrícolas, si bien con una acusada variabilidad anual. En consecuencia, el balance entre las entradas y salidas del acuífero está claramente desequilibrado, habiendo sido declarado como sobreexplotado (04/10/1988).

Las aguas subterráneas del Bajo Guadalentín tienen un alto contenido salino, con una conductividad media del orden de 5500 µS/cm. (generalmente comprendida entre 3000 µS/cm. y 6500 µS/cm., aunque en algunos puntos del sector occidental se han llegado a superar los 10000 µS/cm.) y facies variables, con predominio del tipo sulfatada-clorurada mixta (aunque localmente sean bicarbonatadas por la liberación del gas carbónico del sustrato, pero en mucha menor extensión que en el Alto Guadalentín). La peor calidad se da en los niveles acuíferos más superficiales, que son los más vulnerables a la contaminación por prácticas en el terreno.

Los principales focos de contaminación del acuífero son, además de los naturales procedentes de las rocas que constituyen su entorno geológico, los vertidos de residuos urbanos e industriales, sobre todo en las proximidades de Lorca, Totana, Alhama de Murcia y Librilla, junto a unas actividades agropecuarias con un importante desarrollo agrícola y ganadero, lo que implica un significativo aporte de nitratos, aunque con una distribución irregular concentrada en los niveles más someros donde se han llegado a superar en algunos puntos los 100 mg/l.

070.051.- *Cresta del Gallo* (U. H. 07.24)

El acuífero de la Cresta del Gallo, que constituye esta masa de agua, se integraba anteriormente en la U.H. 07.24 (Vegas Media y Baja del Segura), de la que ahora queda individualizado. Con una superficie de 24,7 km^2, que pertenece íntegramente a la Región de Murcia, se encuentra en su totalidad dentro de esta Hoja y comprende la

Sierra de la Cresta del Gallo, extendiéndose con dirección aproximada SO-NE al sur de la población de Murcia. La ocupación general del suelo en el año 2000 era del 83% como forestal, 11% agrícola y 6% urbano. En este ámbito geográfico se ubica parcialmente el espacio natural protegido del Parque Regional de Carrascoy y El Valle, en concreto, el sector correspondiente a éste último.

Los afloramientos permeables ocupan una extensión aproximada de 13,5 km^2, repartidos entre tres pequeños compartimentos acuíferos hidrodinámicamente no conectados (IGME, 1988): Torreagüera (2 km^2), Los Lages (9 km^2) y Puerto de la Cadena (2,5 km^2). La formación acuífera está constituida en todos los casos por calizas y dolomías del Trías, de unos 200 metros de potencia, cuyo impermeable de base son las filitas, cuarcitas y yesos del Permotrías. Los tres sectores están limitados por accidentes tectónicos que los ponen en contacto con terrenos muy poco permeables de base o con materiales post-manto, con la excepción de los límites noroeste de Torreagüera y Los Lages, donde la roca acuífera está en contacto con el acuífero detrítico de las Vegas Media y Baja del Segura y Campo de Cartagena.

Los recursos naturales de la unidad proceden de la infiltración de lluvia, con un valor medio estimado de 0,7 hm^3/año; la descarga en régimen no influenciado se efectúa a través de pequeñas surgencias localizadas en el sector del Puerto de La Cadena y por salidas laterales subterráneas hacia el acuífero de las Vegas Media y Baja del Segura.

A partir del año 1973 se produce una intensa extracción de las aguas subterráneas de la unidad, concentradas básicamente en el sector de Torreagüera, con una magnitud próxima a 2,7 hm^3/año, por lo que se procedió por la Junta de Gobierno de la Confederación Hidrográfica del Segura a la declaración de sobreexplotación (04/10/1988).

El efecto causado por los bombeos se pone de manifiesto con claridad en las evoluciones piezométricas observadas en los puntos de control, donde se manifiestan descensos prácticamente continuos hasta el año 1985, a partir del cual se aprecian depresiones seguidas de recuperaciones totales del nivel. Este cambio en la tendencia es debido a la modificación del equilibrio hidrodinámico en la zona de contacto con el acuífero de las Vegas Media y Baja del Segura, donde está concentrada la explotación: la extracción de agua por bombeo ha anulado la pequeña descarga que se producía hacia el acuífero de las vegas, provocando, a partir de 1985, la inversión del flujo subterráneo, de tal manera que se produce una alimentación subterránea lateral desde la Vega.

En general, la calidad del agua es deficiente debido a la existencia de niveles yesíferos intercalados en las rocas acuíferas. La facies hidroquímica es de tipo sulfatado mixto, con salinidad comprendida entre 3000 y 5000 mg/l de residuo seco. De manera puntual se detectan nitratos en concentraciones superiores a 50 mg/l. Son aguas inadecuadas para el abastecimiento urbano.

Los principales focos de contaminación son los vertidos líquidos de los asentamientos de población y las actividades agrarias.

070. 052.- *Campo de Cartagena* (U. H. 07.31)

El Campo de Cartagena es una región natural, geográficamente muy bien definida, que se sitúa en el sureste de la Región de Murcia y sur de la provincia de Alicante. Se caracteriza geomorfológicamente por su amplia llanura, con pequeña inclinación hacia el sureste, rodeada en todos sus contornos, a excepción de la zona del litoral, por elevaciones montañosas. Por el norte se diferencia de la depresión formada por las vegas del Segura-Guadalentín mediante una alineación montañosa cuya altura disminuye gradualmente hacia el este, existiendo sólo algunas pequeñas lomas cerca del mar Mediterráneo. En su parte meridional limita con el conjunto orográfico de las sierras de Cartagena, de dirección E-O, que lo separa del Mediterráneo. Al oeste, interrumpen la monotonía de la llanura las sierras de Los Victorias y Gómez, entre Fuente Álamo y La Aljorra. En el interior del Campo de Cartagena sólo destacan algunos cerros o cabezos como Cabezo Gordo (312 m), al oeste de San Javier, y el Carmolí (117 m), más al sur y junto al Mar Menor.

