

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

TOTANA

El Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Edición Digital, Hoja núm. 954 (Totana), 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 Consultoría e Ingeniería Ambiental, bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

Dirección y supervisión:

F. J. Roldán García (IGME)

F. Nozal Martín (IGME)

Autores:

Cartografía Geológica y Memoria

F. Leyva Cabello (CONSULNIMA S.L.)

P. G. Silva Barroso (U. de Salamanca)

F. J. García Tortosa (U. de Jaén)

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. Gomez Pugnaire (U. de Granada)

V. A. López Sánchez-Vizcaíno (U. de Jaén)

J. M. Fernández Soler (U. de Granada)

F. Leyva Cabello (CONSULNIMA S.L.)

F. J. García Tortosa (U. de Jaén)

Geología económica

F. Leyva Cabello (CONSULNIMA S.L.)

M. Ruiz Montes (IGME)

F. J. García Tortosa (U. de Jaén)

Ramón Aragón Rueda (IGME)

J. Hornero Díaz (IGME)

Paleontología y Laboratorios de preparación de muestras

L. F. Granados y Granados (CADÓMICA)

J. A. Martín Pérez (CADÓMICA)

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	11
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	11
1.2. MARCO GEOLÓGICO	12
1.3. ANTECEDENTES	15
2. ESTRATIGRAFÍA	18
2.1. INTRODUCCIÓN	18
2.2. ZONAS INTERNAS BÉTICAS	18
2.2.1. Complejo Nevado-Filábride	20
2.2.1.1. Manto del Mulhacén	21
2.2.1.1.1. Unidad Inferior	21
a. Anfibolitas (1). Esquistos azulados con cloritoide y cuarcitas claras (2) Paleozoico. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de micaesquistos verdosos-azulados con cloritoide	21
b. Yesos (3). Paleozoico. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de Metaevaporitas	22
c. Mármoles (4). Paleozoico-Triásico? Formación carbonatada	23
2.2.2. Complejo Alpujárride	24
2.2.2.1. Unidad de Carrascoy	29
2.2.2.1.1. Metapelitas y cuarcitas (6). Hacia techo intercalaciones de ofitas (metabasitas) (5). Pérmico-Anisiense. Formación Metapelítica	30
2.2.2.1.2. Calizas azuladas y carbonatos dolomíticos (7), filitas claras y calcoesquistos (8). Ladi-niense-Carniense. Formación Carbonatada	31

2.2.2.2.	Unidades de Aledo (Sierra de Espuña)- Pestillos (Sierra de Carrascoy)	32
2.2.2.2.1.	Argilitas, pizarras rojas, cuarcitas y cuarzo- arenitas (9). Paleozoico-Triásico Inferior	33
2.2.2.2.2.	Dolomías gris oscuro con nódulos de sílex en la base (10). Ladinense-Carniense	33
2.2.3.	Complejo Maláguide	34
2.2.3.1.	Unidad de Morrón Largo-Atalaya	34
2.2.3.1.1.	Cuarcitas, areniscas cuarcíticas y argilitas rojas (11). Pérmico-Anisiense	34
2.2.3.1.2.	Calizas y dolomías gris oscuro (12) Anisiense-Carniense	35
2.3.	CUENCAS NEÓGENAS	35
2.3.1.	USD I. Unidad de Corvera y Cuenca del Hinojar. Tortoniense- Messiniense Inferior	40
2.3.1.1.	Conglomerados polimícticos rojizos, areniscas y parches de calizas biohérticas (13) Tortoniense Inferior-Medio	40
2.3.1.2.	Margas gris-azuladas, areniscas y yeso (14) Tortoniense Medio-Superior	43
2.3.1.3.	Areniscas y areniscas calcáreas bioclásticas (15) Tortoniense Medio-Superior	44
2.3.1.4.	Rocas volcánicas (dacitas biotíticas con cordierita) (16). Tortoniense Superior-Messiniense	46
2.3.1.5.	Conglomerados polimícticos (17) "Conglomerado o Brechas del Hinojar" Tortoniense Superior-Messiniense	47
2.3.2.	USD II. Unidad de Totana-Messiniense-Plioceno Inferior	49
2.3.2.1.	Conglomerados y areniscas calcáreas (18), calizas bioconstruidas y calizas de algas (19) Messiniense Inferior	49
2.3.2.2.	Margas gris-verdosas, masivas con yeso e intercalaciones lumaquéllicas (20) "Margas de Ostreas". Messiniense	50
2.3.2.3.	Yesos blancos y grises, masivos a laminados y margas policolores con yeso nodular (21). Messiniense	52
2.3.2.4.	Biocalcarenitas, margas con Ostreas, y parches recifales. Unidad calcarenítica de las Acharas-La Pinilla (22) Depósitos marinos litorales-sublitorales- Messiniense Superior-Plioceno	54

2.3.3.	USD III. Unidad de Lébor (S. Pedro).....	57
2.3.3.1.	Alternancia de margas verdosas o versicolores y arenas con cantos de procedencia subbética (23) y conglomerados con cantos y bloques de procedencia subbética (24). Sistema aluvial marginal de Lébor. Plioceno inferior-Pleistoceno inferior.....	57
2.3.3.2.	Calcarenitas y margas laminadas y versicolores con abundante microfauna neógena y mesozoica reelaborada (25). Sistema litoral-estuarino del Saladillo. Plioceno inferior-medio	59
2.3.3.3.	Margas blancas, arenas micáceas y arcillas rosadas con suelos hidromorfos (26). Sistema lagunar-palustre del Saladillo. Plioceno superior-Pleistoceno inferior.....	62
2.4.	CUATERNARIO	67
2.4.1.	Conglomerados, arenas, y arcillas en facies fluviales con paleosuelos pardo-rojizos (27). Sistema Fluvial del Paleo Guadalentín. Pleistoceno inferior-medio	68
2.4.2.	Conglomerados, arenas y arcillas aluviales cementadas y con desarrollo de calcretas laminares (F. Sucina s.l.) (28) Pleistoceno medio.....	73
2.4.3.	Bloques y gravas de procedencia bética cementados, verticalizados y con discordancias internas (29) Pleistoceno inferior-medio.....	75
2.4.4.	Conglomerados y arenas cementados con desarrollo de calcretas masivas (30) (Abanicos aluviales). Pleistoceno medio	76
2.4.5.	Gravas muy cementadas con bloques dispersos (31) (Coluviones antiguos). Pleistoceno medio.....	78
2.4.6.	Gravas, arenas y arcillas débilmente cementadas (32) (Abanicos aluviales). Pleistoceno medio-superior	78
2.4.7.	Gravas, arenas y arcillas sin cementar (33) (Abanicos aluviales con agradación distal). Pleistoceno superior.....	80
2.4.8.	Arenas y limos con cantos y bloques dispersos (34) (fondo de valle colgado). Pleistoceno superior	81
2.4.9.	Limos pardos y arenas con niveles de gravas (35) (glacis). Pleistoceno superior.....	82
2.4.10.	Gravas y arenas sueltas (36). (Terrazas fluviales). Pleistoceno superior.....	83
2.4.11.	Limos y arcillas con cantos y bloques (37) (coluviones). Pleistoceno superior	83

2.4.12. Gravas, arenas y arcillas sin cementar (38) (abanicos aluviales con agradación distal). Pleistoceno superior-Holoceno.....	84
2.4.13. Limos pardo-rosados y arenas con pasadas de margas arcillosas (39). (Antiguo fondo fluvio-palustre del Guadalentín). Pleistoceno superior-Holoceno	84
2.4.14. Limos arcillosos (40). (Sag ponds. Lacustre). Pleistoceno superior-Holoceno	86
2.4.15. Arenas y limos con gravas dispersas (41) (Abanicos y bajadas aluviales activas). Holoceno.....	86
2.4.16. Bloques, gravas y arenas (42) (Fondos de rambla y valles activos). Holoceno	87
2.4.17. Limos, arenas y gravas dispersas (43) (Depósitos de desbordamiento). Holoceno	88
2.4.18. Arcillas y limos con cristales y eflorescencias de yeso (44) (Playa-lake). Holoceno.....	88
2.4.19. Limos y arcillas pardo-negruzcas (45) (Fondos semi-endorreicos). Holoceno	89
2.4.20. Gravas y arenas sueltas (46 y 48). (Terrazas fluviales). Pleistoceno Superior-Holoceno	89
2.4.21. Arenas y arcillas con gravas (47) (Cauces abandonados). Holoceno	90

3. GEOMORFOLOGÍA Y DEPÓSITOS CUATERNARIOS.....	91
3.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.....	91
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	92
3.2.1. Estudio morfoestructural.....	94
3.2.1.1. La Depresión del Guadalentín.....	94
3.2.1.2. Campo de Cartagena y Zona de Conexión	95
3.2.1.3. La Cuenca de Mazarrón	97
3.2.2. Estudio del modelado	97
3.2.2.1. Formas estructurales	97
3.2.2.2. Formas de ladera.....	98
3.2.2.3. Formas fluviales.....	99
3.2.2.4. Formas endorreicas y semiendorreicas	104
3.2.2.5. Formas poligénicas.....	105
3.2.2.6. Elementos y Formas de Corrosión-Alteración Química	106
3.2.2.7. Formas antrópicas	107
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	109
3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA	110
3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL.....	112

3.5.1.	Neotectónica y Actividad de Fallas	112
3.5.2.	Sismicidad y Paleosismicidad	114
3.5.3.	Procesos gravitatorios y de ladera.....	118
3.5.4.	Procesos de inundación y sedimentación.....	119
3.5.5.	Procesos de erosión	121
4.	TECTÓNICA	121
4.1.	SECTOR DE LA SIERRA DE CARRASCOY	121
4.2.	ZONA DE SIERRA DE ESPUÑA	128
4.3.	ZONA DE LAS SIERRAS DE ALMENARA Y EL ALGARROBO	130
4.4.	ZONA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA (FAM)	135
5.	ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	137
5.1.	ROCAS ÍGNEAS.....	137
5.1.1.	Antecedentes	137
5.1.2.	Afloramientos y fácies volcánicas	137
5.1.3.	Edades.....	137
5.1.4.	Descripción petrográfica	138
5.1.5.	Composición	139
5.1.6.	Enclaves de rocas metamórficas en las lavas	143
5.1.6.1.	Descripción de los afloramientos	144
5.1.6.2.	Descripción petrográfica.....	145
5.1.6.3.	Química mineral.....	148
5.2.	ROCAS METAMÓRFICAS	148
5.2.1.	Manto Mulhacén	148
5.2.1.1.	Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide.....	148
5.2.1.1.1.	Esquistos verdes azulados con cloritoide y cuarcitas claras (2).....	148
5.2.1.1.2.	Metaevaporitas (3)	149
5.2.1.1.3.	Anfibolitas, rocas básicas y serpentinitas (1).....	150
a.	Anfibolitas	151
b.	Rocas básicas con restos ígneos	153
6.	HISTORIA GEOLÓGICA	155
7.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	167
7.1.	RECURSOS MINERALES	167
7.1.1.	Minerales metálicos y no metálicos	167
7.1.2.	Minerales energéticos	171
7.1.3.	Rocas industriales	171

7.2. HIDROGEOLOGÍA	172
7.2.1. Características climáticas e hidrológicas.....	172
7.2.2. Características hidrogeológicas	173
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	186
9. BIBLIOGRAFÍA	187

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Totana está situada, geográficamente, en los sectores centro orientales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia. La morfología del área está caracterizada por una orografía con relieves pronunciados en su sector centro septentrional donde se encuentran las laderas de la vertiente meridional de la Sierra de Carrascoy, al sur y sureste se tienen las estribaciones septentrionales de las Sierras del Algarrobo y Almenara y al noroeste las elevaciones surorientales de Sierra Espuña. Estos relieves, que ocupan un porcentaje pequeño de la superficie de la Hoja, circundan una penillanura central por la que discurren el Río Guadalentín en sentido sur-norte, las Ramblas del Puntarrón, del Canal y de la Pinilla en sentido norte-sur y la Rambla de Fuente Álamo en sentido oeste-este, como principales cursos de agua.

La Hoja está atravesada en su cuadrante sur oriental por el Canal del Transvase Tajo-Segura en su ramal del Taibilla.

Como núcleos de población importantes deben citarse los de Totana situado en el límite centro occidental, El Paretón y Las Cañadas de Romero en el sector central y El escobar, Los Paganes, Los Cánovas, Cuevas de Reylo, Campillo de Arriba y La Pinilla en el sector oriental. Salvo Totana que constituye un asentamiento de gran importancia en el corredor del Guadalentín, el resto de las localidades citadas son núcleos de población pequeños, aunque con un crecimiento muy rápido en los últimos años.

La red viaria es importante. Cabe destacar la Autovía de Andalucía (A-92) cuyo trazado discurre por el sector noroccidental, subparalelo al Guadalentín por su margen izquierda. Además de esta vía de comunicación todas las localidades citadas están unidas por carreteras locales de las que a su vez se derivan multitud de caminos, asfaltados en la mayoría de los casos, que dan acceso a las explotaciones agrícolas o ganaderas. Son destacables, por los numerosos afloramientos de calidad que proporcionan, las carreteras de Alhama a Cartagena por Fuente Álamo. Esta carretera cruza la Hoja en sentido NO-SE y de ella parte el desvío a Mazarrón que la cruza en sentido N-S.

Salvo las áreas montañosas descritas en su mayor parte recubiertas de bosques de pinos, 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 Totana-Lorca.

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 y las urbanizaciones que proliferan en El Paretón y la macrourbanización de Camposol, situada sureste de esta localidad son buena prueba de ello.

La climatología y pluviometría definen un clima de tipo mediterráneo, árido/semiárido con unas temperaturas y precipitaciones medias de 18° 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 constata la imposibilidad de tal equilibrio, lo que ha ocasionado en años precedentes graves impactos en la agricultura de la zona.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

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

Se trata de una zona que, al igual que todo el borde mediterráneo, ha sufrido fenómenos tectónicos a escala continental durante la mayor parte del Mesozoico y Terciario, relacionados todos ellos con la apertura del Atlántico Norte y la colisión de 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*) GARCÍA-DUEÑAS, y BALANYÁ. (1986), BALANYÁ y GARCÍA-DUEÑAS. (1987); se define a la Zona Interna y a algunas unidades retrocabalgantes del Campo de Gibraltar y de la Predorsal o relacionados con ellas.

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

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

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

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

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

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

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

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

La sedimentación durante el Terciario 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 Depositionales 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, 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-continenciales de tipo lacustre (salino), marcadas en su mayoría por una fuerte subsidencia. Este hecho parece acontecer a partir del Messiniense medio de forma extensiva en todas las cuencas del área de estudio y perdura hasta bien entrado el Cuaternario.

Durante el 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 Totana, 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 Totana viene caracterizado por varias problemáticas diferenciadas. De una parte, la presencia en las Sierras de Carrascoy, Espuña, Algarrobo y Almerana de unidades estructurales pertenecientes a los complejos de las ZIB (Nevado-Filábride, Alpujarride y Maláguide), lo que conlleva a su definición cartográfica y sus relaciones tectoestratigráficas y por otra, un amplio registro sedimentario del Neógeno Superior afectado por una actividad neotectónica muy importante.

Los materiales pliocenos y cuaternarios ocupan una gran extensión en la hoja de Totana. Tan sólo en sus esquinas NO, NE y SE afloran los materiales del sustrato metamórfico del edificio bético correspondientes a las Sierras de Espuña, Carrascoy y El Algarrobo, respectivamente. Estos se encuentran orlados por los materiales Tortonienses, Messinienses y Pliocenos, que tan solo afloran extensamente a lo largo de la franja meridional de la hoja y especialmente en su esquina SO donde constituyen en su totalidad la Sierra de Hinojar. En esta zona se produce la confluencia e interferencia geológica de las antiguas cuencas neógenas de Mazarrón (Sur), Hinojar (Oeste) y Campo de Cartagena-Mar Menor (Este), con la ya netamente cuaternaria del Guadalentín, que actualmente ocupa la mitad occidental de la hoja.

En claro contraste con la extensión cartográfica de estos materiales, el análisis geológico de los materiales pliocenos de este sector es el que menos atención ha merecido dentro del amplio estudio de las cuencas neógenas de las Béticas Orientales realizado por autores franceses.

Por lo general las escasas referencias bibliográficas existentes se refieren a su correlación con cuencas próximas mejor estudiadas. Dos son los autores que las han estudiado, MONTENAT (1973) en relación con la Cuenca del Campo de Cartagena y LAROUZIERE (1985) en relación con las cuencas de Mazarrón e Hinojar. Ambos autores resaltan la, a su juicio, práctica inexistencia de Plioceno marino en este sector en contraste con el Campo de Cartagena, donde se encuentran representadas las clásicas unidades del Plioceno marino descritas por MONTENAT (1973): Las Margas con ostreas (Plioceno inferior-medio), las calcarenitas amarillas (Plioceno superior). Sobre estas 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 de MONTENAT. Los trabajos de LAROUZIERE (1985) y LAROUZIERE y OTT D'ESTEVOU (1990) no aportan nada nuevo a lo dicho por el autor anterior, ya que concluyen que la sedimentación neógena finaliza en la cuenca de Mazarrón por formaciones carbonáticas de tipo recifal y niveles calcareníticos lumaquélcos de edad Messiniense que quedan sellados por unas margas masivas rosadas post-evaporíticas y todo el conjunto a su vez biselado por la Formación Sucina. No obstante ninguno de estos autores presta atención a la serie finineógena que aflora a lo largo del mencionado "Escarpe del Saladillo" al Norte de la Cuenca de Mazarrón. Por lo general estos autores abusaron de la correlación con las unidades lito-estratigráficas messinienses y pliocenas definidas en el Campo de Cartagena, sobredimensionando además su valor cronoestratigráfico. Como dato anecdótico, las únicas observaciones de campo explícitamente publicadas por los autores franceses en esta zona corresponden a las que presenta MONTENAT (1973, págs. 155-156) referentes al sector de La Pinilla-Cerro de Fernando Pérez (Escarpe del Saladillo), donde curiosamente se halló la fauna de *Strombus Coronatus* que permitió en su día atribuir las series calcareníticas del Campo de Cartagena al Plioceno Superior.

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 las ZIB como a la redefinición de las unidades de depósito del Neógeno y Cuaternario.

1.3. ANTECEDENTES

Los primeros datos de la región se deben a BERTRAND y KILIAN (1889) y MALLADA (1904), los cuales 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 GARCÍA DUEÑAS (1967) que realizan las primeras cartografías geológicas detalladas de la región. En estos trabajos se propone una estratigrafía de los materiales de las Cordilleras Béticas, junto a correlaciones entre las distintas secciones levantadas y finalmente se intenta la reconstrucción paleogeográfica con una diferenciación en dominios.

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

En los años setenta se incrementan los conocimientos sobre la región. GARCÍA DUEÑAS (1970), lleva a cabo un estudio de geología estructural al norte de la Sierra de Montillana. Destacan los trabajos cuyo objetivo es obtener un mayor conocimiento sobre la edad de los materiales de las Cordilleras Béticas, GARCÍA DUEÑAS y LINARES (1970) levantan la serie estratigráfica de la Sierra de Lucena-Alta Coloma. Otros trabajos de gran importancia en la zona son los de 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 Mapa de las Hojas de Alcantarilla, Lorca y Totana lo que supone un gran avance en el conocimiento de la Zona Oriental de las Cordilleras Béticas.

En 1973 hay que citar la tesis doctoral de GARCÍA ROSELL, referente a la transversal Ubeda-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 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, (1979, 1980), publica varios trabajos sobre las Unidades Intermedias.

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

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 GONZÁLEZ-DONOSO *et al.* (1980), GONZÁLEZ-DONOSO *et al.* (1981), y la tesis doctoral de RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., (1982), sobre el Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas. Los trabajos de OTT D' ESTEVOU y MONTENAT (1988), fueron de gran trascendencia para el conocimiento de la tectoestratigrafía de las cuencas neógenas del Dominio Bético Oriental.

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

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

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

Las tesis doctorales de MARTÍN ALGARRA, A., (1987), LONERGAN, L., (1991), REY (1993), SILVA, P.G., (1994), BARDAJÍ, T., (1994), GUILLÉN MONDÉJAR, F. (1995), MARTÍN-MARTÍN, M., (1996) Y TENT-MANCLÚS J.E., (1996), han abordado distintas problemáticas que abarcan desde la tectoestratigrafía de las Zonas Internas hasta la evolución geodinámica de las Cuenas 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 Totana, afloran materiales del Complejo Nevado-Filábride en el sentido de EGUELER (1963), PUGA *et al.* (1974,1976), DÍAZ 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), GARCÍA-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), GARCÍA-TORTOSA *et al.*(2000.y SANZ DE GALDANO *et al.*(2000 y 2001). De forma generalizada, estos autores citados, consideran que se trata de un conjunto de unidades que constituyeron el tránsito paleogeográfico entre ambos complejos lo que significa que este límite no fue obviamente brusco sino gradual, a diferencia de lo que opinan MÁKEL *et al.*(1979) y MÁKEL (1981), NIETO *et al.*(1994) que no admiten la existencia de las transiciones litológicas y por tanto de las Unidades Intermedias.

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

En esta tesis, BOOT-REA (2000), ha diferenciado dos grupos de unidades maláguides en función de su posición estructural y del metamorfismo alcanzado en sus respectivas sucesiones Permo Triásicas. Las unidades de posición inferior, que solo afloran en las Béticas orientales, 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 cobertura 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 profunda se tiene cuando unos autores piensan que son la representación del nexo paleogeográfico de las series triásicas entre el Alpujárride y el Maláguide y otros no lo admiten restringiendo su definición en razón exclusiva del grado metamórfico.

En la línea de las investigaciones recientes realizadas en las Sierras de Carrascoy y de Espuña las unidades cartográficas que se han distinguido son la *Unidad de Carrascoy*, que agrupa las Unidad de Romero y la de Carrascoy definidas por KAMPSCHUUR (1972), como integrantes del Complejo Alpujárride; la *Unidad de Pestillos*, que en las publicaciones recientes se describe en el grupo de las Unidades Intermedias y la *Unidad de Navela* perteneciente al Complejo Maláguide.

En el cuadro adjunto (2.1) se sintetiza la propuesta de correlación que se desarrollara en esta memoria.

Sierra Espuña	Sierra de Carrascoy	Sierra de Almagro	Águilas Mazarrón		Mazarrón Cbo. de Palos	
U. M. de Totana	Unidad de Navela	Restos de Maláguide	U. de Alcaíbar ?	U. de Cabo Cope	Unidad de los Simones	Maláguide UU. II. Alpujárride
U. de la Santa				?		
U. de Yéchar	“Unidad de Pestillos”		Areniscas rojas y ofitas imbricadas en Variegato	U. de Ramonete	U. de Águilas	
U. de Jaboneros		?			Unidad de Cabo Tiñoso	
U. de los Molinos		Unidad de Variegato	U. de Cabo Tiñoso (Los Llanos- Pájaros)			
	Unidad de las Palas?					
	Unidad de Carrascoy	Unidad de Los Tres Pacos	Unidad del Talayón		Unidad de Peñas Blancas	
Unidades del Complejo Nevado – Filábride						

Cuadro 2.1. Cuadro de correlación de Unidades. Tomado de F. J. GARCÍA-TORTOSA 2002

2.2.1. Complejo Nevado-Filábride.

Aflora tan solo en la parte más meridional de la Hoja, donde se encuentran las terminaciones septentrionales de las sierras de Almenara y del Algarrobo.