El Campo de Cartagena, con una extensión superficial de 1.440 km≈, constituye una unidad hidrogeológica (07.31) amplia y compleja que se ubica en una de las grandes depresiones interiores postmanto de las Cordilleras Béticas ocupada por un potente relleno neógeno, predominantemente margoso de más de 1000 metros de espesor, en el que se existen intercalaciones detríticas y calcáreas del Mioceno al Cuaternario que constituyen diferentes niveles acuíferos. De ella se han desagregado recientemente, por motivos de mejor gestión administrativa de sus recursos hídricos, los sectores de Cabo Roig y Sierra de Los Victorias, que han pasado a constituir, respectivamente, las masas de agua subterránea 070.053 (Cabo Roig) y 070.054 (Triásico de Los Victoria), ambas fuera de los límites de esta Hoja.

La masa actualmente denominada 070.052 (Campo de Cartagena) coincide, por tanto, con la unidad hidrogeológica homónima a excepción de las dos masas desagregadas antes mencionadas. Tiene una superficie de 1.240 km^2, ubicada en el 92% en la Región de Murcia y el resto en la provincia de Alicante. La ocupación general del suelo en el año 2000 era agrícola (76%), urbana (9%) y forestal (15%). En este ámbito geográfico se ubican los Espacios naturales protegidos del Parque Regional de Las salinas y arenales de San Pedro del Pinatar y los Paisajes Protegidos del Cabezo Gordo y de los Espacios Abiertos e Islas del Mar Menor.

Los límites de la masa quedan definidos por los materiales de baja permeabilidad permotriásicos y neógenos con los que las formaciones de esta unidad contactan lateralmente por medio de accidentes tectónicos, a excepción del sector oriental en el que el límite es el mar Mediterráneo.

Dentro de esta masa se han diferenciado varios acuíferos (ITGE, 1994), entre los que destacan por su importancia los siguientes: *acuífero Cuaternario,* constituido por 20-150 m de gravas, arenas, limos, arcillas y caliches depositados sobre margas terciarias que actúan como base impermeable; *acuífero Plioceno,* formado por areniscas con es-

pesores variables entre 10 y 110 m, limitadas a base y techo por margas del Mioceno superior y Plioceno, respectivamente; *acuífero Messiniense,* constituido por calizas bioclásticas, areniscas y arenas, con un espesor medio de 125 m, limitadas a base y techo por margas tortonienses y messinienses. Además de estos acuíferos principales existe otro de menor entidad, el *acuífero Tortoniense,* que está formado por 150-200 metros de conglomerados poligénicos (sector occidental) y areniscas (sector oriental), situados sobre margas del Mioceno medio; este acuífero se interna bruscamente en el Campo de Cartagena por debajo de la potente formación margosa de Torremendo que hace de impermeable de techo.

Dada la compleja estructura tectónica interna de esta depresión, el carácter discordante de muchas de sus formaciones y el contacto por el este con el Mar Menor y el Mediterráneo, existe en ciertas zonas una conexión hidráulica entre acuíferos y entre éstos y dichos mares.

La recarga de la masa Campo de Cartagena procede de la infiltración directa del agua de lluvia y de los retornos del riego (concentradas en gran medida en el acuífero Cuaternario), aunque también habría que considerar una posible alimentación lateral desde la Sierra de Cartagena, si bien de escasa magnitud. La descarga se realiza por bombeos (fundamentalmente en los acuíferos Messiniense y Plioceno) y por salidas laterales hacia el Mar Menor y el mar Mediterráneo. Hay que tener en cuenta, también, la interconexión interna entre diferentes acuíferos, realizada en condiciones naturales y a través de sondeos deficientemente construidos, que ha sido estimada en un valor medio anual orientativo próximo a 40 hm^3 (ITGE, 1994).

Considerada en su totalidad, la unidad hidrogeológica del Campo de Cartagena presenta actualmente un balance para las aguas subterráneas equilibrado entre la recarga y descarga, o incluso positivo a favor de las entradas (ITGE, 1994), según los diferentes estudios realizados en la ultima década. En el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997) se define, si se excluye el sector de Cabo Roig, una situación media de equilibrio entre la recarga total (65 hm^3/año, de los que 15 hm^3/año corresponden a retornos de riego) y la descarga (60 hm^3/año por bombeos en situación climática media, de los que 27 hm^3/año corresponderían al sector de Los Victorias, y 5 hm^3/año de salidas subterráneas al mar). Esta situación contrasta fuertemente con la que tenía lugar en los años 70 como consecuencia de las intensas explotaciones por bombeo que se producían con anterioridad a la llegada a la zona de las aguas del trasvase Tajo-Segura, llegando a contabilizarse hasta 120 hm^3/año de extracciones, con una situación de sobreexplotación de recursos subterráneos evaluada entonces en unos 80 hm^3/año.

La aplicación de las aguas del trasvase incidió favorablemente en esta problemática al posibilitar un doble efecto: descenso del volumen extraído de agua subterránea e infiltración de excedentes de riego con aguas externas al sistema acuífero. Este hecho ha tenido su respuesta en la evolución piezométrica, cuya tendencia anterior fuertemente descendente se ha visto modificada desde principios de los años 80 por un marca-

do ascenso generalizado, a excepción del acuífero Triásico de Las Victorias, que continúa experimentando un acusado proceso de sobreexplotación (Aragón, 1999). Posteriormente, y como consecuencia de sequías padecidas en la cuenca del Segura, coincidentes además con reducciones de las aportaciones del trasvase, se han incrementado temporalmente los bombeos de agua subterránea, por lo que se han detectado de nuevo algunos descensos de los niveles piezométricos.

En general, las aguas subterráneas del Campo de Cartagena presentan una elevada salinidad, con influencia de las formaciones salinas que constituyen su entorno geológico y, localmente, con procesos de mezcla por causas tectónicas con aguas termales profundas del basamento. Los posibles focos de contaminación son las intensas actividades agropecuarias, los vertidos urbanos y los industriales, procedentes estos últimos del entorno de Cartagena y de la zona minera al sur de la unidad. Además son de resaltar los fenómenos de mezcla que se producen entre las aguas de distintos acuíferos por su interconexión natural y a través de sondeos deficientemente construidos.

Por sus condiciones de afloramiento y escasa profundidad del nivel freático el acuífero Cuaternario es el más vulnerable a la contaminación, en especial en lo referente a las actividades agrarias, ya que las intensas labores agrícolas que se desarrollan en esta comarca han provocado contenidos muy elevados de nitratos en el agua subterránea, siendo frecuentes concentraciones superiores a 50 mg/l que incluso llegan a alcanzar en algunos lugares cantidades entre 100 y 150 mg/l, superando en algunas épocas los 200 mg/l (Aragón et al., 1999). La salinidad de sus aguas es superior a 2.000 mg/l y sobrepasa con bastante frecuencia los 4.000 mg/l e incluso 5.000 mg/l, llegando a alcanzar puntualmente valores superiores a 6.000 mg/l. La facies es clorurada-sulfatada mixta.

El acuífero Tortoniense es el de mejor calidad, con aguas de mineralización entre 600 y 1.000 mg/l y facies mixta aunque con predominio de las componentes bicarbonatada y cálcica. Son aptas para consumo humano, siendo utilizadas para el abastecimiento de localidades cercanas a Murcia y en regadíos de la zona.

En el acuífero Messiniense predominan las aguas de salinidad entre 1.000 y 3.000 mg/l, incrementándose a valores superiores en la franja costera, en las inmediaciones del Cabezo Gordo y en los alrededores de la estación de Riquelme-Sucina. Las aguas poseen temperaturas entre 27 y 34° C, siendo las de mayor temperatura las vinculadas con los afloramientos béticos; es significativa la presencia de boro, en concentraciones de 1 a 2 mg/l. Predomina la facies clorurada-sulfatada mixta o sódica, aunque las aguas de menor salinidad son del tipo clorurada-bicarbonatada mixta.

Las aguas del acuífero Plioceno presentan una mineralización generalmente creciente según la dirección de flujo; los valores menores de salinidad se localizan en la zona noroeste (1.000 a 4.000 mg/l), siendo los más elevados los encontrados entre Torre Pacheco y Los Alcázares (4.000 a 6.000 mg/l). La facies predominante es clorurada-sulfatada sódico-magnésica. El contenido en nitratos supera en algunos puntos 50 mg/l como consecuencia de mezcla con aguas del Cuaternario.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En el área de la Hoja de Murcia, se propone como Puntos de Interés Geológico los afloramientos del Puerto de San Pedro ***PIG-1*** y los afloramientos del Puerto del Garruchal ***PIG-2***.

PIG-1- *Puerto de San Pedro*

Se accede a la zona tomando la MU-301 (Murcia-San Javier), el Puerto de San Pedro se encuentra en el Km 25 de dicha carretera. El tramo de los taludes de la vía férrea donde puede observarse la serie descrita, se toma desde el puente de dicha carretera sobre el ferrocarril y siguiendo los afloramientos a mitad de talud, caminando por el escalón de obra por el que discurre el cableado de la vía férrea.

En la trinchera del ferrocarril, puede observarse en serie continua las Unidades Sedimentarias V y VI, en las que se define el tránsito Mioceno Superior-Plioceno-Pleistoceno. La gran calidad de los afloramientos así como la variedad de facies litológicas (marinas y continentales), conforman una posibilidad excelente para definir un evento controvertido como es el límite Terciario/Cuaternario.

PIG-2- *Puerto del Garruchal*

Se accede tomando la F-13 que une las localidades de Los Garres y Casas del Cura. El Puerto del Garruchal se encuentra aproximadamente a mitad de trayecto. El recorrido a pié por el tramo de carretera que discurre entre los farallones de la Sierra de Columbares permite la observación de los afloramientos de la USD IV.

En este recorrido y de muro a techo puede observarse lo siguiente: la discordancia angular y erosiva entre las Unidades del Mioceno Medio y Tortoniense Inferior (USD III), con las del Tortoniense Superior - Messiniense. Geometría de las Unidades litológicas que constituyen los sistemas deltaicos del Tortoniense Superior en este sector. De la misma forma puede observarse la esquistosidad grosera que se desarrolla en los conglomerados y areniscas del Tortoniense Superior, asociada a una fractura neotectónica.

9. BIBLIOGRAFÍA

ALFARO, P.; DELGADO, J.; ESTÉVEZ, A.; SORIA, J.M. AND YÉBENES, A. (2002). "Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain)". *Marine Geology,* 186, 337-349.

ALONSO ZARZA, A.M.; SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (1998). "Fan-surface dynamics, plant-activity and clacrete development: Interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia)". *Geomorphology,* 24, 147-167.

ARAGÓN, R.; SOLÍS L.; GARCÍA-LÁZARO, U.; GRIS, J.; RODRIGUEZ, T. (1992). "Groundwater problems in Segura basin. Economic impact of overexploitatíon in Mazarrón Zone (Murcia, Spain)". *Selected papers on aquifer overexploitatíon. International Association of Hydrogeologists. Ian Simmers (ed.). Heise.* Vol. 3.pp. 235 a 245. Hannover. 1992.