De los tres complejos principales que constituyen las ZIB, el Nevado-Filábride es el peor conocido desde el punto de vista estratigráfico, aunque ha sido estudiado profusa y detalladamente en sus aspectos petrológicos y estructurales, debido a su marcado carácter metamórfico.

El término **Nevado-Filábride** fue propuesto por EGELER (1963) y, dentro de este complejo se pueden distinguir dos mantos, uno inferior, el del Veleta y otro superior, el del Mulhacén (PUGA *et al.*, 1971; PUGA *et al.*, 1974,1975; PUGA Y DÍAZ DE FEDERICO, 1976; DÍAZ DE FEDERICO, 1971, 1980; DÍAZ DE FEDERICO Y PUGA, 1976). A su vez, de una forma simplificada se puede decir que el manto del Mulhacén se divide en dos tipos de unidades. Las más bajas son menos metamórficas y se engloban bajo el nombre de unidades tipo Calar Alto (o Nevado-Lubrín), mientras que las de encima, más metamórficas, se pueden englobar bajo el nombre de unidades tipo Bédar-Macael (GARCÍA DUEÑAS *et al.*, 1988).

Es generalizado, en la bibliografía existente, la asignación incorrecta de materiales nevado-filábrides al complejo Alpujárride en todo el Sector Oriental de la Zona Interna Bética, allí donde aflora el Nevado-Filábride. En gran medida esta confusión se debe al insuficiente estudio de este complejo dentro del sector más oriental de la Zona Interna Bética. En el área de estudio las asignaciones incorrectas que pueden verse en la bibliografía se deben al gran parecido entre los carbonatos nevadofilábrides aquí aflorantes y algunos cercanos del Complejo Alpujárride en la Sierra de Carrascoy.

En todos los afloramientos de la Zona Interna Bética de esta Hoja, representados como ya se ha dicho por las terminaciones septentrionales de las sierras de Almenara y Algarrobo, los materiales que aparecen pertenecen al Manto del Mulhacén, no estando representado el Manto del Veleta. En la Hoja de Totana no se han encontrado criterios que permitan la subdivisión del Manto del Mulhacén en más de una unidad tectónica, a diferencia de las Hojas adyacentes de Mazarrón y Cartagena donde mediante criterios fundamentalmente cartográficos se reconocían dos unidades tectónicas. En la correlación con las Hoja 976 (Mazarrón), puede determinarse que los materiales atribuidos en esta Hoja al Manto del Mulhacén, se encuadrarían en su Unidad Inferior.

2.2.1.1. *Manto del Mulhacén*

2.2.1.1.1. Unidad Inferior

a. Anfibolitas **(1)**. Esquistos azulados con cloritoide y cuarcitas claras **(2)**. Paleozoico. *Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de micaesquistos verdosos-azulados con cloritoide.*

Esta formación se corresponde con la formación TAHAL descrita en otros sectores del Nevado-Filábride (GÓMEZ PUGNAIRE, etc) y constituye la mayor parte de los afloramientos nevadofilábrides en la presente Hoja.

La sucesión observada está constituida por una alternancia de micaesquistos, cuarzoesquistos y cuarcitas. Los micaesquistos tienen predominantemente tonos verdes azulados, si bien, también son abundantes los tonos grises plateados más o menos oscuros, dependiendo del contenido en menas opacas que pueden llegar a ser muy abundantes. Las tonalidades verdes

están producidas por la alta presencia de clorita. Las menas opacas se suelen concentrar en capas de espesor milimétrico, por lo que las rocas tienen en ocasiones un aspecto bandea-do. Intercalados entre los términos anteriores es posible encontrar en ocasiones finos niveles carbonatados que suelen estar alterados a óxidos e hidróxidos de hierro (limonita), si bien, aparecen niveles carbonatados de forma más generalizada intercalados entre los micaesquis-tos hacia la parte superior de la formación. Estos niveles carbonatados suelen presentar poca potencia, de varios decímetros a unos pocos metros de espesor y presentan lo que parecen brechas sinsedimentarias, pues los niveles brechificados están claramente limitados a muro y techo por otros nada deformados. Asociados a estos niveles de mármoles aparecen también yesos y otras litologías que se describen más adelante y que en conjunto indican el paso gradual de unas facies detríticas (pelíticas) a facies carbonatadas, cuya culminación viene representada por una potente formación carbonatada también descrita más adelante, que indicaría la transición de medios sedimentarios siliciclásticos continentales o de transición, hacia medios marinos someros, con depósitos de yesos y carbonatos.

En los micaesquistos de la formación que se está describiendo el mineral más representativo es la clorita, siendo poco frecuente la presencia de cloritoide y granate, si bien pueden apa-recen granates de hasta tres o cuatro milímetros de diámetro asociados a niveles ricos en cuarzo.

Por lo general la sucesión presenta una foliación bastante penetrativa, sobre todo en los tér-minos más pelíticos, aunque la abundancia de cuarzo y/o plagioclasa en algunos tramos de la formación le confieren a la misma un aspecto algo masivo en dichos tramos. La foliación principal está deformada por una crenulación bastante penetrativa.

Hacia la parte alta de la sucesión aparecen niveles de anfibolitas **(1)** entre las que se encuen-tran relictos de rocas básicas como gabros, sin que se reconozcan bien las relaciones origi-nales con las rocas encajantes. Algunos de estos relictos presentan xenolitos de hasta varios centímetros de diámetro, como los descritos por GÓMEZ PUGNAIRE y MUÑOZ (1990, 1991) en otras partes más occidentales del Nevado-Filábride, con cristales de andalucita. Además de los gabros aparecen también rocas porfídicas de grano fino y color verde, con abundantes fenocristales de plagioclasa de hábito tabular y tamaño milimétrico. No obstante, las litologías anteriores suelen estar muy deformadas y metamorfizadas, de modo que los minerales que predominan en estos afloramientos son metamórficos, perdiéndose por completo la minera-logía y la textura original de las rocas básicas y constituyendo así amplios y potentes paquetes de anfibolitas con una foliación muy penetrativa. Los relictos de gabros poco deformados o poco metamorfizados suelen aparecer cerca del contacto entre la parte superior de la forma-ción de micaesquistos verdes azulados y la base de la formación carbonatada.

b. Yesos **(3)**. Paleozoico. *Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de Metaevaporitas.*

Este miembro, muy poco representado en la presente hoja, aparece por encima del anterior y está constituido por una asociación litológica que comprende mármoles impuros, yesos, cuarcitas y metapelitas de tamaño de grano muy fino que han sido interpretados como una secuencia rica en material evaporítico (GÓMEZ PUGNAIRE y CÁMARA 1990). La presencia de yeso es característica de esta parte de la sucesión, pudiéndose incluir en este miembro los carbonatos con brechas sinsedimentarias antes citados. Los niveles pelíticos más finos, al igual que ocurre con los carbonatos, conservan estructuras sedimentarias originales. Aunque en ocasiones es difícil reconocer el contacto concordante con los términos infrayacentes descritos anteriormente, debido nuevamente a los despegues, que son consecuencia de las diferentes competencias, los datos cartográficos y estratigráficos además de la observación directa a veces sobre el terreno de la concordancia entre uno y otro miembro, indican una relación sinsedimentaria entre ambos materiales, y la transición de medios siliciclásticos continentales o de transición hacia medios marinos someros sometidos a una intensa evaporación, con la formación de minerales evaporíticos, que culminará con la sedimentación de la formación carbonatada suprayacente, que será descrita a continuación. Las metapelitas de este miembro suelen ser masivas y su color varía entre gris y verdoso. Entre otros minerales es característica la presencia de escapolita que aparece como porfidoblastos redondeados u ovalados de varios milímetros de diámetro. Dada la amplia representación y el fácil reconocimiento de este miembro dentro del manto del Mulhacén, tanto de este sector como de otros más occidentales, puede considerarse al mismo como un nivel guía o de referencia que nos permite saber a que altura de la sucesión estratigráfica nos encontramos.

La formación de micaesquistos verdosos azulados acaba nuevamente con típicos niveles de micaesquistos ya descritos, por encima de los cuales y mediante la aparición gradual de cada vez más potentes niveles de calcoesquistos y mármoles, aparece la formación carbonatada suprayacente, constatándose el cambio definitivo a un ambiente sedimentario marino somero.

c. Mármoles **(4)**. Paleozoico-Triásico? Formación carbonatada.

Está constituida fundamentalmente por mármoles entre los que se intercalan, sobre todo en la parte inferior de la formación, niveles poco potentes de calcoesquistos, micaesquistos, cuarzoquistos y anfíbolitas. La deformación a la que están sometidos los materiales de esta formación hace muy difícil estimar su potencia, si bien, se puede decir que el espesor de los paquetes carbonatados supera en muchas verticales los trescientos cincuenta metros, potencia que se reduce lateralmente hasta desaparecer, tanto por cuestiones estratigráficas como tectónicas (predominando éstas), de modo que estos paquetes, tal y como se describe en el apartado de tectónica, suelen aflorar a modo de grandes boudines.

De forma general, la sucesión de la formación carbonatada del Manto del Mulhacén, tanto en la presente hoja como en las adyacentes a la misma, comienza allí donde se conservan los términos más bajos, por niveles calcoesquistosos que intercalan micaesquistos verdosos y grises. Estos calcoesquistos representan por tanto el tránsito, en cierto modo gradual, entre los términos metapelíticos infrayacentes y los carbonatados. La sucesión se continúa con una

alternancia de mármoles calcíticos blancos, mármoles grises-azulados bandeados (más o menos impuros) y mármoles dolomíticos amarillos, que en este sector, a diferencia de lo descrito en otras partes del Nevado-Filábride aparecen de forma más masiva que los anteriores. Entre estos niveles siguen intercalándose calcoesquistos y micaesquistos más o menos cuarcíticos, como los de la formación infrayacente. También son importantes, sobre todo a la base de la formación, las intercalaciones de rocas básicas de tonos verdes y/o anfibolitas, así como niveles de brechas carbonatadas. Esta alternancia de litologías se mantendría hacia arriba en lo que sería la mitad inferior de la formación, si bien, disminuiría el contenido en metapelitas y aumentaría hacia arriba la proporción de carbonatos.

Hacia arriba, y coincidiendo ya con la mitad superior de la formación, la sucesión se continúa fundamentalmente con mármoles, que pueden ser grises, blancos o amarillos. Es característica de los mármoles amarillos la presencia de varios juegos de fracturas que aparecen cementadas y a partir de las cuales crecen dendritas de pirolusita. Son frecuentes los mármoles fajeados, en los que alternan, a escala milimétrica, centimétrica o decimétrica, bandas de mármoles claros y oscuros. Se pueden encontrar aún intercalaciones de calcoesquistos y de micaesquistos, a veces con granates.

Al igual que hacia la parte superior de la formación de micaesquistos infrayacente, en la parte basal de la formación carbonatada aparecen varios tipos de brechas carbonatadas, algunas de ellas posiblemente sinsedimentarias y que no hay que confundir con los niveles de brechas tectónicas asociadas a los despegues entre ambas formaciones, ni con las brechas asociadas a los cuerpos de rocas básicas que pueden estar originadas por la intrusión de las mismas. No obstante, es ciertamente difícil diferenciar unos tipos u otros, así como conocer con seguridad la génesis de las mismas, génesis que se lleva discutiendo desde hace ya muchos años en estos materiales (LEINE y EGELER, 1962; NIJHUIS, 1964; VOET 1967; LEINE, 1968; GÓMEZ PUGNAIRE *et al.*, 1981B; PUGA *et al.*, 1984; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, 1984; JABALOY, 1991; MARTÍNEZ MARTÍNEZ y OROZCO, 1998).

2.2.2. Complejo Alpujárride

Los términos Alpujárrides (VAN BEMMELEN, 1927) y Mantos Alpujárrides (WESTERVELD, 1929) fueron introducidos para designar un conjunto de tres mantos reconocidos al norte y al sur de Sierra Nevada, cuyas afinidades eran manifiestas. El término Complejo Alpujárride fue propuesto por EGELER Y SIMON (1969) para englobar todas las unidades alpujárrides.

En los materiales del Complejo Alpujárride se reconoce un metamorfismo de presiones intermedias y bajas (e.g. WESTRA, 1969; ALDAYA, 1969a y b y 1970; TORRES-ROLDÁN, 1974; NAVARRO-VILÁ, 1976 entre otros). Además existe un episodio precoz de alta presión-baja temperatura (GOFFÉ *et al.*, 1989; TUBÍA y GIL IBARGUCHI, 1991; AZAÑÓN *et al.*, 1992). Este hecho pone de manifiesto la existencia de una complicada evolución metamórfica que comprende varios episodios principales de cristalización mineral. Además, afecta de manera diferencial a las diferentes unidades que constituyen este complejo, de modo que en el mis-

mo se pueden distinguir de manera simplificada tres grupos de unidades, inferior, medio y superior tectónicamente superpuestos (ALDAYA *et al.*, 1979; DELGADO *et al.*, 1981; SANZ DE GALDEANO, 1997), más un conjunto de unidades transicionales, no solo desde el punto de vista metamórfico, si no también desde el punto de vista estratigráfico, entre el Alpujárride y el Maláguide, lo que indica una clara relación paleogeográfica entre ambos complejos (SANZ DE GALDEANO *et al.*, 2000; GARCÍA TORTOSA, 2002). Generalmente se señala que las unidades más bajas presentan un menor grado de metamorfismo, pero tal y como se puso de manifiesto en GARCÍA TORTOSA *et al.*, 1999, 2000 y 2001 y GARCÍA TORTOSA 2002, este hecho no se cumple en todos los sectores de la Zona Interna, especialmente en el Sector Oriental de la Zona Interna Bética, al que pertenecen los materiales que se describen en la presente Hoja.

En la Hoja de Totana los materiales adscritos a este Complejo afloran en la Sierra de Carrascoy. En gran medida se corresponden con los que EGUELER y SIMON (1969), y KAMPSCHUUR y RONDEL (1975) distinguieron como otro complejo cuya denominación inicial fue *Ballabona-Cucharón* y más tarde redefinieron como complejo *Almágride*. Previamente FALLOT (1930) afirma que la Sierra de Carrascoy pertenece al "Cristalino de Sierra Nevada" cubierta por rocas del Penibético, pero después (1948) dice que todas ellas pertenecen al "Bético de Málaga". BLUMENTHAL (1933), engloba estos mismos materiales dentro del "Bético de Málaga", pero después en otra publicación (1950) los incluye en el Alpujárride. PATJIN (1937) incorporó las rocas del sector occidental de la Sierra de Carrascoy dentro del Bético de Málaga, dejando abierta la posibilidad que algunos elementos Alpujárrides estén representados en la sección oriental de la sierra. DURAND DELGA Y FONTBOTÉ (1960) incluyen las rocas de la Sierra de Carrascoy estudiadas en este trabajo en el Alpujárride. AZEMA *et al.* (1965a, b) analizan la estructura de la Sierra de Carrascoy y correlacionan las unidades de la misma con las de la Sierra de Almagro. BODENHAUSEN Y SIMON (1965) estudian la sierra de Carrascoy, resumen lo que conocen en ese momento y discuten las ideas anteriores de la pertenencia de sus unidades al Alpujárride, al Maláguide o también a unidades tipo Almagro. SIMON (1966 a, b y 1967), tras los estudios realizados en sierra de Carrascoy, dice que en ella aparece la unidad de Cucharón, definida por él en Sierra de Almagro. EGELER Y SIMON (1969) incluyen parte de las unidades de esta sierra en el complejo que llaman Ballabona-Cucharón. KAMPSCHUUR (1972), estudió en detalle la Sierra de Carrascoy y distinguió las siguientes unidades, citadas de abajo arriba: Romero y Carrascoy, que las incluyó en el complejo Ballabona-Cucharón, Pestillos en el Alpujárride y por último Navela, en el Maláguide. Igual distinción de unidades existe en Kampschuur *et al.* (1974 a y b). DE JONG (1991), entre otros, no acepta la división del complejo Ballabona-Cucharón y considera la unidad de Romero del Almágride (término que como se explicará en el capítulo dedicado a la Sierra de Almagro, es una evolución del término Ballabona-Cucharón) y la de Carrascoy es para él una unidad Alpujárride. SANZ DE GALDEANO *et al.*, (1997) consideran que las unidades de Romero y Carrascoy son en realidad la misma. Muestran la estructura interna de la Sierra y los rasgos estratigráficos generales para esta unidad y obtienen algunas conclusiones de tipo paleogeográfico en contra de la existencia del complejo Almágride. Finalmente Trabajos muy recientes de GARCÍA-TORTOSA,

SANZ DE GALDEANO y LÓPEZ GARRIDO (2000, 2001, 2002), han contribuido a resolver en parte dicha problemática y piensan que no existe el Complejo Almágride.

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 esta memoria 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** se presenta recrystalizado por el metamorfismo y consta de dos formaciones, una inferior constituida fundamentalmente por esquistos de edad paleozoica (Formación Metapelítica) y una Formación Detrítica de edad triásica sobre la anterior. La Formación Metapelítica apenas aflora en la presente hoja, haciéndolo tan solo en la unidad del Cantal que estaría totalmente representada por esta formación, de modo que su descripción se hace al hablar de dicha unidad.

La Formación detrítica está constituida principalmente por filitas (a veces esquistos) y se puede dividir básicamente en dos miembros entre los que se dan cambios de facies laterales y verticales, quedando de manera general uno por encima del otro. El inferior aparece más recrystalizado por el metamorfismo e intercalados entre las filitas aparecen abundantes niveles de cuarcitas, predominando en el mismo los colores grisáceos (tonos “humo”). A este miembro se le ha llamado **Miembro detrítico inferior**. En algunas unidades presenta niveles de conglomerados, sobre todo hacia la base. Por encima del anterior, mediante un cambio oblicuo de facies, se distingue un miembro constituido principalmente por filitas, menos recrystalizadas que las infrayacentes y colores con tendencia hacia el púrpura, al que se le ha llamado **Miembro detrítico superior**. 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 recrystalizadas. El aspecto cristalino de estos materiales disminuye siempre 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 calizo-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 recrystalización 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 “slumps”.

- *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 recrystalizadas.

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.

2.2.2.1. Unidad de Carrascoy

En esta unidad se diferencian la *Formación Metapelítica* coincidente con las formaciones Po-cito 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 la Hojas de Murcia (934) y Totana (954) (*Segunda serie, Primera edición*).

Se han levantado diferentes cortes, 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.

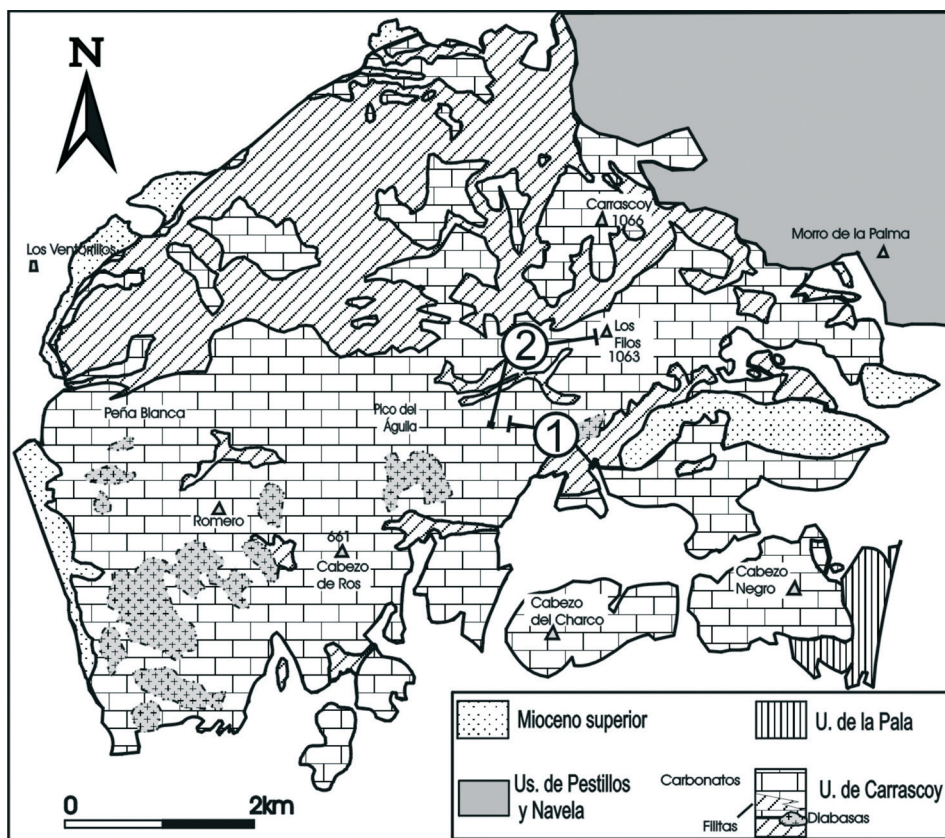


Fig. 2.1. Modificada de Sanz de Galdeano *et al.*, (1997). Situación de los principales cortes realizados en la unidad de Carrascoy

2.2.2.1.1. Metapelitas y cuarcitas (6). Hacia techo intercalaciones de ofitas (metabasitas) (5). Pérmico-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 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. 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.

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 es gradual a la F. Carbonatada con los tramos de alternancias reseñados con anterioridad.

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 acúmulo de secuencias grano-

decrecientes 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 15 m 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 linealidades de microplegamiento. El aumento del metamorfismo hacia la base no es absolutamente constante. En numerosos puntos no se observan a simple vista las micas de neoformación y por el contrario se conservan bien las estructuras sedimentarias originales e incluso las micas detríticas originales del sedimento, por lo que no pocos afloramientos en realidad están constituidos por lutitas en vez de filitas. Las cuarcitas son también abundantes, localmente muy abundantes y se sitúan a diversas alturas dentro de las filitas, principalmente en la mitad inferior, con algunos niveles de espesor métrico en la parte superior. En algunos afloramientos de éstas últimas, se conservan las estructuras sedimentarias originales, en especial estratificaciones cruzadas de diverso tipo. En los sectores donde las filitas son algo más metamórficas, las cuarcitas aparecen con colores claros, mientras que hacia el techo son amarillentas e incluso rojizas.

Las correlaciones realizadas por TORTOSA *et al.* (2000) entre las sucesiones aflorantes en el sector meridional de Carrascoy y el resto del Alpujárride oriental permiten concluir que la sedimentación carbonatada en este sector no comenzó hasta el Ladinense 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 existen varios afloramientos de rocas básicas **(5)** en la vertiente meridional de la Sierra de Carrascoy. 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.

2.2.2.1.2. Calizas azuladas y carbonatos dolomíticos **(7)**, filitas claras y calcoesquistos **(8)**. Ladinense-Carniense. *Formación Carbonatada*

El contacto inferior de esta formación es el tránsito 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 **(7)**, 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 intermedio **(8)** está conformado por pelitas claras con muy bajo metamorfismo en alternancia con calcoesquistos, mas frecuentes hacia techo.

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 estos niveles están constituidos por cantos angulosos y heterométricos de dolomías en una matriz lutítico-carbonatada de colores rojizos. Lateralmente se observan cambios desde facies matriz soportadas a granosoportadas. En publicaciones recientes se constata que estos niveles son una constante dentro del conjunto superior de la formación carbonatada por lo que constituyen un criterio de correlación litoestratigráfica. De la misma manera, también puede comprobarse que, en algún caso, distintos autores los dan como base de unidades tectónicas superiores.

Los niveles fosilíferos que se encuentran en las facies de alternancia como 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 GARCÍA-TORTOSA *et al.*(2000), citan tanto en Carrascoy como en el sector de Mazarrón-Cartagena una asociación de microfósiles entre los cuales la presencia de *Triasodiscus eomesozoicus*, *Lameliconus procerus*, *Teutloporella nodosa* y *Gsobergella spiroculiformis* determinan una edad Ladinienense-Carniense para el conjunto de la Formación Carbonatada de la Unidad de Carrascoy.

2.2.2.2. *Unidades de Aledo (Sierra de Espuña)-Pestillos (Sierra de Carrascoy)*

La Unidad de Pestillos, se encuentra en la posición tectónica superior de los materiales encuadrados en el Complejo Alpujárride y su constitución es bastante similar a la de Carrascoy, al menos en lo que respecta a los grandes conjuntos litológicos.

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. Los materiales de esta unidad sólo afloran de

forma reducida en el sector NE próximos a la localidad de La Murta. En el sector noroccidental de Totana afloran los materiales de la Unidades de Aledo (BOOT-REA 2000) o Yechar GARCÍA-TORTOSA *et al.*(2000), que constituyen uno de los afloramientos meridionales de la Sierra de Espuña en esta área.

2.2.2.2.1. Argilitas, pizarras rojas, cuarcitas y cuarzoarenitas **(9)**. Paleozoico-Triásico Inferior

Equivalente a la Formación Fontanar de KAMPSCHUUR *et al.*(1972), el contacto inferior normalmente se observa tectonizado en la Sierra de Carrascoy dadas las diferencia litológicas con las filitas azules pero en el ámbito incluso local de los sectores orientales de esta sierra en su prolongación hacia la Hoja de Murcia, hay buenos afloramientos donde puede verse un contacto gradacional con alternancias de las filitas con las facies de pizarras rojas. Este miembro tiene, como facies litológicas dominantes, las pizarras rojas, violáceas y verdes y las cuarzoarenitas de colores ocre a rojizos. Las facies de argilitas y las capas cuarcíticas son minoritarias. Tanto en el afloramiento cartografiado como en otros mas extensos en las Hojas colindantes, se encuentran intercalados dos tipos de conglomerados de muy diferente espectro litológico y, por tanto, con distinta área fuente: conglomerados con cantos de cuarzo, sílex, jaspe rojo y cuarcita, bien redondeados y de color rojizo (tipo Verrucano) normalmente intercalado en los tramos basales del miembro y conglomerados calcitíficos con cantos de los carbonatos del Paleozoico, posiblemente maláguides, 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 número y espesor de las capas de areniscas y se intercalan en las facies argilolíticas láminas y capas delgadas de dolomicritas amarillentas. El espesor máximo estimado para todo el conjunto varía entre los 80-90 m.

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

2.2.2.2.2. Dolomías gris oscuro con nódulos de sílex en la base **(10)**. Ladiniense-Carniense

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

El espesor alcanza los 150 m y su contenido fosilífero es muy pobre; se ha citado la presencia de lamelibranquios mal conservados en sus tramos basales en sectores proximos. Se le atribuye por criterios de correlación regional una edad Ladiniense sin descartar el Carniense en sus tramos de techo.

2.2.3. 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, (1968) CHALOUAN y MICHARD (1990), BALANYÁ (1991), en cambio su cobertera mesozoica y terciaria no ha sufrido metamorfismo o a lo sumo anquimeta-morfismo en las unidades de posición estructural inferior LONERGAN (1991), NIETO (1994), LONERGAN y PLATT (1995), SANZ DE GALDEANO *et al.*(2000). En el ámbito de la Hoja se ha diferenciado la Unidad de Morrón de Largo-Atalaya.

2.2.3.1. *Unidad de Morrón Largo-Atalaya*

2.2.3.1.1. Cuarzitas, areniscas cuarcíticas y argilitas rojas **(11)**. Pérmico-Anisiense

Esta unidad sería equivalente a las Formaciones Carrasquilla y Garita de KAMPSCHUUR *et al.*(op. cit). Las litofacies dominantes son las lutitas y fangolitas pizarrosas y de colores muy variados, salmón, marrón rojiza y verde-amarillentas, en las que se intercalan capas de arenisca (cuarzoarenitas a litearenitas) 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 clasto soportados a matriz soportados y con un espectro dominado por los cantos carbonatados y en mucha menor proporción los de cuarzo-cuarcita. En este caso, hay una fuerte 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 ("channel-fill", cruzada plana, en artesa, bimodal, etc).

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

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

El contacto inferior de esta unidad tectónica, salvo en las escasas localidades descritas donde aflora el substrato paleozoico y el superior, es concordante con la unidad carbonatada 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 Ladinense sobre la base de criterios regionales.

2.2.3.1.2. Calizas y dolomias gris oscuro. (12). Anisiense-Carniense

Esta unidad está constituida por carbonatos de color gris en capas bien estratificadas 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 monomíticas sinsedimentarias (grauwakas), especialmente hacia techo de la unidad. En los afloramientos 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 Ladinense a Carniense.

2.3. CUENCAS NEÓGENAS

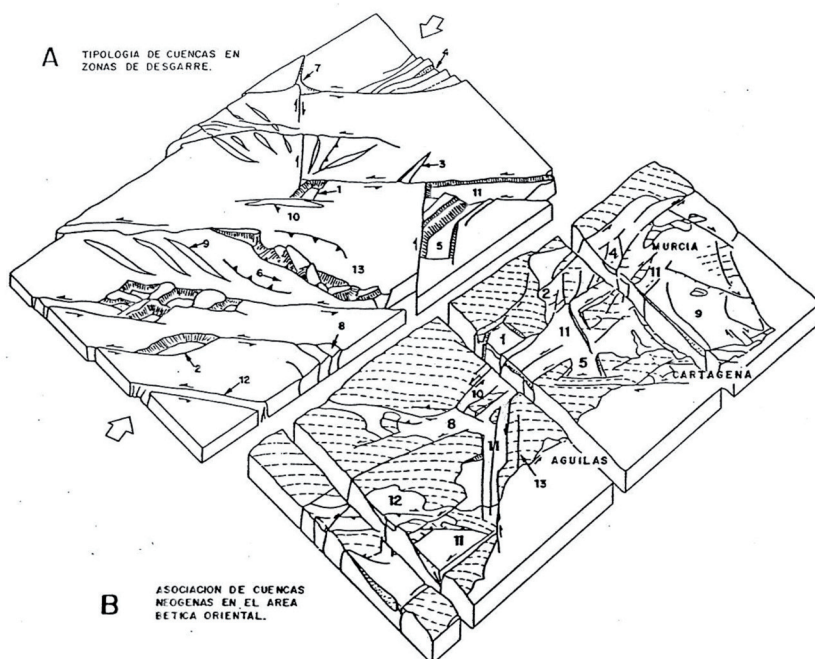
El edificio bético formado en su parte oriental por mantos de corrimiento (EGELER Y SIMON, 1969; EGELER Y FONTBOTÉ, 1976) se presenta muy troceado y ampliamente recubierto por los terrenos neógenos, principalmente de edad Mioceno Superior. OTT d'ESTVOU *et al.* (1988). (Fig. 2.2). Esos depósitos se reparten 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 gran parte del Neógeno. Este

dispositivo, se sitúa sobre el trazado de un vasto corredor de desgarre, que atraviesa toda la parte oriental de la cadena bética, siguiendo una dirección general NE-SO. (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 es particularmente intensa durante el Tortonense superior donde se encuentra una gama, excepcionalmente variada, de manifestaciones plutónicas, volcánicas, y metalogénicas BELLÓN, *et al.*, (1983); BORDET., (1985); BOLZE *et al.*, (1986); HERNÁNDEZ *et al.*, (1987).

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

En este contexto la variedad de las configuraciones geométricas y de los comportamientos tectono-sedimentarios confiere a las cuencas del Neógeno reciente una gran diversidad tal como se resume en la Fig.2.2.



Cuenas en extensión

- 1.- Graben en rumbo (CROWELL, 1974)
- 2.- Graben sigmoidal (CROWELL, 1974)
- 3.- Graben en cicatriz de tensión (DIBBLEE, 1977)
- 4.- Graben en "cola de caballo" sobre la terminación conforme del desgarre (ARTHAUD, y ot., 1979)
- 5.- Graben en transtensión en el cuadrante extensional limitado por fallas transcurrentes pseudo-conjugadas dexas y sínistras (LAROUZIERE, 1985)

Cuenas 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)
- 9.- Sinclinales "en escalón" (WILCOX, y ot., 1973)
- 10.- Sinclinales a lo largo de fallas de desgarre (DUEE, y ot., 1985)
- 11.- "Surcos sobre desgarre" (MONTENAT, y ot., 1985)
- 12.- Acanaladuras en un corredor de desgarre erosionado (MONTENAT, y ot., 1985)
- 13.- En zonas de "lanzadera tectónica" con rotación de bloques (CAIRE, 1975)

En Murcia

- Lorca y Albarán
Quizes Berqueros
- Alcantarilla-Molina de Segura
- Mazarrón
- Suroeste de Puerto Lumbreras
Quizas el Campo de Cartagena
- Entre Puerto Lumbreras y Sª de Enmedio
Hinojar, norte de Carrascoy
- Parte de Palomares-Pozo la Higuera
- 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)

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 sea la orientación y el sentido de desplazamiento de estos últimos (Fig. 2.3). Su perfil transversal 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.

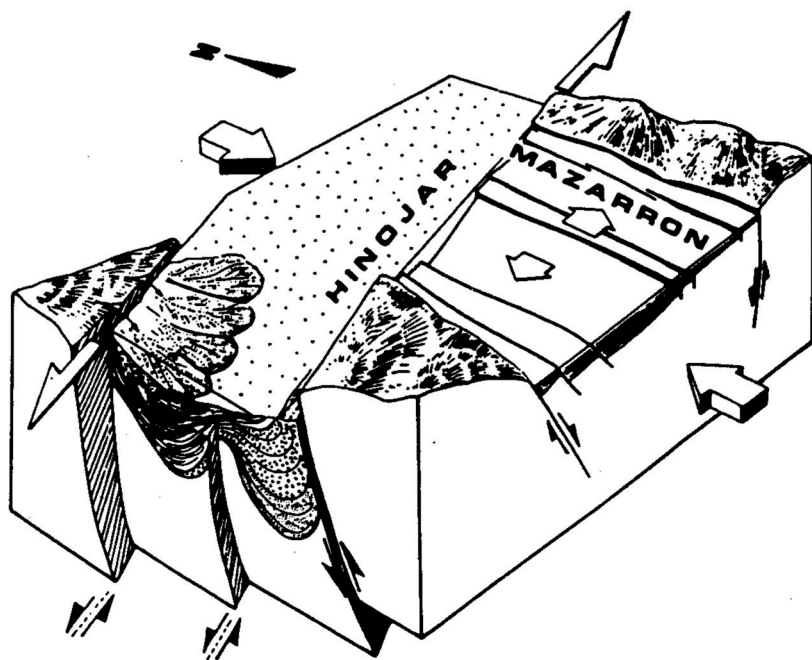


Fig. 2.3. Evolución simultánea de las cuencas de Hinojar (compresión) Mazarrón (Distensión) en régimen de compresión N-S. Tomado de OTT d'ESTEVOU *et al.* (1988)

Ésta se traduce, bien sea por dispositivos en "flower structure" característicos de deformación en transpresión, o bien, por un pliegue sinclinal, acompañado a menudo por juegos de fallas inversas, cuando domina la deformación por compresión. Los dos tipos de deformación pueden coexistir en una misma cuenca, en función de las respectivas orientaciones de los diversos segmentos de accidentes que controlan su desarrollo, así como de la variación de la dirección de acortamiento regional.

En el interior hay estructuras de mediana dimensión (métrica a decamétrica): pliegues de arrastre con eje subvertical, fallas inversas, fracturas de desgarre conjugadas, indican una deformación compresiva. Las discordancias observables en el interior del relleno sedimentario, sellan estas estructuras de escalas variadas, estableciendo con claridad su origen precoz. 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 la cuenca del Hinojar (Totana) es un excelente ejemplo de estos eventos tectónicos. 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 sus ejes o partes centrales no presentan una 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 Totana se han diferenciado las siguientes Unidades Sedimentarias de Depósito con rango de SD.

USD-I. Tortoniense -Messiniense Inferior.-Unidad de Corvera y Cuenca del Hinojar.

USD-II. Messiniense Inferior-Plioceno Inferior.-Unidad de la Cuenca de Totana-Mazarrón.
USD-III. Plioceno Inferior-Superior.-Unidad de Lébor.

2.3.1. USD I. Unidad de Corvera y Cuenca del Hinojar. Tortoniense-Messiniense Inferior

En discordancia angular y erosiva ya sobre el registro sedimentario de los Complejos de la ZIB o, como ocurre en sectores colindantes, 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, los escasos afloramientos, restringidos exclusivamente al vértice NE, no permiten observar la arquitectura sedimentaria de esta unidad de depósito por lo que la gran parte de las características que se expondrán son datos aportados por los trabajos realizados en la Hojas colindantes de Murcia y TORRE-PACHECO. 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. De la misma manera se han atribuido a esta unidad, afloramientos de conglomerados discordantes sobre los materiales del Complejo Maláguide de Sierra de Espuña, situados en sector NO, en base a los trabajos realizados en la Hoja de Lorca.

2.3.1.1. *Conglomerados polimícticos rojizos, areniscas y parches de calizas biohémicas (13).*-*Tortoniense Inferior-Medio*

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

Un primer tramo de espesores decamétricos (60 a 80 m), constituido por conglomerados soportados por la matriz en la base a gransoportados hacia techo, polimícticos, con fuerte heterometría y de subangulosos a subredondeados. La moda suele variar entre 12 a 15 cm y el centil esta a menudo próximo al metro. Su matriz arenoso-lutítica normalmente abundante tiene una coloración roja y el cemento es carbonatado. Su espectro composicional refleja con exactitud al patria próxima de estos conglomerados, de esta forma en la Rambla de La Murta la fracción de cantos carbonatados es la predominante en tanto que en la Cuenca del Hinojar (Corvillones) el predominio corresponde a los cantos de rocas metamórficas e ígneas de Sierra Almenara. A este primer tramo de conglomerados le ha sido atribuida una edad Tortoniense inferior en base a las correlaciones regionales y por acotación de las determinaciones paleontológicas en los depósitos infra o suprayacentes.



Fig. 2.4. Conglomerados polimícticos rojizos de la U. 13 en la Rambla de La Murta, aguas arriba de esta localidad

Sobre este tramo de conglomerados rojos (Fig. 2.4) y en discordancia erosiva a paraconcordancia se tiene un conglomerado bastante homométrico, polimíctico, con cemento carbonatado y espesores de más de 70 m en la Rambla de La Murta y en la vertiente septentrional de Sierra Almenara y 20 m el Barranco del Puntarrón (Gañuelas).

El color de estos conglomerados es ocre amarillento. Los cantos muestran un espectro en las fracciones de cantos carbonatados y de cantos metamórficos que 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.



Fig. 2.5. Detalle de los conglomerados de la U.13. Estratificaciones planas y cruzadas de bajo ángulo. Granoclasificación positiva, bioturbación y restos de macrofauna

En los afloramientos donde puede observarse el tránsito a las margas suprayacentes, el tramo de conglomerados finaliza con un paleosuelo decimétrico en el que se mezclan depósitos condensados de hierro, lateritas y macrofauna en paso a un tramo margoso con olistolitos de areniscas calcáreas bioclásticas y calizas bioclásticas, de tamaño desde grava a canto (Fig 2.5).

En algunos afloramientos el techo de este tramo lo constituyen parches de algas rojas y grainstone o rudstone en capas decimétricas amalgamadas o con superficies onduladas. La macrofauna, presente en todo el tramo de conglomerados amarillentos, es muy abundante en estos tramos de techo con presencia de equinodermos, moluscos, briozoarios, espongiarios, melobesias, etc.

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 sinestroso 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, Espuña, Almenara y del Algarrobo, se acumularon sedimentos que progradaban hacia la cuenca.

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.

2.3.1.2. *Margas gris-azuladas, areniscas y yeso (14). Tortoniense Medio-Superior*

Cuando el afloramiento es de calidad, el tránsito entre las unidades inferiores y estas margas es un paso gradual con una alternancia de capas de areniscas de grano medio a menudo con algo de grava de cuarzo dispersa y margas con láminas y linsen de arena-limo; el color de este tramo es amarillento-verdoso. 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-cuenca del dispositivo de los fan deltas de la unidad anterior. La presencia hacia techo de capas finas de detríticos gradados se corresponderían a la facies F9 (Mutti 1992), interpretadas como unos 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 acostensis* Blow, *Globorotalia obesa* Bolli, *Hastigerina pelágica* (d'Orbigny), *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina* af. *Foliata* Bolli, *Globorotalia* gr. *Scitula* (Brady); *Siphonina reticulata* (Zczek), *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.), *Bolivinoidea* 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 macintyreii* (Bukry&Bramlette, 1969) Loeblich&Trappan, 1978., *Calcidiscus radiatus* (Kamptner, 1955) Martín-Pérez&Aguado, 1990., *Cocolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930., *Cocolithus miopelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930., *Calcidiscus leptoporus* (Murria&Black, 1898)) Loeblich&Trappan, 1978., *Discoaster quinqueringus*, Gartner, 1969., *Discoaster calcaris*, Gartner, 1969., *Discoaster neorectus* Bukry, 1971^a., *Discoaster variabilis* Martini&Bramlette, 1963., *Discoaster bollii* Martini&Bramlette, 1963., *Discoaster bellus* Bukry, 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, Martín-Pérez, 1997) 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.

2.3.1.3. Areniscas y areniscas calcáreas bioclásticas (15).-Tortoniense Medio-Superior

Como cambio lateral y vertical de las facies con la unidad litológica descrita con anterioridad, se tiene un tramo en el que se alternan areniscas de grano medio y grueso con grava dispersa y areniscas calcáreas bioclásticas con colores grisáceos y amarillentos posiblemente por alteración y/o decoloración. En esta facies, es normal observar una disminución del tamaño de los terrígenos en tanto que de forma progresiva se intercalan láminas y capas finas de limos carbonatados. La serie descrita varía entre los 20 a 25 m en el sector de Corvera-La Murta a 50-80 metros en la Cuenca del Hinojar, en la que constituyen cuerpos cuya geometría de abanico tiene su eje mayor (N40-50E) y es subparalelo al borde septentrional de Sierra Almenara.

Las observaciones realizadas en este sector, muestran que en las margas azules (14), se intercalan progresivamente láminas y capas de areniscas blanco grisáceas de grano fino a medio con cemento carbonatado y limolitas amarillentas masivas y con fuerte bioturbación. Las capas de carbonatos ("packstone" y "wackstone") son escasas aunque en la serie de Corvera constituyen los depósitos últimos de esta USD.

Las facies mayoritarias 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.

En 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, sobre todo en el sector NE (Murta-Corvera). 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 y tipos secuenciales se corresponde con las facies D₁ (T_b^c y T_c^e) y D₂ (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 NE, se observan carbonatos de espesor decimétrico y extensión lateral hectométrica.

Este conjunto de facies siliciclásticas y detrítico carbonatadas del grupo de las “hummocky” y turbiditas asociadas, 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.

La arquitectura sedimentaria del conjunto de las Unidades 13 a 15 descritas, permite definir una SD delimitada por discordancias (límites de tipo 1) a muro y techo en la que la Unidad 13

seria asimilable al LST, las Unidades 14 y 15 serían el TST y el SMST de esta secuencia deposicional del Tortonense Medio-Superior.

2.3.1.4. *Rocas volcánicas (dacitas biotíticas con cordierita) (16). Tortonense Superior-Messiniense*

En el sector centro meridional de la Hoja y a lo largo de ambos márgenes del Barranco del Puntarrón se tienen unos afloramientos de pequeñas dimensiones en el que pueden identificarse rocas volcánicas muy oscuras. Las muestras recogidas determinan que se trata de andesitas y dacitas potásicas. Como es común en estas rocas, hacen extrusión en forma de domos y diques y por la escasez de manifestaciones lávicas y fragmentarias. Los domos están constituidos por fragmentos de rocas volcánicas englobados en una matriz de la misma composición que localmente pueden mostrar un carácter brechoide o cuando su estructura es masiva tienen disyunción columnar. En estas rocas son relativamente frecuentes los enclaves de gneises granatíferos-sillimaníticos y de cuarzo-dioritas y en menor número existen inclusiones de gabros, esquistos y cuarcitas. El estudio de los enclaves muestra que han sufrido un intenso metamorfismo térmico que ha dado lugar a la desestabilización parcial de su paragénesis primitiva y a la aparición de cordierita y sanidina en los enclaves más abundantes (gneíscos y cuarzodioríticos). Las dataciones geocronológicas asignan a estos episodios magmáticos una edad comprendida entre los 13 y los 6,8 m.a. lo que coincide con la edad atribuida a los sedimentos finimiocenos en los que encaja y se interestratifican.

En el contexto regional del volcanismo neógeno, estos resultados indican que los volcanismos calco-alcalino potásicos o shoshonítico, comenzaron a generarse inmediatamente después del inicio del volcanismo calco-alcalino s.s. y en paralelo con el volcanismo ultrapotásico.

Las rocas calco-alcalinas potásicas, tienen textura porfídica y una matriz que varía de vítreo a hipocristalina. Las andesitas potásicas están constituidas fundamentalmente por plagioclasa y ortopiroxeno, si bien en los tipos más ácidos aparecen además biotita y cuarzo. Las dacitas potásicas lo están por plagioclasa, biotita y cuarzo. En estas rocas se encuentran cordierita, granate, andalucita y sillimanita. La cordierita cuya abundancia puede llegar a ser del orden del 10% del volumen total de la roca; aparece en cristales idiomorfos normalmente maclados y sin aureola de reacción y en cristales alotriomorfos con corona de plagioclasa, piroxeno y biotita. Este proceso de transformación es tan intenso que, algunos cristales de cordierita quedan reducidos a un agregado de estos últimos minerales.

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 sinistroso 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, determinó la salida del material volcánico.