ARAGÓN, R. (1999). "Delimitación de acuiferos". *Capítulo en el Atlas del Medio natural de la Región de Murcia.* ITGE-CPTOP. Pp. 43 a 45. Madrid 1999.

ARAGÓN, R.; SOLÍS, L.; HORNERO, J. (1999). "Características químicas de las aguas subterráneas de la cuenca del Segura. Aptitud de uso y principales fuentes de contaminación". En: *La contaminación de las aguas subterráneas: un problema pendiente*. ITGE-AIH. pp. 363-372.

ARAGÓN, R. (2003)."Las aguas subterráneas de la cuenca del Segura: problemática y oportunidades". *Hidropres, 39, agosto-octubre 2003. Madrid*. pp 52-62.

ARAGÓN, R.; GARCIA, J.L.; LAMBÁN, J.; HORNERO, J.; FERNÁNDEZ, A.I. (2004). "Impacto de la extracción intensiva de aguas subterráneas en la ciudad de Murcia (España)". *Análisis hidrogeológico. Congreso Internacional XXXIII AIH & VII ALHSUD. Entendimiento del flujo del agua subterránea desde la escala local a la regional*. *Zacatecas (México).*

ARAGÓN, R.; LAMBÁN, J.; GARCÍA ARÓSTEGUI, J.L.; HORNERO, J.; FERNÁNDEZ GRILLO, A.I. (2006). "Efectos de la explotación intensiva de aguas subterráneas en la ciudad de Murcia (España) en épocas de sequía: orientaciones para una explotación sostenible". *Boletín Geológico y Minero*, 117 (3), 389-400.

AZAÑÓN, J.M.; CRESPO BLANC, A.; Y GARCIA DUEÑAS, V. (1997). "Continental collision, crustal thinnig an nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betics)". *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, No. 8, pp 1055 to 1071.

AZAÑÓN, J.M.; CRESPO BLANC, A. (2000). "Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain)". *Tectonics*, 19, 549-565.

Azéma, J.; Bodenhausen, W. A.; Fernex, F.; Simon, O.J. (1965a). "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.; Bodenhausen, J.; Fernex, F.; y Simon, O. (1965b). "Observaciones sobre la estructura de la Sierra de Carrascoy (Prov. de Murcia, España)". *Notas y Comun. Inst. Geol. y Min*. *Esp.,* 93, 83-86.

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. (1977). "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,* 99 págs.

Baena, J.; Bardaji, T.; Goy, J.L.; Silva, P.G.; Somoza, L. y Zazo, C. (1993). "An attempt of fault activity data file and map modellization". *Bull. INQUA Neotec. Comm.*, 16. 48-54.

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. (1986). "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.

Balanyá Et, Al. (1998). "Replay to Platt in Comment to events in Alpujarride".

Balanya J.C. (1991). "Estructura del dominio de Alborán en la parte norte del arco de Gibraltar". *Tesis Univ. Granada*. 232 pp. (No publicada).

Balanyá, J.C.; y García-Dueñas, V. (1987). "Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de part et d'autre du Détroit de Gibraltar". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 304, II, 15, 929-933.

BALANYÁ, J.C.; CAMPOS J.; GARCÍA-DUEÑAS V.; OROZCO M. Y SIMANCAS J.F. (1987). "Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujárrides entre Ronda y Almería". *Cordilleras Béticas. Geogaceta*, 2, 51-53.

BALANYÁ, J.C.; Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1991). "Estructuración de los Mantos Alpujárrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía)". *Geogaceta,* 9, 30-33.

BANDA, E. (1979). "Perfiles sísmicos de refracción 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. (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.

BARDAJÍ, T. (1999). "Evolución Geodinámica de la Cuencas neógenas del litoral de Murcia y Almería durante el Cuaternario". *Tesis Doctoral UCM*, *Madrid.* 527 pp

BARDAJÍ, T.; SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (2003). "Evolución Geomorfológica durante el cuaternario de la Cuenca de Mazarrón (SE España)": *En: Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario (G. Flor, Ed.)*. 129 –134.

BELLON, H.; BORDET, P.; MONTENAT, CH. (1983). "Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)". *Bull. Soc. Géol. France* (7), 24,pp.205-217.

BLUMENTHAL, M. (1927). "Versuch einer tektonischen gliederug der betischen cordilleren von Central, und Sud-West Andalusien". *Ed. Geol. Helv.*, 20: 487-592.

BLUMENTHAL, M. (1933c). "Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du Sud-Ouest de l'Andalouise". *C.R. Acad. Sc. Paris,* 197,1-138.

BLUMENTHAL, M. (1950). "Eine Uebersicht über die tektonische Fenster der Betischen Cordilleren Libro Jubilar , 1848-1949", *I.G.M.E., I*, pp 237-313

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. (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.*

BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; AUGIER, R.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (2003). "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* 335 pp 265-274.

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.

BULL, W.B. (1977). "The Alluvial Fan environment". *Prog. Phys. Geography*, 1. 222-270.

BUSNARDO, R. (1964). "Hypothese concernant la position des unités structurales et paléogeographiques de la transversale Jaén-Granada (Andalousie)". *Geol. Mijn.*, 43, pp.264-267.

CALMEL-AVILA, M. (2000). "Geomorphogenese Holocène dens le Bas-Guadalentín. Bassin du Segura, Province de Murcie, Espagne". *Press Universitaires Septentrión, Villeneuve d'Ascq*. 23 pp.

CALMEL-AVILA, M. (2002). "The Librilla "rambla" an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, SE Spain)". *Quaternary International*, 93-94, 101-108.

CAMARAS BELMONTE, A. (2002). "Crecidas e inundaciones, Capítulo 46." En: *Riesgos Naturales (F.Ayala y J. Olcina, Coords.)". Editorial Ariel S.A. Barcelona.* 859-879.