2.3.1.5. *Conglomerados polimícticos (17). “Conglomerado o Brechas del Hinojar”-. Tortoniense Superior-Messiniense*

En el sector suroccidental de la Hoja Totana, en la Sierra de La Aguadera-Hinojar y en aparente concordancia o cambio lateral y vertical de facies con las margas del Tortoniense Superior-Messiniense, aflora un potente conglomerado que constituye los depósitos finales de la serie al oeste de la fractura occidental del graben de Mazarrón.

Son conglomerados heterométricos, clastosoportados y masivos (Fig 2.6). Su matriz es abundante y de color rojizo. Los conglomerados en general tienen un color grisáceo a rojizo por tinción y su espectro litológico esta dominado por la fracción de cantos subredondeados de rocas metamórficas de tamaños que oscilan entre 10 a 35 cm. Los cantos de carbonatos y rocas ígneas, representan fracciones significativas, llegando en algunos puntos a ser igualitarias con los metamórficos.

Hacia techo de la unidad, puede observarse el paso a unas alternancias en las que pueden definirse secuencias granodecrecientes separadas por superficies erosivas y de acreción lateral en las que de manera progresiva se incorpora un término de detríticos de grano fino y de margas.

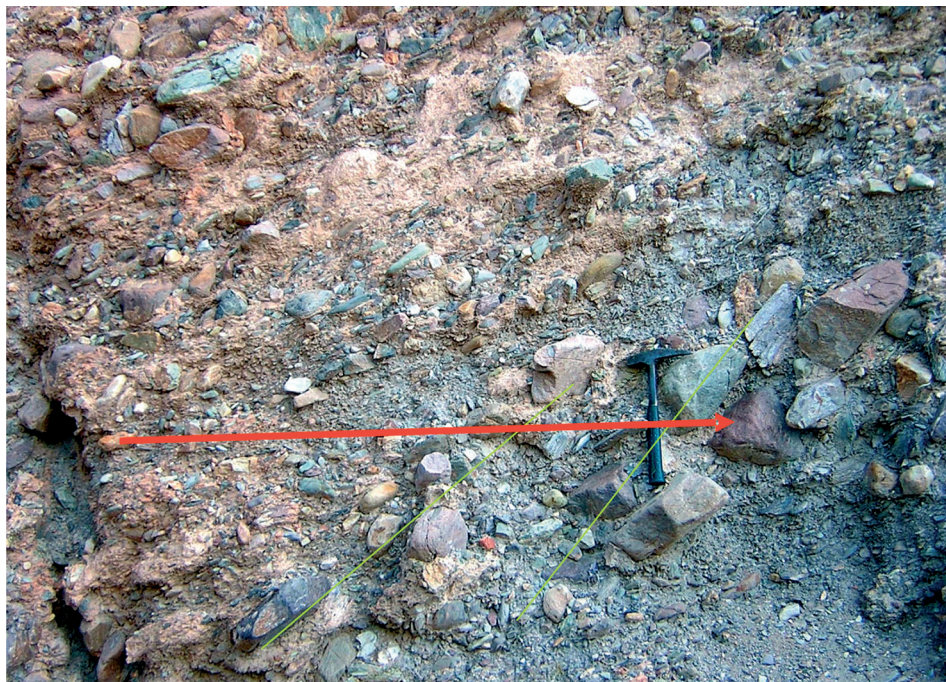


Fig.. 2.6. Detalle de los conglomerados de la U. 17. Obsérvese la grosera granoselección y la imbricación de cantos. La dirección y sentido de aportes es tal como se señala y en esta estación es N80E.

En la ladera norte de la Loma de Las Aguaderas, la erosión remontante de los arroyos que drenan hacia el Río Guadalupe permite observar, además de una importante zona de fractura de dirección N40/45E, como en el techo de esta unidad se intercalan margas verdes alternando con capas milimétricas o láminas de arenisca y localmente yeso tanto laminar como en cristales dispersos. Al sur de la fractura las facies son similares a las descritas como unidad (19) y por tanto, a ellas se atribuyen.

Dentro del ámbito de esta Hoja, los afloramientos de este sector son los únicos, donde pueden establecerse las relaciones geométricas de esta unidad con las facies arenoso-margosas y evaporíticas messinienses.

En general y en sentido oeste-este puede establecerse la presencia de sus dos facies características: conglomerados clastoportados masivos de color gris-rojizo y facies de secuencias métricas Gt-Gp con gradación grosera e imbricación de cantos. En la agradación vertical y en sentido este, disminuyen de espesor los términos conglomeráticos manteniéndose el espesor de las secuencias Gt-Gp-St-Sl-Fsc, en tanto que el color pasa a ser blanco-grisáceo. Los conglomerados son polimícticos pero con un predominio de la fracción de los cantos

metamórficos, subredondeados y con una matriz arenosa (litarenita)-lutítica de color rojizo. En su evolución lateral hacia el Río Guadalentín las facies de conglomerados masivos pasan a las secuencias estrato y granodecrecientes en las que los conglomerados y areniscas muestran estratificación cruzada en surco de media y gran escala y las lutitas son de coloraciones amarillentas a asalmonadas. La escasez de afloramientos de calidad no permite realizar un número suficiente de estaciones de mediadas de corrientes. Las que se han realizado indican una dirección prioritaria que varía entre N50-80E y sentido Oeste-Este.

La observación detallada de los afloramientos descritos hacia techo de la unidad, permite reseñar la existencia, dentro de las facies grano y estratodecrecientes de pequeños parches arrecifales de algas rojas y briozoarios en posición de vida incluidos en los intervalos de litarenitas amarillentas. Podría tratarse pues de los depósitos de un fan-delta en conexión con los sistemas turbidíticos y de cuenca en la que se depositan las unidades descritas con anterioridad. Los depósitos de esta unidad los atribuimos por criterios regionales de correlación al tránsito Tortoniense-Messiniense.

2.3.2. USD II. Unidad de Totana-Messiniense-Plioceno Inferior

En discordancia bien sobre las margas gris-azuladas, sobre el Conglomerado del Hinojar o directamente sobre las rocas volcánicas, se encuentra una sucesión en cuyo registro sedimentario pueden distinguirse fundamentalmente tres grupos de facies: un tramo basal constituido por depósitos *terrágeno-carbonatados marinos de carácter somero* que localmente contiene biohermos a techo, un tramo intermedio con *margas gris verdosas normalmente muy ricas en restos fósiles* y un tramo, en cambio lateral y vertical de facies con las margas, constituido por yesos masivos a microlaminados y un tramo de techo constituido por *biocalcarenitas, parches arrecifales y margas*.

2.3.2.1. Conglomerados y areniscas calcáreas **(18)**, calizas bioconstruidas y calizas de algas **(19)**. Messiniense Inferior

En todo el ámbito de la Hoja se mantienen de manera bastante uniforme los espesores totales de la unidad cartográfica (20-35 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 meridional de Carrascoy en el sector de Corvera, aunque sin llegar a aflorar en esta Hoja muy próximo al vértice NE y específicamente en los afloramientos cartografiados en el borde oriental de la Sierra del Algarrobo, son las areniscas calcáreas bioclásticas de color amarillento y los carbonatos oolíticos o biconstruidos las facies más frecuentes. Bien es cierto que en la práctica totalidad de los afloramientos observados en este sector, el tramo basal tiene siempre un conglomerado a veces con espesor centimétrico. En el afloramiento de la Rambla de la Fuente de la Pinilla, como suele ocurrir en la mayoría de los casos observados, los conglomerados de esta unidad son homométricos y subredondeados, con un espectro polimítico con tendencia a cierto predominio de los cantos carbonatados y fracciones minoritarias de cuarzo, rocas metamórficas y rocas ígneas. El color

es blanco amarillento. 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 calcáreas bioclásticas que hacia techo evolucionan a areniscas limosas gris-amarillentas y calizas (grainstone y rudstone de algas) de color crema. La arquitectura estratigráfica de esta unidad muestra una macrosecuencia grano y estrato decreciente (F.U.S). En las series realizadas en los sectores suroccidentales, sobre el Conglomerado del Hinojar, se observan de muro a techo un primer paquete constituido por conglomerados polimícticos, homométricos, fuertemente cementados y con abundantes restos de grandes ostreidos sobre el que se tienen 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.

A techo de este primer paquete detrítico grueso se ubican las calizas **(19)**, 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. Estas calizas bioconstruidas se interpenetran como 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 composicional. 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 lumaquéllicos de ostreidos.

Las microfacies de las muestras estudiadas determina la presencia de: corales, briozoos, algas calcáreas, equínidos y lamelibranquios.

2.3.2.2. *Margas gris-verdosas, masivas con yeso e intercalaciones lumaquéllicas. (20). "Margas de Ostreas".-Messiniense*

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 lumaquéllicos, 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. Esta unidad ha de correlacionarse necesariamente con el tramo más alto de la serie margosa Messiniense diferenciada por MONTENAT (1973) y LAROUZIERE (1985). El techo de esta unidad libra abundante fauna de microforaminíferos, con relativa abundancia de las formas planctónicas sobre las bentónicas. Entre las formas planctónicas destacan como más abundantes *Globigerinoides trilobus quadrilobatus*, *G. trilobus inmaturos*, *G. Obliquus extremus*, *G. ruber 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 *Peteraurilla cf. musculus Aruta & Ruggieri*, permite situar estos depósitos dentro del Messiniense, ya que esta especie únicamente ha sido descrita en este periodo, no encontrándose citas del género en edades más modernas o anteriores (J.CIVIS c.o.). 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 bately*, generos muy frecuentes en los depósitos mesinienses 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", 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 especímenes 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. pseudomio-cenica*, *Globorotalia af obesa*, *Globigerinoides gr. Trilobus*, *Planulina ariminensis*, *Valvulineria bradyana*, *V. complanata*. *Amphicoryna scalaris*, *Bolivina sp*, *Tritaxia sp*, *Cibicides sp*, *radiolas*

de Equínidos, espículas, Ostrácodos, etc. Esta asociación permite atribuir a estos depósitos una edad Messiniense.

En el nanoplancton se identifican:

Calcidiscus macintyre (Bukry&Bramlette, 1969) Loeblich&Trappan, 1978., *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930., *Coccolithus miopelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930., *Discoaster berggrenii* Bukry, 1971a., *Discoaster variabilis* Martini&Bramlette, 1963., *Helicosphaera carteri* (Wallich, 1877) Kamptner, 1954., *Lithostromation perdurum* Deflandre, 1942 *Pontosphaera japónica* (Takayama, 1967) Burns, 1973., *Reticulofenestra gelida* (Geitzenauer, 1972) Backman, 1978., *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner, 1967) Gartner, 1969., que se atribuyen a la Zona NBN12 que se sitúa como Messiniense Superior.

2.3.2.3. Yesos blancos y grises, masivos a laminados y margas policolores con yeso nodular (21). Messiniense

Estos depósitos y las subfacies lutítico yesíferas asociadas son los depósitos relacionados con la denominada "crisis de salinidad Messiniense". Las cuencas neógenas de las Cordilleras Béticas Orientales estuvieron durante este periodo, en una posición marginal respecto a las cuencas internas del mediterráneo. La cuenca del Guadalentín 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: evaporítica 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 (Fig 2.7).

Las composiciones isotópicas (oxígeno 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 sebkha costera.

De los dos tramos de la unidad intermedia, en el inferior, las características isotópicas indican que se trata de yesos secundarios procedentes de salmueras continentales por lo que serían 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). En estas áreas suroccidentales las condiciones marinas se mantienen durante el depósito de toda la unidad intermedia.



Fig. 2.7. Yesos masivos de la U. 21 en el Alto de Loma Larga al NE de Totana

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 serían 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 serían 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 serían las propias barras de conglomerados las que actuaban de barrera en la relimitación de los medios restringidos donde se acumulaban las salmueras. En este punto es necesario reseñar los afloramientos en sectores próximos (Hoja de Alcantarilla), con presencia de facies matriz soportadas y eslum-pingzadas en las que la matriz esta constituida por gypsarenitas y lutitas policolores en la que flotan cantos los conglomerados masivos.

En estas litofacies se han observado abundantes fenómenos de eslumpamiento entre capas planoparalelas asociados a fracturación normal sinsedimentaria. El afloramiento observable en las canteras de Loma Larga y los Yesares al NE de Totana son sumamente ilustrativos de este hecho.

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

2.3.2.4. *Biocalcarenitas, margas con Ostreas, y parches recifales. Unidad calcarenítica de las Acharas-La Pinilla (22) -Depósitos marinos litorales-sublitorales-Messiniense Superior-Plioceno*

Está constituida por una alternancia de margas y calcarenitas amarillas de carácter bioclástico fuertemente bioturbadas, que tanto lateralmente como hacia techo muestran una secuencia de somerización progresiva. Dentro de esta unidad se pueden diferenciar dos sub-unidades características en cada uno de los sectores del Escarpe del Saladillo, claramente delimitadas por una falla N150E (La Falla de las Lomas; están constituidas por la Unidades de Las Acharas (sector occidental) y de La Pinilla (sector oriental), representando sistemas deposicionales similares, pero con distinto grado de bioturbación y actividad orgánica asociada (SILVA, 1994).

La Unidad de *Calcarenitas de las Acharas* caracteriza el sector occidental del escarpe, ocupando el labio hundido de la falla de las Lomas. Esta unidad está constituida por una alternancia de margas y calcarenitas bioclásticas de grano grueso-medio (grainstones) en bancos de 60 a 1,10 m de potencia, con margas verdoso-amarillentas con abundantes fragmentos de Ostreidos, Chlamys y Pecten. Constituyen una secuencia, donde los bancos calcareníticos en facies Sh y Sp de bajo ángulo, intensamente bioturbados, muestran una clara tendencia estratocreciente y granodecreciente de somerización. Estos niveles poseen geometría pseudo-tabular con base plana y techos ligeramente convexos, que con direcciones de estratificación N60-65E y buzamientos progresivamente menores (de 24 a 20 grados NO) progradan hacia el NNO. Hacia techo de la secuencia desaparecen las margas, haciéndose dominantes las calcarenitas, que se presentan en bancos con estratificación cruzada hummocky (niveles de tormentas) separados por niveles de calcarenitas bioclásticas de grano fino intensamente bioturbadas ("burrows" y moldes de litófagos). La secuencia culmina en un tramo de 30 cm de potencia de base plana y superficie ondulada, que representan trenes de ripples de oscilación con direcciones dominantes de oleaje N100-110E representando un ambiente muy somero sometido a la acción del oleaje. En conjunto, la geometría de estos cuerpos calcareníticos en la parte alta de la secuencia se puede interpretar como sistemas de barras litorales que quizá parcial y/o esporádicamente estuvieron emergidas.

La Unidad de *Calcarenitas de La Pinilla* caracteriza el sector oriental del escarpe, ocupando el labio levantado de la Falla de Las Lomas, los cuerpos calcareníticos están representados por auténticas lumaquelas de ostreidos de gran tamaño y fragmentos de Clypeaster, Chlamys y Pecten (Fig 2.8). A estos se superponen niveles calcareníticos de grano fino-medio intensamente bioturbados de aspecto escoriáceo en los que son frecuentes los moldes de gasterópodos (*Conus sp.*), de bivalvos litófagos (*Litophaga sp.*) y de Cypreideos (SILVA, 1994). Por lo general, los cuerpos lumaquélcos presentan morfologías ligeramente cuneiformes aumentando su potencia hacia

el N o NNE. Estos dan lugar a una secuencia estratocreciente y granodecreciente de somerización que culmina en pequeños parches recifales (< 2m de potencia) de calizas bioclásticas con fragmentos y bioconstrucciones de Porites y Tarbellastrea. En conjunto toda la serie se puede interpretar como sistemas de barras litorales a cuyo techo ocasionalmente se instalarían pequeños edificios recifales (muy someros), que marcarían la línea de cierre de un área de lagoon hacia el Sur, donde los ostreidos serían muy abundantes. Por otra parte, la intensa bioturbación que presentan estos depósitos y la abundancia y gran tamaño de los ostreidos que incluyen, reflejan un ambiente de sedimentación de no muy alta energía, bien oxigenado y rico en nutrientes, como parece indicar la presencia de limonita que provendría de la oxidación autigénica de la chamosita (REINECK y SINGH, 1980; ADAMS *et al.*, 1984). En este caso la extrema bioturbación permitió una rápida y temprana aireación de los sedimentos acelerando los procesos de oxidación que generan la limonita, dando una intensa coloración amarilla a estos materiales que no es extensible a otras formaciones calcareníticas similares de la zona (SILVA, 1994).



Fig..2.8. Calizas recifales y banco de ostreas en la Unidad 22. Cuesta de la Pinilla

La microfauna que presentan estos depósitos (Fig 2.9), tanto en el sector de la Pinilla, como en el de las Acharas, muestra una baja diversidad de formas de microforaminíferos, estando los planctónicos únicamente representados por *G. trilobus trilobus* y *G. trilobus inmaturos*, muy escasos.

De entre las formas bentónicas las más abundantes son *Ammonia beccarii*, *Nonium boueamun* y *Elphidium crispum*, siendo la primera la forma dominante, que nos indicaría el fuerte carácter litoral de estos depósitos, ya que éstos representan asociaciones típicas de ambientes litorales (J. CIVIS en SILVA, 1994). Por otra parte, las formas de ostrácodos están representadas por las especies *Peteraurila cf. musculus* Aruta & Ruggieri, *Costa batey* y *Xetoleberis sp.*, formas típicas de ambientes someros litorales del Messiniense superior y Plioceno inferior de las cuencas de Campo de Cartagena y Elche (ARKANI, 1987; CARBONELL, 1990).



Fig. 2.9. Detalle de los bancos de ostras en la Unidad 22. Cuesta de la Pinilla

La macrofauna perteneciente a estos depósitos (ya citada), también de carácter litoral, no permite la realización de atribuciones cronológicas precisas. Sin embargo, aunque en este estudio no se ha localizado ningún resto, MONTENAT (1973) cita la presencia de *Strombus coronatus* (fauna cálida litoral característica del Plioceno Superior del SE de España) en las lumaquelas del corte del Cerro de Fernando Pérez, lo que nos permitiría situar estos depósitos ya dentro del Plioceno. En este sentido habría que aclarar, que aunque por regla general la presencia de *Strombus coronatus* se relaciona con el Plioceno Superior (MONTENAT, 1973), su distribución bioestratigráfica abarca todo el Plioceno (MECO y STEARNS, 1981).

De este modo, la posición cronológica de esta unidad es complicada, ya que por una parte la presencia del ostrácodo *Peteraurila cf. musculus* Aruta & Ruggieri en la parte baja-intermedia de la secuencia nos indicaría, como se dijo anteriormente, una edad Messiniense, pero por otra parte la presencia de *Strombus coronatus* (MONTENAT, 1973) en los depósitos lumaquéllicos a techo de la secuencia nos indicaría una edad Pliocena. En este sentido cabría considerar a esta unidad, bien como Pliocena en toda su extensión, considerando la presencia de *Peteraurila cf. musculus* como un elemento reelaborado, o con zonación bioestratigráfica extensible al Plioceno, o bien como una unidad diacrónica cuyo depósito comenzó en el Messiniense y finalizó ya dentro del Plioceno.

En cualquier caso, desde el punto de vista paleogeográfico, estos depósitos indicarían la zona litoral, próxima a la línea de costa, del mar Plio-Messiniense que se extendía por el Campo de Cartagena más o menos sincrónico a la parte superior de las “Margas con ostreas” de MONTENAT (1973). Estas, en el sector más occidental de la hoja geológica de Murcia, libran microfauna marina que permite situarlas en la biozona de *G. margaritae* que abarca el Plioceno inferior-medio (NUÑEZ *et al.*, 1976). En nuestra zona de estudio, esta zona litoral seguiría una dirección aproximada E-O a lo largo del borde Norte de la Cuenca de Mazarrón, que en su mayor parte ya estaría emergida a partir de la línea E-O que delinean el relieve de Loma Larga y el Barranco de La Pinilla, siguiendo la prolongación septentrional, fuertemente deflectada, de la Falla de Palomares como elemento frontal del denominado “Arco de Águilas” (SILVA, 1994). Por tanto, el depósito de estas unidades litorales va acompañado de un importante cambio paleogeográfico, respecto a las margas messinienses de Cuenca descritas por MONTENANT (1973) y LAROUZIERE (1985), que vendría condicionado por el funcionamiento tardío y frontal del Arco de Águilas. De esta forma en el sector occidental (Acharas) se generaría un relieve moderado esculpido en las margas Messinienses y Tortonienses (Relieve de Loma Larga) a cuyo pie se adosarían los depósitos litorales y de plataforma somera de la Unidad Calcarenítica de las Acharas, mientras que en el sector más oriental (Cuesta de La Pinilla) el relieve sería menos enérgico permitiendo la instalación de barras litorales asociadas a pequeñas bahías, situadas más hacia el Sur, donde el desarrollo casi exclusivo de ostreidos alimentaba los cordones litorales lumaquéllicos de la Unidad Calcarenítica de La Pinilla.

2.3.3. USD III. Unidad de Lébor (S. Pedro)

2.3.3.1. *Alternancia de margas verdosas o versicolores y arenas con cantos de procedencia subbética (23) y conglomerados con cantos y bloques de procedencia subbética (24). Sistema aluvial marginal de Lébor. Plioceno inferior-Pleistoceno inferior*

Estos materiales responden a la instalación de los primeros sistemas aluviales marginales coherentes con el relieve actual, y que tenían sus cuencas instaladas en los relieves subbéticos situados al NO de la Falla Norbética, como atestigua la presencia de detríticos de materiales jurásicos y cretácicos, así como microfauna mesozoica resedimentada (SILVA, 1994). También cabe la posibilidad que estos materiales procedan del desmantelamiento de antiguas coberteras maláguides, que incorporan secuencias sedimentarias, similares a las del Subbético, y de

cuya presencia quedan remanentes en la Sierra de Espuña. En el sector de la hoja de Totana pueden diferenciarse al menos dos grandes sistemas aluviales individualizados; los abanicos de Lébor y Totana, a los que habría que unir el denominado abanico de Lorca que cubre la esquina NO de la hoja correspondiente. Estos sistemas, aunque en discordancia erosiva, suelen depositarse en continuidad estratigráfica con los depósitos messinienses que culminan el relleno de la Cuenca Neógena de Lorca, pudiéndose observar el contexto de estos sistemas marginales en relación con los depósitos messinienses marinos correspondientes a situaciones morfoestructurales previas. En todos los casos, el tránsito marino-continental se realiza mediante una unidad de transición de margas versicolores y arenas de carácter micáceo, que a gran escala dan lugar a secuencias de tipo negativo **(23)**, que pasa a potentes series de conglomerados y areniscas **(24)**.

Al igual que en la Hoja de Lorca, estos depósitos, junto con los yesos messinienses constituyen pequeños relieves marginales, alineados según la dirección de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia y separados de las sierras de la Tercia y Espuña por pequeñas depresiones tectónicas rellenas de materiales cuaternarios. Solo en el Abanico de Lébor, localizado entre las Sierras de la Tercia y Espuña, al pie del Alto de los Secanos (SO de Totana), es posible observar en las mejores condiciones el contexto de estos sistemas marginales en total continuidad con los depósitos de las series marina-terminales messinienses.

En la Unidad de transición basal de Lébor **(23)**, pueden diferenciarse dos grandes miembros (o formaciones) uno inferior y otro superior (SILVA, 1994): El miembro inferior está constituido por margas verdosas versicolores que alternan con pasadas de arenas de grano fino en facies Sh/Sl (15m), que hacia techo pasan a una potente serie (>100m) de arenas de grano medio-fino con estratificación cruzada Sp a gran escala con intercalaciones de margas arenosas rosadas edafizadas y cuerpos conglomeráticos de bases canalizadas en facies de gravas redondeadas Gm/Gp, que hacia techo se hacen más potentes y más masivos presentando facies de tipo debris-flow. El espectro litológico de estos conglomerados está constituido en gran parte por materiales de origen Maláguide o Subbético (calizas mesozoicas-nummulíticas). Toda esta unidad constituye una gran macrosecuencia negativa que representa la progradación de los sistemas marginales sobre los representantes más proximales de las llanuras costeras de la zona de conexión del Campo de Cartagena-Mar Menor-Depresión del Guadalentín. El miembro superior, está constituido por una potente serie (>70m) de margas arenosas de tonos blancuzcos, verdosos y rosados con pasadas de arenas de grano muy fino en facies Sh/Sl, y de yesos finamente estratificados en niveles de 10 a 30 cm de potencia, que representan la instalación de sistemas de transición marino-continental evaporíticos, posiblemente sebhas litorales (SILVA, 1994).

La Unidad de Conglomerados de cantos carbonatados mesozoicos **(24)**, aparece en discordancia erosiva sobre la anterior, y está constituida por una potente serie (>100m) de conglomerados de cantos y bloques ($\varnothing = 1,2m$) de calizas mesozoicas en la que se diferencian dos tramos. Un primer tramo de aspecto masivo, de unos 40m de potencia, que presenta facies Gm/Gms. Y un segundo tramo, de más de 60m de potencia, más organizado, constituido por cantos de menor tamaño en facies Gm, dispuestos en bancos de 3 a 5 metros, que alternan con arenas de tama-

ño grueso-medio de aspecto masivo. Estos depósitos, ya netamente continentales, representan la progradación definitiva de los sistemas aluviales marginales, constituyendo una macrosecuencia negativa a gran escala.

De acuerdo con MONTENAT *et al.* (1990a), en los abanicos de Lorca y Totana y en menor medida en el de Lébor, se registra una importante movilidad tectónica horizontal. A gran escala, todos estos sistemas aluviales se encuentran constituidos por numerosos lóbulos solapados. Estos lóbulos registran un importante desplazamiento sinistral a favor de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, que llegan a alcanzar valores máximos de unos 8 km en el Abanico de Totana (SILVA, 1994). En estos abanicos los diferentes lóbulos se encuentran más verticalizados cuanto más lejos se sitúan de la antigua salida. Un claro ejemplo de ello puede observar en el corte de la pequeña Rambla de Cari (al SO de Alhama de Murcia), donde los bancos de conglomerados presentan buzamientos de hasta 75° SO.

2.3.3.2. *Calcarenitas y margas laminadas y versicolores con abundante microfauna neógena y mesozoica reelaborada (25). Sistema litoral-estuarino del Saladillo. Plioceno inferior-medio*

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 del sector del Saladillo. El segundo, a techo, constituido por margas versicolores masivas ó finamente laminadas (según sectores). Al igual que ocurría en la unidad inmediatamente inferior anterior (22), dentro de esta se pueden diferenciar dos sub-unidades características, que representan diferentes sistemas deposicionales relacionados lateralmente (SILVA, 1994).

Las Calcarenitas y Margas laminadas de Las Acharas. Son características del sector occidental del escarpe ocupando el labio hundido de la Falla de Las Lomas. En este sector esta unidad se sitúa, en discordancia angular y erosiva, sobre la unidad anterior y está constituida por dos secuencias sedimentarias claramente diferenciadas. La primera, situada en la base, constituida por cuerpos de calcarenitas bioclásticas de grano fino-medio (grainstone) de geometría tabular en una secuencia grano-decreciente y estratocreciente. La asociación de facies característica está formada por laminación horizontal (Sh), cruzada de bajo ángulo (Sp) con ripples de oscilación a techo, orientados en trenes de direcciones N30-45E, indicando direcciones de oleaje ENE. Característica general es el aumento hacia techo de la secuencia de detríticos metamórficos (extracuencales) en las calcarenitas, como son fragmentos de pizarras, esquistos, granos de cuarzo, cuarcita y fundamentalmente micas, pero sin embargo no pierden su carácter calcarenítico bioclástico. Así mismo acompañando este aumento relativo de elementos extracuencales se registra una disminución de la bioturbación, que da lugar a la pérdida de las fuertes tonalidades amarillentas que caracterizaban la unidad inferior (22). Los diferentes cuerpos calcareníticos se interpretan como sistemas litorales y/o sublitorales de playa-isla barrera, en los que el aumento de elementos extracuencales nos anuncia la inminente llegada de depósitos de carácter continental.

Por encima de estos sistemas de playas, y en concordancia aparente, aparecen unas margas versicolores que hacia techo muestran una importante laminación, e intercalación de pequeños canales arenosos y niveles microconglomeráticos (SILVA, 1994). La laminación está constituida por una alternancia de margas arenosas blancas (22 a 10 cm de potencia) con niveles de tonos rosados de carácter algo más arcilloso (4 a 1 cm de potencia), bioturbados por raíces de tamaño muy fino y con numerosos restos de fragmentos vegetales de pequeño tamaño. Esta laminación no refleja la existencia de aportes diferentes, sino de pequeñas paradas en la sedimentación que permitirían la colonización vegetal y bioturbación de los depósitos anteriores. Hacia techo la laminación se hace más fina, y aparecen intercalados pequeños canales (30/40 x 100/120 cm) de arenas micáceas, netamente extracuencales, en facies Sp y St que incorporan niveles microconglomeráticos de gravas muy seleccionadas y redondeadas de pequeño tamaño (1cm ϕ) de cuarzo, cuarcita y esquistos.

El registro microfaunístico que libran las facies laminadas presenta una gran anomalía. En ellas se encuentra una mezcla de fauna continentaloide (ostrácodos) y de fauna marina (microforaminíferos) de diversas edades y ambientes (desde oceánicas hasta litorales), que registran una desproporcionada (muy elevada) presencia de formas planctónicas que no se corresponde con la presencia de los ostrácodos continentales oligohalinos (aguas dulces) pertenecientes a los géneros *Ilyocypris*, *Candona* y *Potamocypris* (J. CIVIS en SILVA, 1994.). Estos últimos, junto con algunas especies bentónicas litorales, constituirían la fauna autóctona ó para-autóctona de estos depósitos. Este hecho nos indicaría un episodio de resedimentación y de reelaboración de fauna muy importante, siendo característica de entre las formas planctónicas la numerosa presencia de Turborotálidos tortonienses (*T. obesa*, *T. acostaensis*), y Globorotálidos messinienses (*G. menardii* sl., *G. conomiozea*, *G. mediterranea*) en buen estado de conservación, y más importante aún la presencia de formas reelaboradas y muy desgastadas de Globotruncánidos mesozoicos (J. CIVIS en SILVA, 1994.).

Por otra parte, de entre los foraminíferos bentónicos cabe resaltar la relativa abundancia de especies oceánicas batiales arrastradas, como *Sphaeroidina bulloides*, *Gyordina soldanii*, *Heterolepa bellicioni* y *Melonis pompilioides*. Sin embargo, aunque menos abundantes, existen determinadas especies que si podrían considerarse acordes con el carácter litoral-continental del depósito, como son *Ammonia beccarii* (Lineé), *Bullimina elongata*, *Elphidium crispum*, *Textularia sagittula* Defrance y *Bullimina costata*, especies estas típicas de medios litorales-infralitorales de tipo estuarino actuales (PASCUAL CUEVAS, 1990), donde también es frecuente la presencia de ostrácodos continentales (individuos muertos) arrastrados hacia la desembocadura.

De este modo, los depósitos de margas versicolores laminadas podrían interpretarse como depósitos estuarinos de desembocadura, donde la mayor parte de las faunas marinas (mesozoicas, tortonienses y messinienses) serían reelaboradas y resedimentadas por canales fluviales procedentes de la Depresión del Guadalentín, patentes a techo de la secuencia. Hacia el Este esta secuencia pasa lateralmente a depósitos de carácter más marino que constituyen la siguiente sub-unidad de esta UMFS.

Las Calcarenitas y margas versicolores de La Pinilla son características del sector más oriental del Escarpe. Están constituidas por depósitos de tipo Lagoon-Isla barrera (SILVA, 1994). Al igual que en el caso anterior se pueden diferenciar dos secuencias; una calcarenítica en la base y otra margosa a techo. La primera está constituida por cuerpos pseudo-tabulares de calcarenitas de grano fino-muy fino de base plana, con laminación horizontal (Sh) y cruzada de bajo ángulo (Sp) variablemente bioturbadas por tubos de litófagos (burrows) horizontales y verticales rellenos de material margoso. A techo de cada uno de estos cuerpos es frecuente la presencia de ripples de oscilación. Al contrario que en el caso anterior, estos depósitos conservan netamente el carácter calcarenítico siendo poco frecuentes los elementos extracuenciales. Estos, en función de su carácter fundamentalmente litoral y de las características de facies margosas que presentan a techo, se han interpretado como sistemas de playa-barrera.

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 extracuenciales (micas, cuarcita, etc.), en facies predominantemente Sh que incluyen pequeños canales microconglomeráticos de elementos extracuenciales, 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 puntuadas 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 extracuenciales, acompañando a la asociación biespecífica *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 extracuenciales 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 continentaloides 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, Lébor y Totana (23 y 24). Estos marcan una 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 (p.ej. Paleoguadalentín, PaleolÉbor) 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 biespecífica, yesos diagenéticos) eurihalinos o hypersalinos, hasta biotopos lagunares con marcadas influencias de aportes de aguas continentales (canales y microconglomerados de detríticos extracuencales, presencia de ostrácodos continentaloides) 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 (25) junto con la infrayacente (22), constituirían 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.

2.3.3.3. Margas blancas, arenas micáceas y arcillas rosadas con suelos hidromorfos (26). Sistema lagunar-palustre del Saladillo. Plioceno superior-Pleistoceno inferior

Esta unidad se sitúa en discordancia progresiva y erosiva sobre la anterior, y se puede considerar la más homogénea (tanto en potencia como extensión lateral) dentro de la serie sedimentaria estudiada. Como todas las anteriores también muestra un carácter progresivamente más marino hacia el sector oriental y una tendencia evolutiva vertical de clara somerización, distinguiéndose dentro de ella dos miembros diferentes. El término basal corresponde con la Unidad de arenas micáceas y margas blancas del Saladillo, y el superior a la unidad de margas y arcillas con paleosuelos hidromorfos del Paretón descritas por SILVA (1994). Al Contrario que el resto de las unidades infrayacentes, ésta no presenta rasgos distintivos apreciables entre los sectores occidental y oriental del Saladillo, lo que sugiere que la actividad de la Falla de Las Lomas no interfirió con la sedimentación.

La Unidad de *Margas blancas y Arenas micáceas*, presenta sus rasgos más distintivos en el sector de las Acharas, donde se encuentra en clara discordancia erosiva sobre la Unidad litoral-estuarina (25), en la cual se encaja al menos unos ocho metros (SILVA, 1994). Posee más de 50m de potencia estimada, y está constituida predominantemente por margas y mudstones arenosos de tonos blancos de aspecto masivo, variablemente bioturbadas por huellas de raíces y con abundantes restos de gasterópodos. En estos materiales se intercalan cuerpos de arenas micáceas de distinta geometría. Los cuerpos arenosos de geometría canaliformes (8/5m x 250/100m) presentan estratificación de surco (St) e internamente están constituidos por un gran número de canales menores amalgamados de carácter *multilateral* y *multiepisódicos* que dan lugar a la estratificación cruzada de surco que se observa a gran escala. Presentan secuencias

y facies sedimentarias características de sistemas fluviales que discurren y/o alimentan llanuras de tipo costero (SILVA, 1994). Los cuerpos arenosos tabulares extremadamente planos (1 a 2m de potencia) y gran extensión lateral, con estratificación horizontal (Sh) y de tipo flasher con intercalaciones de arcillas rosadas y niveles microconglomeráticos, poseen bases ligeramente erosivas y pueden aparecer agrupados en paquetes de más de 4 metros de potencia o bien como cuerpos individuales intercalados en las facies margosas. Por último, hacia techo es más característica la presencia de una alternancia de arenas (Sh) y margas bioturbadas por huellas de raíces de gran extensión lateral. Estas se encuentran principalmente constituidas por paquetes de mudstones arenosos (3 a 5m de potencia) con abundantes restos de gasterópodos continentales muy alterados (individuos enteros y fragmentados). A techo se encuentran intensamente brechificadas presentando abundantes grietas y huellas de raíces de tamaño muy fino, que sugieren la existencia de procesos de desecación y reestructuración edáfica (no muy intensos) en estos depósitos (Fig 2.10).

Este conjunto de depósitos ha sido interpretado por SILVA (1994) como una extensa llanura costera, de tipo braided arenoso, con grandes canales intermareales (cuerpos canaliformes) y con zonas lagunares palustres de tipo intercanal (Mudstones) a las que ocasionalmente llegarían depósitos de desbordamiento de tipo *Sheet-splay* (cuerpos arenosos tabulares). Acorde con esta interpretación hacia el Este, en los relieves de la Morra y Los Mogotes los cuerpos de arenas micáceas ya empiezan a mostrar claras influencias marinas (ripples y de oscilación y laminación cruzada de bajo ángulo de tipo foreshore), siendo el afloramiento más oriental (Los Mogotes) casi por completo de carácter marino (SILVA, 1994).

En esta zona, los cuerpos arenosos individuales intercalados en la serie margosa constituirían auténticos depósitos de barras litorales que cerrarían parcialmente zonas lagunares litorales representadas por las margas blancas (SILVA, 1994).

En este mismo corte la serie culmina en un cuerpo arenoso de más de 2,5 m de potencia, en el que se observan superficies de erosión internas de migración de macroformas, que por su intensa bioturbación (removilización) podrían interpretarse como depósitos eólicos de tipo dunar de pequeño tamaño.



Fig. 2.10. Areniscas blancas micáceas con estratificación cruzada, laminación de ripples y bioturbación. U.26. F. San Pedro. Cañada de la Ballesta al Oeste de La Pinilla



Fig. 2.11. Paleocanal con relleno de areniscas micáceas, erosivo sobre margas y margocalizas blancas. U. 26. F. San Pedro. Cañada de la Ballesta al Oeste de La Pinilla

La *Unidad de margas y arcillas con paleosuelos hidromorfos*, posee sus cortes más representativos en la parte mas meridional del Canal de derivación del Paretón, donde se observa en continuidad estratigráfica sobre el miembro inferior de esta unidad (SILVA, 1994). En la Base del corte del Canal aparecen unos depósitos margo-arcillosos con rasgos hidromórficos muy acusados y con una clara tendencia a evolución fluvial en la vertical. Estos están constituidos por mudstones y margas arenosas de tonos gris-rosáceos que presentan tubos de raíces de gran tamaño rellenos por yeso, yesos lenticulares (sedimentarios) e intersticiales (diagenéticos), así como restos de fragmentos de gasterópodos muy alterados por procesos de reducción. Son frecuentes las intercalaciones de cuerpos arenosos, de 10 a 20 cm de potencia, de geometría tabular (Fig 2.11), 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.

Tres son los rasgos característicos que diferencian este miembro del anterior: 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 serían significativas, como lo indica la presencia de rasgos de brechificación en todos los paleosuelos (SILVA, 1994).

En conjunto toda esta Unidad puede interpretarse como el tránsito 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*). Esta UMFS en discordancia progresiva sobre la anterior tiene un carácter fundamentalmente regresivo, ya que los depósitos de llanura costera y fluvio palustres terminales, progradan hacia el este superponiéndose a los depósitos marino-litorales anteriores. SILVA (1994).

En cuanto a su edad, no existen datos paleontológicos de ninguna clase. Su atribución cronostratigráfica se hace complicada, ya que a pesar de representar globalmente un episodio claramente regresivo, dentro de ella se registran tendencias ligeramente transgresivas (Techo deL MIEMBRO INFERIOR en el sector oriental). Si bien, 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, donde el sistema de transición característico esta representado por la Calizas Lacustres de San Pedro de MONTENAT (1973), que también registran claras influencias marinas en su sector más oriental (SOMOZA, 1989).

2.4. CUATERNARIO

Los principales depósitos cuaternarios de la Hoja de Totana responden mayoritariamente a los depósitos fluviales y sistemas de abanicos aluviales desarrollados en la Depresión del Guadalentín así como en su zona de conexión con el 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, 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 su zona de conexión con el Campo de Cartagena-Mar Menor.

En la Depresión del Guadalentín los sistemas aluviales responden a sistemas marginales sin y post-tectónicos relacionados con los *frentes montañosos de falla* desarrollados a lo largo del accidente sinistral de Lorca-Alhama de Murcia, a cuyo pie pueden alcanzar potencias que sobrepasan los 60m. Éstos 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 resultantes han sido estudiadas por SILVA *et al.* (1992a y b; 2003a) y SILVA (1994). 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 encajados 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 mas finas sobre su significado ambiental dentro del periodo Cuaternario.

También son importantes los depósitos relacionados con las zonas endorreicas centrales de la actual Depresión del Guadalentín desarrolladas durante el Pleistoceno superior y Holoceno (SILVA, 1994). En su sector central los depósitos fluvio-palustres llegan a alcanzar potencias vistas de más de 17m. 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 (CALMEL-ÁVILA, 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).

2.4.1. Conglomerados, arenas, y arcillas en facies fluviales con paleosuelos pardo-rojizos **(27).** Sistema Fluvial del Paleo Guadalentín. Pleistoceno inferior-medio

Los afloramientos correspondientes a esta unidad sedimentaria se extienden a lo largo de todo el Escarpe del Saladillo y relieves limítrofes, así como a lo largo de todo el borde Sur de la Sierra de Carrasoy donde, como veremos posteriormente, se corresponden en parte con los sistemas aluviales Cuaternarios de Rebate y Campoamor de SOMOZA (1989). No obstante, el corte tipo donde puede observarse una sección continua de toda esta unidad, en continuidad con unidades anteriores y posteriores de más de 120m de potencia se localiza en la margen derecha del Guadalentín y a lo largo de una parte del trazado del Canal del Taibilla. Dentro de esta unidad se pueden diferenciar cuatro subunidades fluviales de carácter netamente fluvial que se disponen en discordancia progresiva. Éstas registran una evolución progresiva desde sistemas fluviales fundamentalmente dominados por depósitos de llanura de inundación y canales de alta sinuosidad (de tipo meandriforme) en la base, hasta sistemas braided arenosos y de gravas con canales más rectilíneos a techo, culminando con su sustitución quasi-súbita por sistemas de abanicos aluviales procedentes de los relieves de las Sierras de Almenara, Algarrobo y Carrasoy (SILVA, 1994).

Los espectros litológicos de estos depósitos, al igual que los que constituyen las unidades estratigráficas anteriores (facies estuarinas, y de llanura costera 25 y 26 respectivamente), delatan su relación con cursos de agua que, con direcciones generales O-E, procedían de la Depresión del Guadalentín (SILVA, 1994). Dentro de éstos, serían las ramblas del Guadalentín y de Lébor los cursos principales, aunque afluentes de primer orden como la Rambla del Puntarrón (que procede de la Sierra de Almenara) también serían importantes.

Las diferentes subunidades poseen las siguientes características morfosedimentarias:

Subunidad fluvial meandriforme de llanura de inundación. Con una potencia máxima de 32m, se encuentra en discordancia progresiva y erosiva sobre la UMFS anterior, encajándose en ella un máximo de 3,7m. La base de esta unidad está constituida por unas facies arenosas canalizadas que rellenan totalmente los paleocanales de más de 4m de anchura que erosionaron el techo de la unidad infrayacente (26). El resto de la secuencia que constituye esta unidad está formada fundamentalmente por depósitos arcillosos masivos de llanura de inundación con intercalación de cuerpos arenosos de tamaño y origen variado, que es expansiva con respecto al tramo inferior canalizado.

De forma general, en esta subunidad, se reconocen tres secuencias menores de carácter granodecreciente y estratocreciente que culminan en horizontes edáficos desigualmente desarrollados. Dentro de cada una de estas secuencias menores las asociaciones de facies características indican que estos materiales fueron depositados por sistemas deposicionales fluviales de tipo meandriforme dominados por carga esencialmente lutítica y desarrollo de estructuras y secuencias verticales típicas de acreción lateral (SILVA, 1994). Las asociaciones de facies características son tres: rellenos de canal meandriforme, depósitos de inundación-

desbordamiento y paleosuelos. Estos últimos responden a paleosuelos pardos decapitados con horizontes B poco desarrollados caracterizados por poseer una estructura Blocky con desarrollo de cutanes muy limitado, numerosas huellas de raíces de pequeñas dimensiones, rizolitos y un significativo moteado de tipo pseudo-gley. Sin embargo, a techo de la Unidad se desarrolla un importante paleosuelo rojo (10R 4/8) muy desarrollado, del que solo se conserva su horizonte Bt, de 290 cm metros de potencia, con una estructura prismática de gran desarrollo vertical en la que se observan cutanes de arcilla mesoscópicos, tubos de raíces y grietas rellenas de yeso y moteados de tipo pseudo-gley. Estas características hidromórficas permiten incluso diferenciar un horizonte Btg de al menos 110cm, indicándonos posiciones del nivel freático muy cercanas a la superficie. Este tipo de procesos son característicos de series fluviales agradantes, en las que el nivel freático ocupa posiciones cada vez más elevadas dentro de la serie sedimentaria quedando los sucesivos paleosuelos (ya formados) dentro de la influencia de la zona freática (KRAUS y BOWN, 1988). En conjunto, las diferentes características que se registran en esta UMFS, secuencias granodecrecientes con cuerpos arenosos basales, desarrollo de paleosuelos, rasgos de hidromorfía, etc, han de relacionarse con una mayor actividad de los sistemas proximales, que instalados en el margen occidental de la Depresión del Guadalentín, los alimentaban. En definitiva, una progradación distal de los sistemas fluviales que constituirían una amplia llanura aluvial terminal que se dirigía en sentido O-E hacia el Campo de Cartagena-Mar Menor, y que probablemente no estaba conectada con el nivel del mar (SILVA, 1994).