CAPOTE, R.; Y MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J. (2001). "Estado actual de la prevención sísmica: Nuevas perspectivas y metodologías." En: *Riesgo Sísmico, Prevención y Seguro (R. Capote y J.J. Martínez-Díaz, Eds.). Consorcio de Compensación de Seguros, Madrid*. 1-26.

CARBONELL, G. (1983). "Morphométrie et hypersalinité chez Cyprideys Torosa (Jones) (Ostracoda actuel) dans les Salines de Santa Pola (Alicante, Espagne)". *Sci. Geol. Bull. Strasbourg, 36* (4). 211-219.

CARBONELL, G. (1986). "Les Ostracodes des estuaires tropicaux de l'actuel (Sénégal et Gambia) application au néogène". *Pal. Pal. Pal.*, 57. 231-240.

CARBONELL, G. (1990). "Les Ostracodes du néogène recent Bètique". *Doc. et travaux IGAL,* 12-13. 57-72.

CARRION, J.S. (1992). "A paleoecological study in the western Mediterranean area: The Upper Pleistocene pollen record from Cova Beneito (Alicante, Spain)". *Pal. Pal. Pal.*, 92. 1-14.

CARRION, J.S.; DUPRÉ, M.; Y FUMANAL, P. (1995). "A paleoenvironmental study in the semi-arid south-eastern Spain: the palynological and sedimentological sequence at Perneras Cave (Lorca, Murcia)". *J. Archeological. Science,* 22, 355-367.

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

DE JONG, K. (1991). "Tectono-metamophir studies and Radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain), with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area". *Thesis Univ. Amsterdam*, 204 p.

DE JONG, K.; Y BAKKER, H. (1991). "The Mulhacen and Alpujarride Complex in the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain: Litho-stratigraphy". *Geology en Mijnbouw*, 70, 93-103.

DE SMET, M.E.M. (1984). "Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Tectonophysics* 107, pp 57-79.

DUMAS, B. (1977). "Le Levant espagnol. La génése du relief". *Thése d'Etat, Paris.*

FALLOT, P. (1948). "Les Cordillères Bétiques". *Estudios Geol.*, 4, pp. 83-172, Madrid.

FITZPATRICK, E.A. (1983). "Soils: Their formation, clasification and distribution". *Longmans.* 353 pp.

FONT TULLOT, I. (1988). "Historia del Clima en España". *Instituto Nacional de meteorología, Servicio Pub. MTC, Madrid.* 297 pp.

FREYTET, P. (1984). "Carbonate lacustrine sediments and their transformations by emersion and pedogenesis. Importance of indentifying them for paleogeogrphical reconstructions". *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8. 233-347.

GARCÍA-DUEÑAS, V.; Y BALANYÁ, J.C. (1986). "Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar". *Maleo. Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2, 23.

GARCIA-TORTOSA, F.J.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; SANZ DE GALDEANO, C. (2000a). "Présence du complexe tectonique Malaguide 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. (2000b). "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. (2000c). "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". T*esis Doctoral. Universidad de Granada*. 414 págs.

GEIGER, F. (1970). "Die aridität in sudostspanien". *Stuttgart Geograph. Stud.,* 77. 173 pp.

GONZALEZ- DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; Y VERA, J.A. (1971). "Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas". *Cuad. de Geol. Iber.,* vol 2, pp 55-90.

GONZALEZ-DONOSO, J.M.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J.; SERRANO, F.; Y VERA, J.A. (1980). "Precisiones estratigráficas sobre la discordancia intratortoniense de Montefrío (Granada)". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* 78. pp. 101-111.

GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; Y MOLINA, E. (1981). "Nuevos datos acerca de la edad de los materiales miocénicos transgresivos sobre las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas en la provincia de Málaga". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* 79. pp. 103-113.

GOY, J.L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L.; DABRIO, C.J. (1989). "Litoral Bèticas Orientales (Alicante, Murcia, Almeria)". In: *C. ZAZO, C.J. DABRIO,y J.L. GOY (ed.), Libro Guia. 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.; Y ZAZO, C. (1989). "The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche basin, Southeast Spain".. *Tectonophysics,* 163. 219-225.

GOY, J.L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L.; Y DABRIO, J.C. (1990). "Evolucion paleogeográfica de la Depresión de Elche-Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno". *Estudios.*

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.

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.

GUMIEL, J.C.; GARCÍA-ARÓSTEGUI, J.L.; HORNERO, J.; ARAGÓN, R.; FABREGAT, V.; FERNÁNDEZ-GRILLO, A.I.; Y MORENO, M. (2001). "Evaluación mediante teledetección de superficies agrícolas y estimación de demandas de agua en la Vega Media del Segura (Murcia)". En: *VII Simposio de Hidrogeología. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XXIII*, 71-81. AEH-IGME. Madrid.

HARVEY, A.M. (1986). "Alluvial fans of the Sierra de Carrascoy". In: *Excursion Guide-Book, IGU Comm. Measurement, Theory and Application in Geomorphology (M.Sala Ed.)*, *Barcelona.* 135-139.

HARVEY, A.M. (1987). "Alluvial fan dissection: relationships between morphology and sedimentology". In: *Desert sediments ancient and modern (L.Frostik & I.Reid Eds.). Geol. Soc. London Spec. Publ.,* 35. 87-103.

HARVEY, A.M. (1990). "Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain". In: *Alluvial fans, a field approach (A.H.Rackocki & M.J.Church Eds.). Wiley & Sons, New York.* 247-269.

HERAS, R. (1973). "Estudio de máximas crecidas de la zona de Alicante-Almería y Málaga y de las lluvias torrenciales de Octubre de 1973". *Mem. Centro Est. Hidrográficos (Diciembre). Madrid.* 120 pp.