Subunidad fluvial de Canales y Ramblas. Con una potencia máxima de 28m, se encuentra en discordancia progresiva y erosiva sobre la subunidad anterior, encajándose en ella un máximo de 7,8 m. La base de esta unidad está constituida por facies bréchico-conglomeráticas fuertemente canalizadas que rellenan totalmente paleocanales de entre 3 y 12 m de anchura que erosionaron el techo de la subunidad anterior. El resto de la secuencia que constituye esta unidad está formada fundamentalmente por depósitos margo-arcillosos de inundación en los que los cuerpos o intercalaciones arenosas son raros, pero en los que sí que son frecuentes las intercalaciones de niveles evaporíticos laminares, sobre todo a techo de la unidad. Al igual que en la unidad anterior estos depósitos son expansivos con respecto al tramo inferior canalizado. También, al igual que en la unidad anterior dentro de esta UMFS se reconocen tres secuencias menores de carácter granodecreciente que culminan en horizontes edáficos desigualmente desarrollados. La primera constituye únicamente la secuencia canalizada inferior de relleno de paleoramblas, mientras que las dos superiores representan dos secuencias menores de características margo-arcillosas de llanura de inundación. En estas últimas es frecuente la presencia ocasional de alternancia de margas arenosas y arcillas en bandas de 5 a 8 cm de espesor, que presentan intercalaciones de niveles de yesos laminares muy finos (2-3cm de espesor) y de escasa extensión lateral (no más de 4m) que pueden interpretarse como pequeñas zonas palustres de tendencia evaporítica originados en charcas efímeras de pequeñas dimensiones que se generarían como consecuencia de importantes eventos de inundación.

Las facies canalizadas poseen lag basales de gravas y bloques subangulosos de hasta 37 cm de diámetro en facies Gm, que incluyen característicamente costras bréchicas kársticas de

tonos rojos, calizas mesozoicas, calizas y margas terciarias, así como litoarenitas y cantos blandos de menor tamaño reelaborados del paleosuelo rojo de la subunidad anterior, en el cual tallan auténticas terrazas fluviales y llegan finalmente a fosilizar. Esta secuencia basal canalizada es característica a lo largo de todo el Escarpe del Saladillo. Sin embargo también se registra en posiciones más marginales (La Morra, La Molata, relieve de Loma Larga, etc.) con características ligeramente diferentes, ya que incorporan grandes bloques de calizas de algas y recifales, riolitas tortonienses, ausentes en el corte del Paretón. Éstas indican la existencia de una clara red de tributarios procedentes de relieves inmediatamente limítrofes (Algarrobo, Almenara) y apunta que definitivamente la antigua cuenca de Mazarrón ya estaría definitivamente emergida actuando como área fuente de sedimentos (SILVA, 1994). Las direcciones de paleocorrientes indican direcciones dominantes N60-70E, no obstante medidas de imbricaciones (lag basal) indican direcciones entre N40E y N10E hacia el NNE. Esta secuencia basal tiene lugar tras un episodio de encajamiento de algo más de 7,5m de valor medio, que sin duda es el responsable de la organización y jerarquización de la red de tributarios en los relieves limítrofes. Así, adosados al borde Sur de la Sierra de Carrascoy también se observan depósitos de estas mismas características y con espectros litológicos similares, aunque de menor energía. Casos relevantes son los que se pueden observar en los cortes de la Rambla del Hondo y la del Puerto de San Pedro (este último ya en la Hoja de Murcia).

Como ya se ha indicado, las dos secuencias menores superiores, constituyen el techo de la unidad, y son claramente expansivas sobre las facies canalizadas brecho-conglomeráticas de la primera sub-unidad. A techo de cada subunidad se desarrollan paleosuelos pardo-rojizos (2,5YR 4/6 a 5YR 4/4) con grados de evolución más o menos homogéneos. El que culmina esta UMFS, con un horizonte Bt (2,5YR 4/6) decapitado, es el más potente (>2m). Dentro de estos depósitos se observan dos facies características.

Subunidad fluvial de sistemas braided arenosos. Con un desarrollo vertical cercano a los 40m, es la más potente de las subunidades fluviales, y al igual que las precedentes se encuentra en discordancia progresiva y erosiva sobre la anterior, en la que se encaja un máximo de 3,2m. Al igual que la unidad anterior, registra períodos de disección/agradación, en este caso más frecuentes pero de menor entidad. Dentro de ella se reconocen cuatro secuencias menores de carácter granodecreciente separadas por paleosuelos, que muestran una evolución vertical sistemática desde depósitos de tipo braided arenoso hasta otros de tipo llanura de inundación arcillosa. En este caso todas las secuencias poseen una gran extensión lateral, estando las facies canalizadas con bases erosivas fundamentalmente restringidas a la base de las distintas secuencias, mientras que sus techos se caracterizan por el desarrollo de paleosuelos. Las cuatro secuencias menores se pueden agrupar en dos secuencias mayores. En la primera dominan los depósitos arcillosos de llanura de inundación, y en la segunda los depósitos arenosos de grano fino-medio que incluyen un variado cortejo de llanura arenosa braided y lóbulos de derrame.

Las facies conglomeráticas son menos abundantes y prácticamente se restringen al lag basal de la unidad (el más importante) como a los intersecuenciales. Éstos reflejan episodios inter-

nos de diseción/agradación que dan lugar a morfologías de paleoterrazas, y están constituidos por cantos muy redondeados de calizas nummulíticas jurásicas, costras kársticas rojas, calizas terciarias, cuarcitas y de rocas metamórficas más alargados, así como por cantos blandos de carácter arcilloso reelaborados de la unidad anterior. El techo de las secuencias está caracterizado por el desarrollo de paleosuelos rojos decapitados, que únicamente conservan su horizontes Bt (5YR 4/4), de más de 2m de potencia, con estructura prismática de gran desarrollo vertical, en la que se pueden observar cutanes de arcilla de pequeñas dimensiones.

Subunidad fluvial de sistemas braided de gravas. Con un desarrollo vertical cercano a los 10m, es la subunidad de menor potencia. Con una dirección N80E y un buzamiento de 5°N, al igual que las precedentes, se encuentra en discordancia progresiva y erosiva sobre la anterior. Dentro de esta UMFS se reconocen dos secuencias menores de carácter granodecreciente sin desarrollo edáfico intermedio, que muestran una evolución vertical sistemática desde depósitos de gravas con base erosiva hasta otros de tipo llanura de inundación arcillosa. Las dos secuencias poseen una gran extensión lateral, y aunque contienen facies de relleno de canal no presentan indicios, al menos en esta zona, de desarrollo de paleoterrazas o depósitos fuertemente canalizados.

Dentro de esta Unidad, las facies más características son: Cuerpos de gravas con base erosiva, arcillas de llanura de inundación que presentan un paleosuelo pardo-rojizo de techo de la unidad. Los cuerpos de gravas constituyen la base de las dos secuencias, poseen potencias que oscilan entre los 2 y los 4,5m y bases erosivas que muestran encajamientos inferiores a 1m. Por lo general dan lugar a secuencias granodecrecientes que culminan en niveles de arenas de grano medio. Están constituidas por gravas subredondeadas de 2 a 7cm de diámetro y medianamente seleccionadas, que se presentan en facies Gt minoritarias (fundamentalmente en la base), y más frecuentemente Gm imbricadas y Gp con estructuras de acreción lateral evidentes. Las imbricaciones indican direcciones de paleocorrientes comprendidas entre ENE y E, mientras que las estructuras de acreción lateral indican migración de barras de gravas hacia el NNE. Estos cuerpos culminan en litoarenitas de grano medio-grueso en facies Sp o más frecuentemente Sh intercaladas con paquetes de gravas de pequeño tamaño Gm. Desde el punto de vista de su espectro litológico, en estos cuerpos se registra un aumento significativo de rocas metamórficas (esquistos, pizarras, cuarcitas, diabasas, etc.) sobre las calizas jurásicas y terciarias, que nos indicaría una mayor importancia de los relieves Alpujárrides (Sierra de la Tercia) y Nevado-Filábrides (Sierra de Almenara) como áreas fuente de sedimentos. Estos cuerpos poseen una gran extensión lateral y geometrías de tipo tabular, pudiendo interpretarse como sistemas deposicionales fluviales de tipo braided dominados por carga de fondo. La elevada frecuencia de estructuras de acreción lateral en estos depósitos, parece indicar que estos sistemas tendrían un grado de sinuosidad relativamente alto (SILVA, 1994). En el resto de los afloramientos, situados en posiciones más marginales, estos cuerpos de gravas poseen geometrías canaliformes en cuerpos de 2 a 3 m de potencia con una extensión lateral de más de 200m, mostrando direcciones generales entre N110E y N80E.

Las arcillas de llanura de inundación constituyen los términos superiores de las dos secuencias menores que constituyen esta unidad, y se presentan como arcillas muy arenosas masivas de tonos pardos en las que no se registra ningún tipo de carácter edáfico. Tan sólo a techo de la unidad muestra rasgos muy evolucionados. Se observa un paleosuelo decapitado que únicamente conserva un horizonte Bt (5YR 5/6) de 1,7m de potencia. Posee estructura prismática fuertemente desarrollada en cuya base es característica la existencia de nódulos y concreciones de carbonatos. Por lo general se observan huellas de raíces de aspecto reticular rellenas de arcillas rojas (7,5YR 5/6) procedentes del lavado de la unidad que se sitúa por encima. Así mismo, partiendo del techo de esta UMFS aparecen unas grietas y fracturas (N110-70E) de gran desarrollo vertical, rellenas de las mismas arcillas rojas, que en los cortes de La Morra y Casas de las Lomas llegan a alcanzar la base de la segunda subunidad fluvial, profundizando más de 17 metros en la serie sedimentaria. Estas fracturas y grietas son sistemáticamente fosilizadas por la siguiente unidad sedimentaria.

En definitiva esta subunidad culmina el ciclo fluvial del Guadalentín-Paretón. Con respecto a la anterior unidad registra una progradación distal de facies más proximales (braided de gravas) correspondientes a los sistemas proximales situados en la Depresión del Guadalentín. Por otra parte, dentro de esta UMFS se verifica la implantación de los relieves de la Tercia y de Almenara como áreas fuente de sedimento efectivo, reflejado en el aumento significativo de materiales alpujárrides en el espectro litológico de los cuerpos de gravas. En el conjunto de la Cuenca del Campo de Cartagena-Mar Menor es importante resaltar que las dos últimas subunidades fluviales, de carácter braided, únicamente se desarrollan al Oeste del “Eje de las Victorias”, un umbral topográfico de dirección Norte-Sur que atraviesa la hoja de TORREPA-CHECO. Su salida hacia el Mar Menor se encontraba obturada por este umbral, estando representados sus depósitos por unas facies conglomeráticas muy enérgicas de desembocadura denominadas por SILVA (1994) como los “*Los Conglomerados del Estrecho*”. Por el contrario las dos primeras subunidades, de carácter más meandriforme y con importantes episodios internos de encajamiento, se relacionan claramente con las unidades aluviales de Rebate y Campoamor de SOMOZA (1989). La última es considerada por SILVA (1994) de carácter mixto aumentando su carácter fluvial a medida que nos movemos hacia el Sur y el Este.

En relación a los datos que permiten apoyar la cronología de esta importante secuencia fluvial, tan sólo 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 Ma (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. Ésta 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 buena parte del medio.

2.4.2. Conglomerados, arenas y arcillas aluviales cementadas y con desarrollo de calcretas laminares (F. Sucina s.l.) **(28)**. Pleistoceno medio

Con carácter subhorizontal, se encuentra en discordancia erosiva y angular sobre toda la serie sedimentaria descrita anteriormente y culmina el relleno sedimentario de la zona de conexión del Campo de Cartagena-Mar Menor-Depresión del Guadalentín. Dependiendo de su situación geográfica se encuentra erosionando tanto a términos pertenecientes a las unidades marinas, como de transición o más característicamente fluviales. Posee potencias que no superan los 4-5m, y en todos los casos presenta dos partes características: Una basal de carácter sedimentario, constituida por depósitos de abanicos aluviales fuertemente cementados, tanto en facies proximales como distales y otra culminante de carácter edáfico, 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).

Esta unidad se encuentra formada por sistemas de abanicos aluviales muy extensos y de muy poca pendiente procedentes de los relieves que circundan la zona de conexión del Campo de Cartagena-Mar Menor-Depresión del Guadalentín, integrados por la Sierra de Carrascoy al Norte, y las del Algarrobo y Almenara al Sur, así como antiguos relieves labrados sobre los materiales terciarios de la Cuenca de Mazarrón. En la presente Hoja, los cortes más característicos se encuentran situados, tanto en el Escarpe del Saladillo, como en los cortes del FFCC abandonado Cartagena-Lorca. También a techo del relieve residual de Loma Larga, situado ya en el sector Norte de la Cuenca de Mazarrón, se encuentra bien representada esta unidad. En toda la extensión de la hoja existe un neto predominio de los espectros litológicos procedentes de las Sierras del Algarrobo y Almenara, situadas al Sur, sobre los de Carrascoy, constatado por el relevo de facies proximales a distales hacia el Norte (SILVA, 1994). Esta procedencia Sur de los abanicos aluviales, marcan la mayor anomalía que presenta este sistema y es que los abanicos aluviales que los alimentaban se encuentran “decapitados” a lo largo del Escarpe del Saladillo como consecuencia de la acción remontante de las Ramblas de las Moreras y el Puntarrón durante los periodos más recientes (SILVA, 1994; SILVA *et al.*, 1996; BARDAJÍ, 2000).

En cuanto a sus características sedimentarias las facies proximales están constituidas por conglomerados muy cementados con estratificación cruzada planar y de surco, con carácter granodecreciente que culminan en un nivel superior más areno-arcilloso que culminan en paleosuelos pardo-rojizos bien desarrollados de 1m de potencia con horizontes argilíticos Bt (7,5YR 5/6 a 5YR 4/6), que por norma general se encuentra afectado por un importante proceso de recarbonatación posterior consecuencia del desarrollo de las Calcretas que soportan a techo. En las zonas distales mas arcillosas, los paleosuelos son muy desarrollados, presentando horizontes argilíticos Bt (7,5YR 4/8) con estructura prismática de gran desarrollo vertical, y cutanes arcillosos de grandes dimensiones. En estas zonas, en ocasiones se observa el desarrollo

de horizontes Btc inferiores que indican la superposición de, al menos dos episodios edáficos (SILVA, 1994). En los cortes correspondientes al FFCC abandonado (p.ej. Venta Seca, Casa del Manzano), se observan paleocanales de direcciones comprendidas entre N340E y N20E, lo que nos informa acerca del carácter radial (característico de abanicos aluviales) y del escaso poder de encajamiento de los canales que los alimentaban (SILVA, 1994).

Las acumulaciones calcáreas que se desarrollan a techo presentan 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*". Éste 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, 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. 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 aquí descritas, sino que también afectan a cualquier tipo de superficie deposicional y/o erosiva existente durante este periodo. 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 franceses en la década de 1970 (MONTENAT, 1977; DUMAS; 1979).

2.4.3. Bloques y gravas de procedencia bética cementados, verticalizados y con discordancias internas **(29)**. Pleistoceno inferior-medio

Se sitúan en discordancia angular y erosiva sobre las facies conglomeráticas con cantos mesozoicos del Sistema marginal de Lébor (24), y presentan potencias de, al menos, 20 m. Están constituidos por conglomerados de espectro litológico totalmente diferente de los anteriores, dominado por cantos de esquistos, cuarcitas, pizarras, y en menor proporción por calizas mesozoicas re trabajadas. Se encuentran dispuestos en bancos verticalizados de geometría tabular, de 2 a 3 metros de potencia, en discordancia progresiva con buzamientos que pueden oscilar entre los 85 a los 65°. Conforman secuencias estratocrecientes y granodecrescentes de tipo Gms/Gm-Sh-F (Debris-flow-Sheetflood-limos distales) con cantos de menor tamaño y más angulosos que en la unidad anterior (x3cm; Ø 7cm), pero que pueden incorporar bloques de materiales metamórficos de hasta Ø 60cm. Esta unidad marca un cambio importante en el tipo de sedimentación y de la tendencia negativa de las unidades anteriores, caracterizada por la sustitución de los grandes sistemas aluviales que conforman las unidades anteriores 23 y 24 (Abanicos de Lébor, Lorca y Totana), por sistemas aluviales más pequeños y de carácter torrencial, mas relacionados con los sistemas de ramblas directas que actualmente drenan la Depresión del Guadalentín (SILVA, 1994). En este sentido también se registra un significativo cambio en la procedencia de los materiales con respecto a las unidades anteriores (cantos de calizas mesozoicas a metamórficos).

Este cambio en la procedencia de los aportes es un hecho característico del sector central de la Depresión, donde sus bordes están delimitados por los macizos béticos (Alpujárrides y Maláguides) de las Sierras de la Tercia y Espuña, y por los materiales sedimentarios correspondientes al relleno neógeno de las cuencas de Lorca y Totana-Mazarrón. En el corte de la Rambla de Cari (SO de Alhama de Murcia), también se registra este cambio de espectro litológico en los sistemas aluviales marginales acompañado por una discordancia angular, aunque en este caso se verifica un importante aporte de materiales maláguides en todas las unidades, y únicamente la primera unidad está constituida fundamentalmente por material Mesozoico. Sin embargo la última unidad registra un aumento importante de esquistos, pizarras y cuarcitas. En la zona de Lorca, el cambio de espectro litológico se verifica de manera tan brusca como en la de Lébor, reducido únicamente a la última unidad. 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, y muy en concreto a los relieves interpuestos (lomas de presión) generados a lo largo de la ramificación meridional de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia (SILVA *et al.*, 1992a; 1993; SILVA, 1994; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992).

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 mí-

nimo, 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 medio plena.

2.4.4. Conglomerados y arenas cementados con desarrollo de calcretas masivas **(30)** (Abanicos aluviales). Pleistoceno medio.

Esta unidad representa la primera fase deposicional de abanicos aluviales pleistocenos que conserva expresión geomorfológica. Sus depósitos se sitúan en discordancia angular y progresiva sobre las formaciones conglomeráticas anteriores (28 y 29), con 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. En esta misma dirección el buzamiento se va haciendo progresivamente menor (desde 65° a 40°), registrando el desarrollo de una discordancia progresiva interna. Sus depósitos están mayoritariamente constituidos por gravas y conglomerados, predominantemente en facies Gms y Gm, de cantos subangulosos y poco seleccionados. Su espectro litológico está dominado por cantos de litología Alpujárride (cuarcitas, esquistos, pizarras, etc.) y 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 o 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 casos 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 carácter “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 “cons-

tantes” 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, dió lugar al drástico cambio de áreas fuente y al depósito de la Unidades Conglomeráticas verticalizadas anteriores (29 y 24).

En este sector, al pié de las Sierras de la Tercia y Espuña, esta unidad se encuentra rellenando pequeñas interdepresiones tectónicas localizadas entre las dos ramas principales de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, que en algunos casos llegan a sobrepasar, como ocurre en las Ramblas de la Salud (hoja de Lorca) y de Sisquilla (hoja de Totana), las cuales constituyen verdaderos “alluvial gaps” a favor de los cuales se observan las relaciones directas entre estos depósitos y los precedentes (29, 24 y 23). Sus depósitos pueden alcanzar potencias de más de 20m y en todos los casos se encuentran afectados distalmente por la rama sur de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, a lo largo de la cual se ponen en contacto inverso con los materiales yesíferos y margosos messinienses (20 y 21) a favor de saltos acumulados de falla que superan los mencionados 20m. En el interior de estas depresiones estas superficies se encuentran fuertemente disectadas por la red fluvial actual y en la mayor parte de los casos soportan el desarrollo de calcretas con diferente grado de madurez, pero por lo general no llegan a presentar los rasgos de madurez de las calcretas desarrolladas en la Zona de conexión con el Campo de Cartagena-Mar Menor.

El desarrollo edáfico se ve fundamentalmente favorecido por el encajamiento de los canales alimentadores de los abanicos y las zonas más proximales adyacentes a éstas se verían ya libres de sedimentación (WRIGHT y ALONSO ZARZA, 1990). En otras ocasiones, la exposición sub-aérea definitiva se produce como consecuencia, de la incorporación de estas superficies a pequeños relieves de origen tectónico (micro-horsts), como es el caso de los relieves aislados desarrollados al NE de Totana (p.ej. Cabezo Gordo). Las calcretas desarrolladas en las zonas proximales de los abanicos, al pié de Sierra de Espuña, llegan a desarrollar un estado de madurez apreciable, siendo el característico el estadio IV de MACHETTE (1985). Pueden desarrollar horizontes laminares (<20cm), en ocasiones superficialmente brechificados, pero su rasgo característico es el desarrollo de potentes horizontes masivos y/o de gravas con cubiertas, que en conjunto alcanzan potencias algo superiores al metro (SILVA, 1994). Por contra, en las calcretas desarrolladas en los pequeños relieves tectónicos, y zonas más distales la acumulación de carbonatos posee una clara componente freática y/o vadosa y los horizontes laminares (cuando existen) son muy delgados. Por lo general no alcanzan, o alcanzan a duras penas el estadio IV de MACHETTE (1985).

La posición cronológica de esta unidad, por correlación con unidades anteriores y por el desarrollo edáfico y estado de disección de sus superficies, aunque en un principio atribuida al Pleistoceno inferior (SILVA *et al.*, 1992c), posteriormente ha sido considerada como Pleistoceno medio avanzado (SILVA, 1994).

2.4.5. Gravas muy cementadas con bloques dispersos **(31)** (Coluviones antiguos). Pleistoceno medio

Éstas constituyen formaciones de carácter mixto, talud de derrubios y abanicos y conos, que se disponen orlando la base de los relieves marginales más importantes de las Sierras de Espuña y Carrascoy. En esta última son muy frecuentes también alrededor de los relieves residuales (tipo monte isla) que surgen del piedemonte. 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 más de Ø1m en general 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 40°, que van amortiguándose hacia techo donde son comunes las superficies deposicionales con buzamientos en torno a los 20°. 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 primera fase deposicional de abanicos aluviales (30), de los que son coetáneos, aunque en la mayoría de las ocasiones es raro el desarrollo de calcretas laminares.

2.4.6. Gravas, arenas y arcillas débilmente cementadas **(32)** (Abanicos aluviales). Pleistoceno medio-superior

Aunque en discordancia progresiva sobre la fase deposicional anterior (30), 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 a 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 a lo largo del trazado de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia. 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, cada uno de ellos con secuencias de tipo positivo. Éstos 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 gravas imbricadas (Gi) 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: Estos muestran por lo general un apreciable desarrollo

edáfico representado por el desarrollo de suelos pardo-rojizos y pardos truncados, de los que sólo se conservan sus horizontes argilíticos y carbonatados, con potencias que nunca superan los 40cm. 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, siendo el corte más característico en este aspecto el de la Rambla de Sisquilla, al NE de Totana (SILVA, 1994).

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. Este episodio refleja el cese de la actividad tectónica importante a lo largo de dichos 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 de la Depresión. Éstos 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).