HERBIG, H.G. (1983). "The Carboniferous of the Betic Cordillera". In: *Martínez Díaz C. (ed). X Congres. Int. Estrat. y Geol. Carbonífero, Madrid,* 343-356.

HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; MASANA, E.; AND SANTANACH, P. (2000). "Resultados preliminares del estudio paleosísmico mediante trincheras de la Falla de Alhama de Murcia (Cordillera Bética)". *Geotemas,* 1(4), 335-339.

IGME.(1975). "Estudio hidrogeológico de la Cuenca baja del Segura". *Informe técnico núm., 5. Valle del Guadalentín (Sondeos mecánicos y Sondeos electricos verticales).*

IGME. (1978). "Las Vegas Media y Baja del Segura". En: *Investigación hidrogeológica de la cuenca baja del Segura. Plan Nacional de Investigación de las Aguas Subterráneas. Informe inédito.*

IGME. (1988). "Informe técnico para la declaración provisional de acuífero sobreexplotado relativa al acuífero de la Cresta del Gallo (Murcia)".

IGME-CHS-CTOT. (2002). "Estudio hidrogeológico de la unidad Vega Media y Baja del Segura".

ITGE. (1990). "Racionalización y optimización de las redes de control hidrogeológico de la cuenca del Segura". *Informe inédito.*

ITGE. (1994). "Las aguas subterráneas del Campo de Cartagena".

ITGE-CPTOP. (2000). "Estudio geotécnico e hidrogeológico para el análisis, prevención y corrección de la patología derivada de los cambios en el subsuelo de la ciudad de Murcia". *Informe inédito*.

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A.; ET AL (1974). "Mapa tectónico de la Peninsula Ibérica y Baleares". *Inst. Geol. y Min de España.*

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). "Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 933 (Alcantarilla)". *I.G.M.E. Memoria* de 34 págs.

KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C.W.; BAENA, J.; VELANDO, F.; GARCIA-MONZÓN, G.; PAQUET, J.; Y RONDEEL, H.E. (1972b). "Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 932 (Coy)". *I.G.M.E. Memoria* de 38 págs.

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). "Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 953 (Lorca)". *I.G.M.E. Memoria* de 43 págs.

KAMPSCHUUR, W.; RONDEL, H.E. (1975). "The origin of the Betic Orogen, Southern Spain". *Tectonophysics*, 27 pp. 39-56.

KOZUR, H.; KAMPSCHUUR, W.; MULDER-BLANKEN, C.W.; Y SIMON, O.J. (1974). "Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain)". *Scripte Geol.,* 23, 1-56.

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.

LAROUZIERE, F.D. DE (1985). "Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Hinojar et de Mazarron (Cordillères Bétiques internes. 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.

LONERGAN, L. (1991). "The structural evolución 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.; Y PLATT, J.P. (1995). "The Maláguide-alpujárride boundary: a major extensional contac in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain". *J. Structural Geol.* 17, 12, 1655-1671

LÓPEZ GÓMEZ, J.; Y LÓPEZ GÓMEZ, A. (1987). "Los Climas secos de España según el Sistema de Köppen". *Papeles de Geografía física*, 12, 5-10.

LOPEZ-RUIZ, J.; RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1980). "La región volcánica neógena del Sureste de España". *Estudios Geol.,* 36, pp. 5-63.

LOWE, D.R. (1982). "Sediment gravity flows.II.Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents". *J.Sediment.Petrology.,* 52, pp. 279-297

MACHETTE, M.N. (1985). "Calcic soils of the south-western United States". *Geol. Soc. Am. Spc. Paper,* 203. 1-21.

MACKLIN, M.G.; FULLER, I.C.; LEWIN, J.; MAAS, G.S.; PASSMORE, D.G.; ROSE, J.; WOODWARD, J.C.; BLACK, S.; HAMBLIM, R.H.B.; Y ROWAN, J.S. (2002). "Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean Basin over the last 200 ka and their relationship to climate change". *Quaternary Science Reviews,* 21, 1633 – 1641.

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.; ROEP TH.B.; Y TEN KATE W.G.H.Z. (1984). "Sediment petrography of Malaguide rocks from the Sierra de España (Betic Cordilleras, Spain): comparison of results from a descriptive and a quantitative analysis". *Geol. Mijnbouw,* 63, 39-46.

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.

MÄKEL, G.H. (1988). "The geology of the Late Paleozoic sequences of the Betic-Rif and Tell Orogens; implications for the paleogeography of the Western Mediterranean". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 92, 251-276.

MALLADA, L. (1904). "Explicación del Mapa Geológico de España". *Mem. de ls Com. del Mapa Geol. de España. t. V (Sistema Infracretáceo). Madrid.*

MARTÍN, J.M. Y TORRES RUIZ, J. (1982). "Algunas consideraciones sobre la convergencia de medios de depósito de las mineralizaciones de hierro y plomo-zin-fluorita de origen sedimentario encajadas en rocas triásicas de los Complejos Nevado". *Filábride y Alpujárride del sector central de la Cordillera Bética. Bol. Geol. Min.* 93, IV, 315-329.

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.

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.; Y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1992). "Tectónica reciente y rasgos sismotectónicos en el sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia". *Est. Geológicos,* 48. 153-162.

MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; AND HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (2001) "Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity along an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain)". *Acta Geol. Hisp.,* 36 (3-4), 297-314.

MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; ALFARO, P.; AND ESTÉVEZ, A. (2000). "Neotectónica y Tectónica activa en la Cordillera Bética Oriental (sectores de Lorca-Totana y Bajo Segura)". En: "*Itinerarios Geológico por la Provincia de Alicante y limítrofes*" *(J.C. Cañavereas et al. Eds.), pp.75-88. V Congreso Español de Geología (guidebook), Universidad de Alicante, Alicante (Spain).*

MASANA, E.; MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; AND SANTANACH, P. (2003). "Constraining seismotectonics in a diffuse collisional plate boundary by paleoseismic results". *A preliminary approach along the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera). J. Gephys. Res.*

MEZCUA, J.; Y MARTINEZ SOLARES, J.M. (1983). "Sísmicidad del área Ibero-Magrebí". *Inst. Geog. Nacional, Madrid.* 299 pp.

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.; Y ECHALLIER, J.C. (1977). "L'importance des structures organiques du type Microcodium dans la constitution des croûtes calcaires pleistocènes". *C.R. Acad. Sc. Paris,* 285 Serie D. 3-6.

MONTENAT, CH.; OTT D`ESTEVOU, PH.; Y MASSE, P. (1987). "Tectonic-sedimentary characters of the betics Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)". *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine,* 11. 1-22.

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, CH.; OTT D`ESTEVOU, PH.; Y COPPIER, G. (1990b). "Les bassins neogenes entre Alicante et Cartagena". *Doc. et Trav. I.G.A.L.,* 12-13, 313-386.

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.

MONTES, R. (1985). "Excavaciones en Cueva Pernera, Lorca (Murcia)". *Noticiario Arqueológico Hispánico*, 23, 9-59.

MULAS, J.; ARAGÓN, R.; MARTÍNEZ, M.; LAMBÁN, J.; GARCÍA-ARÓSTEGUI, J.L.; FERNÁNDEZ GRILLO, A. I.; HORNERO, J.; RODRÍGUEZ, J.; Y RODRÍGUEZ, J.M. (2003). "Geotechnical and hydrogeological analysis of land subsidence in Murcia (Spain)". In: *Proc. 1ª International Conference on Groundwater in Geological Engineering. Bled (Slovenia). Petric M., Pezdic, J., Trcek, B., Veselic, M. (eds). RMZ. Materials and Geoenvironment. Groundwater in Geological Engineering;* Vol. 50 (1), 249-252. Ljubljana (Slovenia).

Muñoz Bravo, J. (1989). "Enseñanza de las avenidas históricas en la Cuenca del Segura". En: *Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo. Inst. Unv. Alicante. Caja Ahorros del Mediterráneo.* 459-467.

MUTTI, E. (1992). "Turbidite Sandstones". *Instituto di Geologia, Universita di Parma, Parma, Italy. Agip,* 275 p.

NAVARRO HERVAS, F. (1992). "El sistema hidrográfico del Guadalentín". *Cuad. Técnicos, 6. Consj. Polt. Terr. Obras Pub. y Medio Amb. de la Reg. de Murcia. Murcia.* 256 pp.

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..

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.

Ovejero, G.; Tona, F.; Marin, J.M.; Gutierrez, A.; Jacquin, J.P.; Servajean, G.; y Zubiaur, J.F. (1982). "Las mineralizaciones estratiformes F2Ca-Pb en las dolomías triásicas de la Sierra de Lújar, Granada (Cordilleras Béticas, España)". *Boletín Geológico y Minero, T. XCIII-VI*, pp. 475-495.

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.

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.

Puga, E.; Diaz de Federico, A.; Fontboté, J.M. (1974). "Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética". *Est. Geol.* XXX: 543-548.

Puga, E.; y Diaz de Federico, A. (1976 b). "Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética)". *Implicaciones geodinámicas. Reun. Geod. Cord. Bet. y Mar de Alborán. Granada,* pp 79-111.

Puga, E.; y Diaz de Federico, A. (1988). "Ofitas versus eclogitas de las Cordilleras Béticas: manifestaciones de un magmatismo continental y oceánico respectivamente". *Rev. Soc. Geol. España,* 1, 115-129.

Puga, E.; y Torres Roldan, R.L. (1989). "Geochemistry and age relationships of metamorphosed mafic sills from Sierra de Enmedio and Sierra de Carrascoy (Eastern Betic Zone, southeastern Spain)". *Estudios Geológicos,* 45, 325-336.

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.

Rey, J. (1993). "Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y el Cretáccico en la transversal Caravaca-Velez Rubio". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada.*

Rey Pastor, A. (1951). "Estudio sismotectónico de la región sureste de España". *Inst. Geog. Cast.* 52 págs. Madrid.

Rivas, P. (1972). "Estudio paleontológico-estratigráfico del Lías (Sector Central de las Cordilleras Béticas)". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada.* (publicado un resumen 77 pp., Scr. Publ. Granada nº 29, 1973).

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 neogéna de la cuenca de Lorca (Murcia)". *III Cong. Geol España T*, 1 pp. 201-206.

Rodriguez-Fernandez, J. (1982). "El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada.*

Romero Diaz, A. y Lopez Bermudez, F. (1985). "Procesos de erosión hídrica en la cuenca Neógeno-Cuaternaria de Mula". *Actas IX Colq. Geograf. Esp.* 83-89.

Santanach, P. (2001). "Fallas activas en España: Tasas de Movimiento y Recurrencia sísmica". En: *Riesgo Sísmico, Prevención y Seguro (R. Capote y J.J. Martínez-Díaz, Eds.). Consorcio de Compensación de Seguros, Madrid.* 119-138.

Santisteban, C. (1981). "Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno superior de la cuenca de Fortuna (Murcia) a la luz de la Teoria de la crisis de salinidad". *Tesis Doct. Univ. Barcelona,* 725 Págs.

Sanz de Galdeano, C. (1983). "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Estudios geol*. 39, pp. 157-167.

Sanz de Galdeano, C.; y Lopez Casado, C. (1988). "Fuentes sísmicas en el ámbito bético-rifeño". *Rev. de Geofísica,* 44, 175-198.

Sanz de Galdeano, C. (1989). "Estructura de las Sierras Tejeda y Cómpeta (Conjunto Alpujárride, Cordilleras Béticas)". *Rev. Soc. Geol. España,* 2, 77-84.