Por el contrario, en la zona del Campo de Cartagena-Mar Menor los cuerpos sedimentarios pertenecientes a esta fase deposicional poseen mayor extensión cartográfica, pero menor potencia. En todos los casos su relación con los cuerpos sedimentarios anteriores es de agradación distal en offlap, e incluso de claro encajamiento. Se corresponden con el Sistema de La Murta descrito por SOMOZA, 1989; SOMOZA *et al.*, 1989), siendo característicos de la vertiente Sur de la Sierra de Carrascoy y Norte de la del Algarrobo. También aparecen con este mismo dispositivo en el sector de la Sierra de Hinojar que ocupa la Esquina SO de la hoja. 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. Sólo en el caso de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia la actividad tectónica fue importante.

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 interglacial (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).

2.4.7. Gravas, arenas y arcillas sin cementar **(33)** (Abanicos aluviales con agradación distal). Pleistoceno superior

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.

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 los cuerpos de abanicos holocenos **(38)** y recientes o activos **(41)**. Éstos, al contrario que en las dos primeras fases, y debido al fuerte carácter disectivo y progradante del estilo sedimentario dominante, se encajan distalmente unos en otros a partir de sucesivos puntos de intersección adoptando un dispositivo de agradación distal en offlap (SILVA *et al.*, 1992a; 1992b). Este hecho provoca que cada uno de los episodios deposicionales mayores posea expresión geomorfológica propia, caracterizada por el desarrollo de extensas superficies de poca pendiente, constituidas mayoritariamente por depósitos de tipo sheetflood. Estos depósitos, poseen poca potencia, no llegando nunca a sobrepasar los 1,5m de potencia. Las facies dominantes son variadas, como Gi (Gm), delgados niveles laminares Sh, Sp, y arcillas. Las facies de gravas imbricas (Gi) sólo son importantes en los primeros episodios deposicionales, y aguas abajo de los sucesivos puntos de intersección en los abanicos aluviales más extensos (p.ej. Abanicos de Totana y Lébor.), siendo las facies de arenas (Sh y Sp) y arcillas las dominantes en los abanicos de menor envergadura, y en los últimos episodios deposicionales.

Al igual que las dos primeras fases, su desarrollo registra una discordancia progresiva, que aunque de menor entidad, es significativa, observándose un progresivo decrecimiento de las pendientes deposicionales desde los 8° hasta superficies subhorizontales. Por lo general, es raro observar afloramientos en los que se detecte (en corte) las relaciones existentes entre los depósitos de esta fase y los pertenecientes a las anteriores, pero en los casos en que sucede se registra una discordancia progresiva. 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 los piedemontes de Carrascoy y Algarrobo. En estas zonas, estudiadas por SOMOZA (1989) y SOMOZA *et al.*, (1989), las superficies de los abanicos pueden aparecer ligeramente encostradas y reciben la denominación de "Sistema Aluvial de Corvera".

Aunque dentro de la escala temporal esta tercera fase deposicional sería la que abarcara menor tiempo, a escala cartográfica es la mejor representada, ya que cada uno de sus episodios deposicionales posee expresión geomorfológica propia. En este sentido el periodo temporal que abarca esta fase deposicional, se encuentra fundamentalmente representado en la horizontal, y no en la vertical, siguiendo la progradación de los sistemas marginales hacia zonas centrales de cuenca. Como se ha comentado, este dispositivo de agradación distal se prolonga sin solución de continuidad en los cuerpos de abanicos holocenos (38) y recientes (41). Cronológicamente abarcarían el comienzo del último periodo glacial y la correspondiente deglaciación (ISS 4, 3 y 2), mientras que los más recientes se prolongarían durante el presente interglaciación (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 s.l. Dataciones de ¹⁴C (MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*, 2000; 2001), realizadas en terrazas depositadas en las trincheras de abanico que disectan las superficies de la segunda fase deposicional (zona de Lorca), indican que su depósito tuvo lugar con anterioridad a los 16.400 ± 270 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 glacial y la deglaciación (aprox. Últimos 30 ka.) con máximos post-glaciares en ca. 19-16 y 11-13 ka BP.

2.4.8. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos **(34)** (Fondo de valle colgado). Pleistoceno superior

Se incluyen en este epígrafe los depósitos que se conservan rellenando el fondo de valles laterales colgados sobre las actuales ramblas del Paretón y Puntaron (en esta última no cartografiados a la escala de trabajo), así como los desarrollados al NNE de Totana aguas arriba de las lomas de presión desarrolladas a lo largo de la rama Sur de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia.

Los primeros, en la Esquina SO de la Hoja, corresponden a la zona de cabecera de la Rambla de Las Moreras y constituyen auténticos valles colgados. Estos fondos de valle se encuentran colgados a más de 13-14 m de altura, y poseen rellenos discretos, de poca potencia (2-3m) que se encajan ligeramente, bien sobre el sustrato margoso (Paretón), bien sobre las superficies de glaciares de cobertera que descienden del relieve de Loma Larga. Por lo general se encuentran poco retocados por la incisión 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 ($> 1\text{m}\varnothing$) 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 éstos varía según el área fuente, pero son comunes los bloques de Calcarenitas y fundamentalmente calcretas de geometría rectangular. En los no cartografiados procedentes de Almenara, son además comunes los materiales metamórficos

alpujárrides y volcánicos neógenos procedentes de este relieve. 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. Por correlación con los niveles de terraza equivalentes por cotas, se les atribuye una edad entre el Pleistoceno medio y el superior.

Los segundos, cerca de la Esquina NO de la Hoja, no responden realmente a valle colgados, sino que constituyen valles de obturación (por relieves interpuestos) posteriormente capturados por el drenaje actual, y así aparentemente colgados. Estos convergen distalmente, abriéndose en abanico y generando relativamente amplias zonas de bajada aluvial bruscamente interrumpidas por los relieves interpuestos. Sus depósitos son, por tanto eminentemente finos formados por limos y arenas, a veces laminados, en todo similares a la facies distales de abanicos aluviales y/o depósitos de glacis. Éstos también incluyen niveles de gravillas y cantos subangulosos, pero son inexistentes los bloques de grandes dimensiones. Dada la particular génesis de estos fondos de valle (obturación) no es rara la existencia de depósitos laminados arcillo-limosos semi-endorreicos adosados a los relieves interpuestos. También su potencia es mayor que en el caso anterior, sobre todo en las zonas distales, donde los espesores pueden sobrepasar los 4.5 m de potencia vista.

La edad de estos depósitos es difícil de establecer, pero de acuerdo con su carácter antecesor respecto a la red fluvial Holocena se han atribuido genéricamente al Pleistoceno Superior. Esta situación parece clara para los fondos de valle obturados y colgados de Totana, pero en los casos de las ramblas del Paretón y Puntarrón podrían haberse prolongado incluso durante el Holoceno.

2.4.9. Limos pardos y arenas con niveles de gravas **(35)** (Glacis). Pleistoceno superior

Esta unidad está constituida por los depósitos de tipo glacis que orlan el relieve de Loma Larga, y las estribaciones septentrionales de las sierras de Almenara y Algarrobo (en menor medida). Actualmente se encuentran disectados por las mismas ramblas que en el caso anterior (34) y sus superficies pueden llegar a encontrarse hasta 15 m de altura respecto a los thalwegs actuales de las ramblas. Se trata de depósitos arenosos medianamente seleccionados, con matriz limosa y niveles lenticulares de gravillas con estratificación Sp a gran escala. Pueden incluir estructuras canaliformes rellenas por barras de gravas (Gp) que pueden incluir bloques de grandes dimensiones, que al igual que en el caso anterior, denotan su origen fluvio-torrencial. No obstante, a techo desarrollan invariablemente niveles laminados de arenas y limos de tipo glacis. El conjunto del depósito puede llegar a tener hasta 5-6 m de potencia, aunque los depósitos superiores, tipo glacis, raramente sobrepasan el metro de espesor. En realidad los depósitos responden a los antiguos fondos torrenciales de las actuales ramblas del Puntaron, Paretón y Tebas (esta última en el Algarrobo), que al quedarse colgados por la incisión de las ramblas actuales se vieron remodelados por aportes laterales de tipo glacis. Por tanto desde el punto de vista geomorfológico, estas superficies han de considerarse como las "terrazas" más altas (+15-13 m) de las mencionadas ramblas. Como en el caso anterior,

sus depósitos pueden presentar un cierto grado de cementación y sus superficies encontrarse ligeramente encostradas lo que genera importantes cantiles en las paredes de las ramblas que los disectan. Desde el punto de vista cronológico, también al igual que la unidad anterior (34), han de considerarse como Pleistoceno Superior, aunque no hay que descartar su posible incursión en el Holoceno.

2.4.10. Gravas y arenas sueltas **(36)** (Terrazas fluviales). Pleistoceno superior

Estas terrazas se desarrollan únicamente en las ramblas de Tebas y del Paretón, especialmente en la confluencia de ambas, ya casi en el límite sur de la hoja. Se corresponden en todo a los antiguos fondos torrenciales descritos en la unidad anterior (35), y se han cartografiado en aquellas zonas donde sus superficies corresponden a las auténticas superficies de terraza, no fosilizadas por depósitos finos de tipo glacis. Por tanto, desde el punto de vista geomorfológico estas superficies se corresponden con las auténticas "terrazas" más altas (+15-13 m) de las mencionadas ramblas.

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

Presentan una litología variable en función del sustrato. Aparecen fuertemente desarrollados al pie de las lomas de presión y relieves interpuestos que se generan a lo largo de la rama sur de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, donde su desarrollo posee una componente tectónica principal. En estas zonas, se desarrollan preferencialmente en las zonas Inter-abanico y dado lo reducido de sus áreas fuente, tan solo reciclan las gravas y bloques de los antiguos sistemas aluviales marginales actualmente incorporados a estos relieves interpuestos (23, 24 y fundamentalmente 29). Por tanto, incorporan numerosos bloques y cantos de litología metamórfica empastados en una matriz arcillosa, poco consolidada, en la que es difícil observar ningún tipo de estructuración. También se desarrollan estas formaciones gravitatorias en torno a los relieves residuales (tipo inselberg) que sobresalen del piedemonte de la Sierra del Algarrobo en las proximidades de la localidad de La Pinilla, aquí representan formaciones menos energéticas, formadas por cantos de esquistos y pizarras de menor tamaño, que tapizan la parte basal de los mencionados relieves formando vertientes quasi-regularizadas. Como en el caso anterior estas formaciones se encuentran poco consolidadas y además poseen un porcentaje menor de matriz arcillosa.

Por correlación con las superficies de los abanicos aluviales sobre las que reposan y/o pasan lateralmente (zona de Totana), estas formaciones se han asignado al Pleistoceno Superior. Por otro lado, el desarrollo del vertientes quasi-regularizadas permite correlacionar estas formaciones con periodos relativamente "mas fríos", muy posiblemente con los episodios de producción de sedimentos del último periodo Glaciar (ISS 2). Depósitos de gravedad acumulados en entradas de cavidades y abrigos kársticos de zonas cercanas (El Ramonete; Alicante) indican una importante fase de formación de derrubios durante la parte final del Pleistoceno superior acompañada de una aparente deteriorización climática en niveles con industria atribuible al musteriense y magdalenense (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.

2.4.12. Gravas, arenas y arcillas sin cementar **(38)** (Abanicos aluviales con agradación distal). Pleistoceno superior-Holoceno

Como se ha comentado, éstos se desarrollan a partir de los puntos de intersección distales ubicados en los abanicos de la 3ª fase deposicional (33), con los cuales se disponen en continuidad sedimentaria. Pueden estar compuestos por varios episodios deposicionales dispuestos en offlap que aquí se han agrupado para sencillez de la cartografía. Pueden formar cuerpos de abanico individuales, o coalescer con abanicos contiguos dando lugar a grandes zonas de Bajada, como ocurre en la Cuenca de Cartagena-Mar Menor en los piedemontes de Carrascoy y Algarrobo. En esas zonas estos abanicos se encuentran netamente encajados en las superficies aluviales anteriores (33). No se encuentran encostrados pero son numerosos los cantos de calcretas reelaboradas y resedimentadas sobre sus superficies. En la Depresión del Guadalentín estos depósitos constituyen el gran abanico que ocupa la zona Sur de Totana, procedente de la confluencia de las ramblas del Guadalentín y de Viznaga. Éste pasa lateralmente a depósitos fluvio-palustres de centro de cuenca (39), de los cuales se posee numerosa información cronológica (CALMEL-ÁVILA, 2001; 2002; SILVA *et al.*, 2003). Por otro lado, como se mencionó anteriormente la primera de las terrazas fluviales de trinchera de abanico correlacionable con estos cuerpos sedimentarios ha arrojado una edad de 16.400 ± 270 años BP. Los diferentes cuerpos sedimentarios 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 el Óptimo climático Holoceno, registrado en el litoral Mediterráneo en los 6.500-6.700 años BP (ZAZO *et al.*, 1993).

2.4.13. Limos pardo-rosados y arenas con pasadas de margas arcillosas **(39)** (Antiguo fondo fluvio-palustre del Guadalentín). Pleistoceno superior-Holoceno

El origen de estos depósitos está relacionado, con el episodio tectónico que provocó la desconexión de la Depresión del Guadalentín con la Cuenca del Campo de Cartagena-Mar Menor. Como se ha visto anteriormente durante la mayor parte del Plioceno, Pleistoceno inferior y medio el antecesor del Guadalentín dirigía su curso hacia el Mar Menor dando lugar al depósito de las potentes series fluvio-litorales (25 y 26) y fluviales (27) en esta zona. Durante el Pleistoceno medio la propagación hacia el Norte de la estructura del “Graben de Mazarrón” provocó la desconexión definitiva del Campo de Cartagena con la Depresión del Guadalentín, obteniendo la salida natural hacia el Mar Menor de las Ramblas del Guadalentín y de Lébor, generándose en el bloque hundido una extensa zona endorréica de tipo playa-lake (SILVA 1994; SILVA *et al.*, 1996). Actualmente la superficie de esta antigua zona endorreica se encuentra de 8 a 14m por debajo de las superficies encostradas pertenecientes a los depósitos de los abanicos aluviales terminales (28) del Escarpe del Saladillo. A su vez ésta se encuentra “disectada” por el sistema Guadalentín-Sangonera, el cual se encuentra encajado de 6 a 13

m en ella. Esta gran zona endorreica se extendería desde la confluencia de las ramblas de Viznaga y Guadalentín (en las proximidades de Hinojar) hasta unos 3km aguas arriba de la desembocadura de la rambla de Librilla-Orón en el Sistema Guadalentín-Sangonera, donde éste se encaja anómalamente (entre 40-50m) en el relieve transversal del Romeral (Hoja de Alcantarilla), un "rock-bar" de origen tectónico elaborado en los depósitos de los sistemas marginales plio-pleistocenos de Carrascoy (asimilables a nuestras unidades 24 y 29), que funcionaría como un umbral efectivo del sistema fluvio-palustre que nos ocupa hasta c.a. 2.500 $\pm$ 50 años BP (CALMEL-ÁVILA, 2001; 2002).

Los afloramientos pertenecientes a este tipo de depósitos son muy escasos, y únicamente pueden observarse a lo largo de las márgenes del actual cauce del Guadalentín que actualmente los disecta. En la zona central de éste área endorreica los cortes más representativos son los del Vado de la Fontanilla, La Alcanara, y Venta del Río (Cruce M404 sobre el Guadalentín). En estos se puede observar cortes de hasta 11m de potencia (SILVA 1994). No obstante, 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 tan solo se observan los 15-17 m superiores según las zonas (SILVA, 1994).

En la Hoja de Totana la secuencia representativa de estos depósitos ha sido descrita por SILVA (1994). En la base, a nivel del actual talweg del Guadalentín, con una potencia inferior a 1m (observables) aparecen unas micritas arenosas de tonos grisáceos-negruzcos, muy porosas y fuertemente bioturbadas y brechificadas, con abundantes restos de gasterópodos enteros y fragmentados, así como tallos de plantas litificados (tipo travertino), que culminan en un paquete de 1,5m de arcillas negruzcas con abundantes restos de gasterópodos enteros dispuestos en niveles de acumulación. Por encima aparece una serie margo-arcillosa de 2,5 m de potencia, con intercalaciones de niveles de arenas de grano muy fino (Sl y Sr), de 6 a 15 cm de espesor. Las facies dominantes son las margosas que progresivamente, hacia techo, van adquiriendo un carácter cada vez más arcilloso, culminando en paquetes de arcillas "negruzcas" con materia orgánica de carácter masivo, aunque a veces laminados a techo. Estos materiales se encuentran variablemente bioturbados y/o edafizados siendo posible observar huellas y tubos de raíces de pequeñas dimensiones y niveles de acumulación de gasterópodos, así como niveles de 1 a 2cm de espesor de yesos laminares, y numerosos cristales de yesos lenticulares. Culminando la serie aparece una formación fundamentalmente arenosa de 6,5 a 7 metros de potencia compuesta por paquetes, de carácter granodecreciente, de arenas de grano muy fino en facies Sp y St dominantes, caracterizadas por la presencia de pequeños niveles arcillosos con materia orgánica y por la abundante presencia de restos y fragmentos de gasterópodos en niveles de tracción. En ésta posee un nivel de 80 a 120 cm de arcillas "negruzcas" con materia orgánica laminadas, con numerosos gasterópodos continentales.

De todos los materiales descritos solo las facies micríticas basales y las arcillas negras pueden considerarse como las "auténticas" facies endorreicas de tipo palustre, mientras que los restantes términos descritos anteriormente responderían a la interdigitación de los depósitos

más distales de los sistemas de abanicos con agradación distal descritos anteriormente (30). En la zona de Librilla, donde el Guadalentín llega ha 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-ÁVILA, 2000; 2002). Esta misma autora fecha por ^{14}C el techo de la unidad de arcillas negras basal aquí descrita en 4305 ± 55 años BP (Neolítico). Las unidades arenosas separadas por la intercalación de arcillas negras poseen edades ^{14}C a techo de 3885 ± 60 años BP (Calcolítico) y 2505 ± 45 años BP (Argar-Ibérica) respectivamente. A partir de este último aporte arenoso, comienza la actual incisión de la red fluvial.

En la zona de Totana dataciones ^{14}C realizadas en los niveles más superiores de la Venta del Río dan fechas similares para el techo de esta unidad en 2750 ± 35 años BP (SILVA, *et al.*, 2003a).

2.4.14. Limos arcillosos **(40)** (Sag ponds. Lacustre). Pleistoceno superior-Holoceno

Aquí se han incluido aquellos depósitos de tipo “palustre” que se han depositado a favor de pequeñas depresiones de origen tectónico relacionadas con la traza de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia. Por su extensión, tan sólo se han podido cartografiar dos de ellos, aunque son más numerosos los de pequeñas dimensiones que se desarrollan a lo largo del piedemonte exterior del relieve interpuesto de Totana. En cualquier caso, el de mayor extensión, situado (y capturado) en la Cabecera de la Rambla de Sisquilla, responde a una depresión de tipo pull-apart elaborada parcialmente sobre los materiales yesíferos messinienses, y en la que por tanto han jugado algún papel los procesos de disolución. Los depósitos están formados por limos arcillosos en los que es frecuente la intercalación de niveles de arenas e incluso de gravillas y gravas muy poco rodadas. Ésto nos habla que aunque poseen una extensión reducida y áreas fuentes discretas, éstas también son muy dinámicas (situadas en frentes de falla) de manera que el aporte de fracción detrítica gruesa es común. Por lo general la parte más superficial de estos depósitos posee una fuerte reestructuración diagenética de tipo palustre, siendo común la presencia de huellas de raíces, concreciones y carbonatos pulverulentos.

2.4.15. Arenas y limos con gravas dispersas **(41)** (Abanicos y bajadas aluviales activas). Holoceno

Estas formaciones superficiales se desarrollan a partir de los puntos de intersección más distales ubicados en los abanicos del Pleistoceno superior-Holoceno (38) con los cuales se disponen en continuidad sedimentaria. Como se ha comentado anteriormente poseen un dispositivo sedimentario de agradación proximal en offlap al igual que los de la 3ª fase deposicional (33). Se desarrollan principalmente en el piedemonte de Carrascoy, ya en las proximidades de la zona axial que recorre la Rambla de Fuente Álamo. También tienen importancia en el Piedemonte de las Sierras de Espuña y de la Tercia en relación con grandes Sistemas aluviales como los de las ramblas de Lébor y Totana. No obstante el de mayor entidad es el que proviene del Oeste que conforma el antiguo aparato aluvial distal del Guadalentín. Desde el punto de vista sedimentario pueden aplicárseles todas las observaciones realizadas para los abanicos

aluviales del Pleistoceno Superior y Holoceno (33 y 38), con la salvedad de que éstos que aquí se tratan constituyen las zonas sedimentarias e hidrológicamente activas de los sistemas torrenciales marginales de la Hoja de Totana. Datos de ^{14}C (CALMEL-ÁVILA, 2000; SILVA *et al.*, 2003) existentes en diferentes zonas del Valle del Guadalentín indican que estos cuerpos sedimentarios se han construido en diferentes fases durante los últimos 8.500 años (c.a. 6.500 B.P.). En concreto se pueden 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 (39). 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. (CALMEL-ÁVILA, 2000; MARTÍNEZ-DÍAZ y HERNANDEZ ENRILE, 2000; SILVA *et al.*, 2003). Hay que tener en cuenta que mientras estos sistemas distales aún eran (y son) activos los procesos de encajamiento fluvial progresaban desde la parte Norte de la Depresión (Hojas de Murcia y Alcantarilla), desde al menos los ca. 2.300 años B.P. (SILVA *et al.*, 1996; CALMEL-ÁVILA, 2002).

2.4.16. Bloques, gravas y arenas **(42)** (Fondos de rambla y valles activos). Holoceno

Dentro de este epígrafe se han incluido todos los fondos de los valles que drenan la hoja de Totana, ya que todos ellos poseen una dinámica torrencial y son potencialmente activos. En la Depresión del Guadalentín y Campo de Cartagena éstas 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, 1988). Son en cualquier caso sistemas torrenciales muy dinámicos en los que son muy frecuentes los procesos de avenida y/o riada (CONESA GARCÍA, 1995). Por el contrario, en la Cuenca de Mazarrón los sistemas de ramblas forman parte de la cabecera del sistema de la Rambla de Las Moreras-El Puntarrón. Aunque también están adscritas a una dinámica torrencial, la red de drenaje se encuentra más jerarquizada (organizada) y los fenómenos de avenida son menos frecuentes aquí. En cualquier caso, en ambas zonas 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 terrazillas, que solo en los grandes sistemas aluviales son cartografiables a la escala de trabajo. Un estudio bastante completo acerca de la morfología y dinámicas de las barras de rambla en el Campo de Cartagena puede encontrarse en CONESA GARCÍA (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. Éstas llegan a formar auténticos sistemas de desembocadura braided con patrón dicotómico en los sistemas aluviales más importantes (p.ej. Ramblas de Lébor, Totana y Hondo). Por lo demás, estas constituyen acumulaciones efímeras muy dinámicas que cambian de morfología y ubicación tras cada episodio de riada. En algunos casos los propios fondos de los valles aparecen cementados, generándose escalones de erosión remontante. Este es un proceso muy característico en el fondo de la Rambla de las Moreras y El Puntarrón, así

como de las ramblas situadas en las zonas más proximales del Piedemonte de Carrascoy (p. Ej. Rambla Honda), pero está casi ausente en las restantes. Por lo demás, únicamente cabe mencionar las ramblas que se encuentran decapitadas a lo largo del Escarpe del Saladillo, ya que estas muestran rasgos de menor actividad hídrica (están desprovistas de cabeceras) y sus fondos se encuentran también rellenos por materiales más finos como limos y arcillas.