Sanz de Galdeano, C. (1990). "Estructura y estratigrafía de la Sierra de los Guájares y sectores próximos (Conjunto Alpujárride, Cordilleras Béticas)". *Estudios Geol.,* 46, 123-134.

Sanz de Galdeano, C. (1990). "Geologic evolution of the Betic Bordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present". *Tectonophysics,* 172, 107-119.

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.; López Casado, C.; Delgado, J.; and Peinado, M.A. (1995). "Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera: a preliminary approach to seismic sources associated with specific faults". *Tectonophysics,* 248, 293-302.

Sanz de Galdeano, C.; y Andreo, B. (1995ª). "Structure of Sierra Blanca (Alpujarride Complex, West of the Betic Cordillera)". *Estudios Geológicos,* 51, 43-55.

Sanz de Galdeano, C., Delgado, F.; López Garrido, A.C.; y Martín Algarra, A. (1995b). "Appartenance alpujarride proposée de l'unité de La Mora au NE de Grenada (Cordillère Bétique, Espagne)". *C.R.Acad. Sci. Paris,* 231, série II, 893-900.

Sanz de Galdeano, C.; Delgado, F.; y Lopez-Garrido, A.C. (1995c). "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. (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.; 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.; Martín-Martin, M.; y Estévez, A. (2001). "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.

Schulte, L. (2002). "Climatic and human influence on river systems and glacier fluctuations in southeast Spain since the Last Glacial Maximum". *Quaternary International,* 93-94, 85-100.

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C. (1992a). "Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama". *Geogaceta,* 12, pp. 7-10.

Silva, P.G.; Harvey, A.M.; Zazo, C.; y Goy, J.L. (1992b). "Geomorphology, Depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentín Depression (Murcia, SE Spain)". *Z.F. Geomrph.,* 36-3. 661-673.

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C. (1992c). "Discordancias progresivas y desarrollo geomorfológico de abanicos aluviales en la Depresión del Guadalentin (Murcia, SE España)". *Geogaceta,* 11, pp. 67-70.

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Bardaji, T.; Somoza, L.; y Dabrio, C.J. (1992d). "Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España". *Actas III Cong. Geol. Esp.,* T.,2. 96-100.

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 Guadalentin (Murcia) desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología". *Tesis Doctoral U.C.M.,* 642 págs.

SILVA, P.G. (1996). "Geometría fractal de la Zona de Falla de Lorca-Alhama (Murcia, SE España)". *Geogaceta,* 20(6). 141-144.

SILVA, P.G.; MATHER, A.E.; GOY, J.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.

SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; LARIO, J.; AND BARDAJÍ, T. (1997). "Paleoseismic indications along "aseismic" fault segments in the Guadalentín Depression (SE Spain)". *J. Geodynamics,* 24, 105-115.

SILVA, P.G.; BARDAJÍ, T.; CALMEL-AVILA, M.; GOY, J.L.; ZAZO, C. Y BORJA, F. (2003ª). "Landscape changes due to earthquakes and tectonic uplift in the Iberian Peninsula littoral during the last 20, 000 years". En: *Human records of recent geological evolution in the Mediterranean, CIESM Workshops Monographs,* 24, 93-102. Santorini, Greece.

SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. AND BARDAJÍ, T. (2003b). "Fault generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity". *Geomorphology,* 203-226.

SIMON, O. J. (1963). "Geological investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain". *Thesis. Amsterdam,* 164 págs.

SOMOZA, L. (1989). "El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante)". *Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar. Tesis Doct, Univ. Complutense Madrid.* 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.

TOSCANI, L.; CONTINI, S.; Y FERRARINI, M. (1995). "Lamproitic rocks from Cabezo Negro de Zeneta: brown micas as a record of magma mixing". *Mineralogy and Petrology* 55, 281-292.

TORRES-RUIZ, J. (1980). "Los yacimientos de hierro de la comarca del Marquesado del Zenete: Alquife y Las Piletas (Granada. Cordilerras Béticas)". *Tesis Doctoral, Univ. Granada,* 321 p.

TORRES-RUIZ, J. (1983). "Genesis and evolution of the Marquesado and adjacent iron ore deposits, Granada, Spain". *Econ. Geol.,* 22, 1657-1673.

TUBIA, J.M.; Y GIL IBARGUCHI, J.L. (1991). "Eclogites of the Ojén nappe: a record of subduction in the Alpujarride complex (Betic Cordilleras, southern Spain)". *J. Geol. Soc. London,* 148, 801-804.

TUBIA, J.M.; CUEVAS, J.; NAVARRO-VILA, F.; ALVAREZ, F.; Y ALDAYA, F. (1992). "Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain)". *Journal of Structural Geology,* 14, 2, 193-203.

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.

VERA, J. (1966). "Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes". *Tesis Doctoral. Mem. I.G.M.E. LXXII.* 187p.

VIDAL ABARCA, M.R.; MONTES, C.; SUAREZ, M.L.; Y RAMIREZ DIAZ, L. (1987). "Caracterización morfométrica de la Cuenca del Río Segura, estudio cuantitativo de las formas de las subcuencas". *Papeles Geograf. Física,* 12. 19-31.

WASSON, R.J. (1974). "Intersection point deposition on alluvial fans: an Australian example". *Geogrph. Annaler,* 54A. 83-92.

WRIGHT, V.P.; Y ALONSO ZARZA, A.M. (1990). "Pedostratigraphic models for alluvial fan deposits: a tool for interpreting ancient sequences". *Jour. Geol. Soc. London,* 147. 8-10.

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.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J.; BARDAJI, T.; SOMOZA, L.; Y SILVA, P.G. (1993). "The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglaciar". *Global and Planetary Change,* 7. 109-117.