2.4.17. Limos, arenas y gravas dispersas **(43)** (Depósitos de desbordamiento). Holoceno

Dentro de este epígrafe se han considerado aquellos depósitos que se encuentran jalonando el margen del Guadalentín aguas abajo de la derivación del Canal del Paretón. Corresponden a antiguos depósitos de desbordamiento de tipo Crevasse-splay que todavía conservan sus morfologías lobuladas alrededor de los antiguos puntos y canales de desbordamiento. Están constituidas fundamentalmente por arenas, con niveles de gravillas que muy frecuentemente incluyen conchas y fragmentos de gasterópodos continentales. La fracción limo se hace cada vez más abundante a medida que nos alejamos de los antiguos puntos de desbordamiento. Estos depósitos los pudo dejar el Guadalentín cuando su curso todavía no estaba encauzado y unido con el antiguo Sangonera, antes de los Siglos XVI-XVII (SILVA *et al.*, 1996) e incluso durante alguna de las diferentes riadas históricas que se encuentran documentadas y afectaron a la zona del Paretón, como es la denominada Riada de San Calixto en 1651 (MUÑOZ BRAVO, 1989; NAVARRO HERVÁS, 1992).

2.4.18. Arcillas y limos con cristales y eflorescencias de yeso **(44)** (Playa-lake). Holoceno

Se han agrupado en este epígrafe depósitos de Playa-lake de diferentes características, siendo los más significativos los denominados "salares" o "humedales salinos". Se encuentran en continuidad geomorfológica y estratigráfica con los depósitos distales de los abanicos del Pleistoceno Superior y Holoceno (38 y 41). Actualmente prácticamente ninguno es verdaderamente funcional, y por lo general tienen un carácter temporal y poseen reducidas dimensiones (GONZALEZ BERNALDEZ, 1989). Su no funcionalidad es debida en gran parte a la expansión agrícola e industrial, así como a la intensiva sobreexplotación de acuíferos que ha sufrido esta zona (HERNÁNDEZ GAMBÍN y NAVARRO HERVÁS, 1992). Todos ellos responden a la fragmentación de grandes áreas endorreicas holocenas, como consecuencia de la instalación de la red fluvial actual, y mayormente a derivaciones y drenajes artificiales llevados a cabo durante la historia más reciente de esta zona (Siglos XVI-XVII). SILVA (1994) diferencia hasta 10 humedales salinos o saladares sobre la foto del vuelo americano de 1956. El Mayor de todos ellos, activo como Salar hasta la primera mitad del Siglo XX es el que se encuentra al E de Totana, en la cabecera de Rambla de las Salinas, muy degradado ya por la acción erosiva de la mencionada rambla. Se encuentran constituidos por depósitos de limos, con pasadas de arcillas que están caracterizados por presentar niveles de 1 a 2cm de espesor de yesos laminares, así como numerosos cristales de yesos lenticulares de escala centi y milimétrica. La potencia total de este tipo de depósitos no suele sobrepasar los 1,5-2 m.

2.4.19. Limos y arcillas pardo-negruzcas **(45)** (Fondos semi-endorreicos). 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. Estos materiales se encuentran variablemente bioturbados y/o edafizados siendo posible observar huellas y tubos de raíces de pequeñas dimensiones, así como conchas y fragmentos de gasterópodos continentales. No se encuentran en continuidad con los sistemas marginales distales, sino más bien con los depósitos de desbordamiento (43), ocupando áreas muy marginales en la zona central del Valle del Guadalentín. Todavía en la actualidad son zonas deficientemente drenadas y que son objeto de encharcamiento temporal tras fuertes episodios de lluvia y/o avenida.

2.4.20. Gravas y arenas sueltas **(46 y 48)** (Terrazas fluviales). Pleistoceno Superior-Holoceno

El desarrollo de terrazas fluviales es muy limitado, y solo se registran de manera significativa en relación con el canal axial del Guadalentín, así como a lo largo de las Ramblas de Las Moreras y el Puntarrón. Únicamente se registran un máximo de cuatro niveles de terraza, y que en todos los casos se encajan en superficies pertenecientes a los depósitos aluviales distales del Pleistoceno Superior u Holoceno (38 y 41) o a los sistemas endorreicos de playa-lake axiales (45), lo que denota lo reciente de la instalación del drenaje actual en esta zona (SILVA *et al.*, 1996). Éstas se encuentran a alturas de +10-11, +6-8, +4-6 y +1-2m sobre el lecho actual de las ramblas. La Superior a +10-11 **(46)** alcanza un gran desarrollo en las rambla de El Paretón y fundamentalmente Tebas (en la vertiente occidental de la Sierra del Algarrobo. No obstante también se registra en las del Puntaron y Guadalentín como estrechas franjas muy intermitentes (no cartografiables) a lo largo de sus cauces. Las inferiores, a +6-8, +4 y +1-2m, poseen amplio desarrollo en todas las ramblas citadas, aunque las de mayor extensión cartográfica dentro de la presente hoja se encuentran en el Guadalentín fundamentalmente asociadas al nivel de +6-8m, donde se documentan la mayor parte de meandros abandonados (47) asociados al Río Guadalentín. Las asociadas a este cauce son fundamentalmente arenosas, con típicas estructuras sedimentarias fluviales de migración de canales y barras (Sp y St), que incluyen lags basales y niveles interestratificados de gravas poco seleccionadas de calibre variable. En ningún caso sobrepasan los 2-3m de potencia. Por el contrario, las asociadas a la Rambla de Las Moreras-El Puntaron, pueden alcanzar potencias superiores a los 4 m. Ésto fundamentalmente sucede en los niveles superiores **(48)** los cuales están fundamentalmente compuestos por gravas fluviales (Gp y Gt) y arenas gruesas a medias que pueden encontrarse además variablemente cementados, dando lugar a resaltes y extraplomos importantes en las paredes de las ramblas.

Dataciones isotópicas realizadas en el nivel a +6-8m desarrollado en la Rambla de Librilla (CALMEL-ÁVILA, 2000) arrojan edades de c.a. 650-555 años BP, que permiten asignar el desarrollo de todos estos niveles en época medieval-musulmana (aprox. Años 1350-1405). En este sentido, SCHULTE (2002) analizando diferentes ríos del SE peninsular advierte el desarrollo genérico de niveles fluviales durante el comienzo de la Pequeña Edad de Hielo (LIA: 430 ± 30 años BP: Siglo XVI) a cotas de +2,5-3 m. El carácter histórico de estos niveles de

encajamiento está de acuerdo con el modelo propuesto por SILVA *et al.* (1996) que propone que la Depresión del Guadalentín perdió definitivamente su carácter endorreico entre finales del Siglo XVII y comienzos del Siglo XVIII, mediante la unión artificial de los canales principales de los dos sistemas fluviales que la drenaban: El Sangonera (hacia el Norte) y El Guadalentín que desembocaba en la zona endorreica cartografiada y tenía además un canal que derivaba hacia la Rambla de las Moreras rebosando por encima del Escarpe del Saladillo por la zona del actual Canal Artificial del Paretón, tal y como muestran cartografías históricas (SILVA *et al.*, 1996). En este sentido hay que tener en cuenta que mientras en la zona de Librilla se estaba encajando la cabecera del antiguo Sangonera (Ramblas de Librilla y Algeciras) desde hace alrededor de 2.500-2.300 años BP, en la zona que nos ocupa continuaba la agradación por la sedimentación activa del antiguo abanico terminal del Guadalentín (41) sobre la antigua zona endorreica (39). La disección activa de esta zona central de la Depresión no comienza como se ha apuntado anteriormente hasta la época medieval-musulmana. En cualquier caso, todos los niveles de terraza existentes en la Depresión del Guadalentín son necesariamente más antiguos de los c.a. 2.500 años BP tal y como indican dataciones isotópicas de niveles de ocupación argaro-ibéricos (Edad del Bronce) en la zona de Librilla (CALMEL-ÁVILA, 2000). Los últimos estudios en el SE peninsular parecen mostrar una imagen homogénea, similar a la aquí expuesta, en cuanto a la evolución fluvial de los sistemas de ramblas. Los episodios de encajamiento sólo son importantes después de la Etapa Argaro-Ibérica o Bronce (VITA-FINZI, 1972; CUENCA PAYA y WALKER, 1986; CHAPMAN, 1998; CALMEL-ÁVILA, 2000; SCHULTE, 2002). En concreto, El encajamiento de las ramblas y la fragmentación de las antiguas zonas palustres (endorreicas-semiendorreicas) es lo que provocó la aridificación y despoblamiento de los asentamientos ibéricos de Librilla, Totana y Lébor a partir del Calcolítico (CALMEL-ÁVILA, 2000). La zona sólo vuelve a resurgir a partir de su repoblamiento musulmán (Siglo IX) con la introducción de nuevos sistemas de aprovechamiento hidráulico extensivo (POCKLINGTON, 1988).

2.4.21. Arenas y arcillas con gravas **(47)** (Cauces abandonados). Holoceno

Dentro de este epígrafe se incluyen tanto los meandros abandonados que se observan en las terrazas del Guadalentín, como los diferentes canales abandonados de los sistemas aluviales marginales. Estos últimos son especialmente abundantes en el entorno de Totana, a la salida del relieve tectónico interpuesto que se genera a favor de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia. Los meandros abandonados se observan con todo detalle en los fotogramas aéreos del vuelo americano (1956), pero pasan inadvertidos en pasadas aéreas más recientes en la que ya el suelo está cultivado. 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. Durante periodos de avenida excepcionales pueden inundarse pero no encauzan las aguas. Por el contrario los canales abandonados de abanicos aluviales están pavimentados por gravas empastadas por una matriz limosa procedente del lavado de zonas circundantes. Éstos al estar desconectados de las cabeceras activas no son activos s.s., tan solo vuelven a funcionar bajo episodios de precipitaciones locales

concentrados en zonas muy próximas, o por desbordamiento de canales activos próximos durante episodios de avenida extraordinarios. Casos a resaltar son los de los numerosos cauces abandonados que se desarrollan inmediatamente al Este de la localidad de Totana.

3. GEOMORFOLOGÍA Y DEPÓSITOS CUATERNARIOS

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

Los dos principales elementos morfológicos que conforman el relieve de las Zonas internas de las Béticas en la Región de Murcia, son la sucesión de sierras y las depresiones que en dirección NE-SO siguen la estructura de la Cordillera; éstas se articulan a favor de antiguos accidentes béticos y/o las diferentes fallas activas que con dirección NE-SO 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 más 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, la hoja de Totana abarca la zona central de la Depresión del Guadalentín y su zona de conexión con el Campo de Cartagena. En ambos casos las cotas mínimas se sitúan entorno a los 250 m. Las dos se encuentran drenadas por sistemas fluviales axiales de carácter torrencial. El Río Guadalentín o Sangonera, que surca en dirección SO-NE la depresión que lleva su nombre y la Rambla de Fuente Álamo que recorre el Campo de Cartagena en dirección E-O hasta su modesta desembocadura en el Mar Menor. Al SE la Cuenca de drenaje del sistema de Ramblas de Las Moreras-El Puntarrón, se encuentra topográficamente más baja, generando su cabecera un impresionante escarpe que en forma de media luna recorre el cuadrante SE de la Hoja. Este responde al denominado "*Escarpe del Saladillo*", cuyo origen reciente tiene un importante significado geomorfológico ya que se significa como "*Escarpe de Erosión Remontante*" respecto a las otras dos mencionadas (SILVA *et al.*, 1996; BARDAJÍ, 1999). Éste presenta desniveles máximos de hasta 50m, de manera que el punto más bajo de la hoja se sitúa en esta zona en el talweg de la Rambla de Las Moreras a 170 m.

Una característica fisiográfica, prácticamente exclusiva del sector de la Cuenca de Mazarrón inscrito en la hoja, es el desarrollo de relieves estructurales tabulares en forma de cerros testigos y minúsculas mesas (Relieve de Loma Larga) así como extensas plataformas estructurales (Las Lomas, Los Ruíces, La Pinilla, etc) labradas sobre el propio escarpe. Todas éstas se desarrollan a favor de las superficies encostradas de sistemas de abanicos aluviales pleistocenos.

Por otro lado los relieves de las Sierras limítrofes están fundamentalmente labrados sobre los materiales metamórficos de los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride como ocurre en las sierras de Carrascoy y el Algarrobo, constituidas mayoritariamente por materiales pizarrosos, esquistos y cuarcitas. No obstante, los materiales calizos maláguides pueden ser localmente importantes como ocurre en la Sierra de Espuña al NE de Totana. Por último, en la esquina SO de la hoja aparece el relieve de la Sierra de Hinojar labrada sobre materiales detríticos neógenos verticalizados sobre las estribaciones de la más importante Sierra de Almenara. En cualquier caso en la Hoja de Totana tan solo aparecen las estribaciones de todos los relieves mencionados, encontrándose la altitud máxima en la Sierra de Carrascoy a 994m en la esquina NE 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 Totana se clasifica como un clima estepario próximo al desértico con temperaturas medias anuales entorno 18°C que permiten encuadrarlo dentro de un clima estepario húmedo (GEIGER, 1970; LÓPEZ GOMEZ y LÓPEZ GOMEZ, 1987). Así pues, la zona participa de las características pluviométricas semiáridas marcadas por una acusada aridez con temperaturas máximas entre 44°C y 46°C, 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 (-23°C) 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 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).

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.

La actividad tectónica a favor de las fallas de desgarre sinistral NE-SO 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 (LAROUZIERE *et al.*, 1988; SILVA *et al.*, 1993). En la zona que nos ocupa, situada en el 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; BAR-

DAJÍ *et al.*, 2003). Otros relieves como los de las Sierras de Espuña, El Algarrobo y Almenara son más antiguos, estableciéndose como tales al menos desde el tránsito Serravalliense-Tortoniente (hace unos 19 Ma) que es cuando comienza la sedimentación en la antiguas cuencas neógenas (LAROUIERE *et al.*, 1987).

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 intensos, 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 son las de Lorca, Mazarrón y Mula, donde la litología es menos resistente se forman amplias zonas de "badlands", 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, 1986; ROMERO DÍAZ y LÓPEZ BERMÚDEZ, 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 las ramblas del Guadalentín, Fuente Álamo y Las Moreras (NAVARRO HERVÁS, 1992; SILVA, 1994). La jerarquización del drenaje únicamente es importante en la Cuenca de Mazarrón en torno a la Rambla de Las Moreras, donde domina el modelado erosivo. En las otras dos, dominan los procesos fluviales deposicionales, estando el modelado dominado por las formas generadas por procesos gravitatorios y torrenciales típicos de sistemas de piedemonte. En el interior de estas depresiones el drenaje se encuentra poco jerarquizado. 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.

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 Tortoniente Inferior) y pueden registrarse encajamientos de hasta

500m estando los valores medios entorno a los 200-250m. Por el contrario, en el interior de las Depresiones son muy pequeños, no llegando a sobrepasar los 15m en el Guadalentín y Campo de Cartagena. Solo en la de Mazarrón, donde los procesos erosivos son importantes 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 100 m. Es importante señalar que estos valores de encajamiento se producen a partir del Pleistoceno Medio en la Cuenca de Mazarrón y Campo de Cartagena, y del Holoceno en la Depresión del Guadalentín (SILVA *et al.*, 1996; Bardají *et al.*, 2003).

3.2.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural la Hoja de Totana puede ser dividida en tres grandes unidades. Depresión del Guadalentín al Oeste, Campo de Cartagena al Este y Cuenca de Mazarrón al Sur. En la zona central de la hoja tiene lugar la Zona de Conexión de estas tres grandes unidades. Guadalentín y Campo de Cartagena se articulan mediante una zona de relieves tabulares ("tablelands") de baja amplitud elaboradas sobre superficies de abanicos aluviales encostradas que se eleva modestamente sobre el fondo de la Depresión. A su vez esta zona de conexión se articula con la Cuenca de Mazarrón mediante el denominado Escarpe del Saladillo. Éste es un amplio escarpe de erosión remontante elaborado por la cabecera de la Cuenca de drenaje de la Rambla de Las Moreras (Tebas, Paretón y Puntaron en esta zona). Posee forma de media luna orientada al Sur y se extiende por la mitad meridional de la hoja a lo largo de más de 20 km desde las estribaciones de la Sierra de Hinojar, en las inmediaciones del Paretón, hasta el borde de la Sierra del Algarrobo próximo a la localidad de La Pinilla.

Los relieves limítrofes no poseen una representación importante en la hoja, pero si que existe una clara representación de sus límites mediante el desarrollo de los mencionados frentes montañosos. De entre los que se observan en la hoja, sólo el correspondiente a la Sierra de Espuña (F.M. Lorca-Totana) corresponde a un verdadero frente de falla activo desarrollado a lo largo del segmento central de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia (SILVA *et al.*, 2003). Los restantes (Hinojar, Carrascoy, Algarrobo) responde a frentes mayormente erosivos, donde es común el desarrollo de irregularidades erosivas y relieves residuales (tipo monte isla) en sus piedemontes. Este último hecho alcanza un especial desarrollo en la Sierra del Algarrobo en la esquina SE de la hoja.

3.2.1.1. La Depresión del Guadalentín.

Ésta recorre la hoja por su mitad oriental. Corresponde con un corredor morfoestructural de más de 80 km de longitud que se desarrolla a favor de los sistemas de fallas sinestrales NE-SO característicos de las Béticas Orientales. Al Sur limita o se ramifica en cola de caballo a lo largo de las falla E-O 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-O (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 sinistrales de Lorca-Alhama de Murcia (LAF: N45-65°E), Palomares (PLF: N10-20°E) y Nor-Carrascoy (NCF: N65°E) a favor de las cuales se desarrollan importantes frentes de falla activos. Dentro de éste la Hoja de Totana nos encontramos en el segmento central de la mencionada ZDP, que morfoestructuralmente responde a una cuenca transtensiva de geometría triangular que ha evolucionado durante el Plioceno Superior y Pleistoceno (SILVA *et al.*, 1993). La transtensión se origina como consecuencia de la propagación de fallas normales N320-20°E del Graben de Mazarrón, hacia el interior de la Depresión, limitada al Sur por el Frente de Hinojar de carácter compresivo y hacia el NO por el mencionado Frente sinistral de Lorca-Totana. En detalle este conjunto de fallas normales son las que actualmente separan, y antiguamente desconectaron, la Depresión del Guadalentín y el Campo de Cartagena como indican diversos datos geofísicos (BAENA *et al.*, 1994; SILVA *et al.*, 1996).

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 estrechas (< 5km), pero potentes zonas de pedimentación que alcanzan más de 100m, según 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 correspondiente a la Falla de Lorca-Alhama de Murcia (LAF) (SILVA *et al.*, 1992b y c). La actividad de este accidente genera un relieve tectónico interpuesto (mega-loma de presión) construido por yesos Messiniense y materiales detríticos de los sistemas fluviales y aluviales Pliocenos y Pleistocenos, intensamente plegados y verticalizados en dirección N65-70°E. Se genera así una depresión tectónica entre el Frente de Espuña y este relieve que obtura la salida de los sistemas aluviales hasta c.a. el tránsito Pleistoceno Medio-Superior. En la hoja de Totana sólo el Abanico de la Sisquilla pudo rebasar el mencionado relieve. 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 de los sistemas de ramblas directas, especialmente las de Lébor y Totana. En sí todavía se trata de una Depresión semi-endorreica. La disección sólo es importante en su zona axial a lo largo del propio cauce de la Rambla del Guadalentín-Sangonera, cuya incisión comenzó recientemente, hace menos de ca. 2.500 años BP (CALMEL-ÁVILA, 2002), fragmentando los antiguos sistemas endorreicos y semi-endorreicos de tipo playa-lake (humedales salinos) que ocupaban el sector axial de la Depresión. Cabe destacar que los procesos de desplome por zapamiento lateral del cauce del Guadalentín hacen que los márgenes de la Rambla sean inestables, especialmente durante episodios de tormenta.

3.2.1.2. Campo de Cartagena y Zona de Conexión

El Campo de Cartagena, se construye a favor de los extensos piedemontes que se desarrollan al pié de las Sierras del Algarrobo y muy especialmente 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 E-O 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 9 km. Esta morfología triangular tendría su inicio en la Depresión del Guadalentín, de la cual sería en cierto modo prolongación o ramificación terminal (SILVA, 1993). Al respecto cabe mencionar que el Campo de Cartagena es la primera cuenca neógena que se sitúa en el dominio periférico del Arco de Águilas externa a él (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2003). 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 Albuñón, 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.

No obstante en la Hoja de Totana, la zona abarcada del Campo de Cartagena coincide con lo que se conoce como Zona de Conexión, desarrollada entre el Guadalentín y el relieve bético de "El Estrecho" que atraviesa en dirección N-S el Campo de Cartagena. El relieve de esta zona está marcado por una fuerte componente lito-estructural, estando caracterizado por el desarrollo de relieves 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 Piedemonte 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 de Fuente Álamo. Las mayores en la zona son la Rambla Honda, Corachos y la de Ros. 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. Cabe mencionar que respecto a la Sierra del Algarrobo, los sistemas de Ramblas poseen cabeceras muy reducidas, que casi abarcan los representados en esta hoja, ya que se encuentran en proceso de captura por parte de los sistemas torrenciales que drenan directamente al Mediterráneo por su vertiente Meridional (Bardají *et al.*, 1999). Por esta misma dinámica se ve afectada la Rambla de Las Moreras, que en su acción remontante ha labrado el ya mencionado Escarpe del Saladillo. Por lo demás cabe sólo 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.

3.2.1.3. *La Cuenca de Mazarrón*

La Cuenca de Mazarrón está constituida por el establecimiento de la red de drenaje remontante de Las Moreras sobre la antigua cuenca neógena del mismo nombre. Ésta puede describirse como una extensa región de geometría cuadrangular con estructura característica de graben (LAROUZIERE *et al.*, 1987; LAROUZIERE y OTT D'ESTÉVOU, 1990) controlado por fallas normales de dirección N320-20°N en sus bordes occidental (Sierra de Almenara) y oriental (Algarrobo). Su límite meridional está constituida con la denominada Falla de Las Moreras Norte, que con dirección general N100-110°N se presenta como un desgarre destrál al que se encuentran asociados los fenómenos y materiales volcánicos neógenos que orlan el borde norte de la Sierra de Las Moreras, ya en la hoja de Mazarrón. Su evolución está ligada a la historia de convergencia e indentación final del denominado Arco de Águilas, dentro del cual esta cuenca ocupa su zona frontal, donde la convergencia N-S se resuelve en la generación de cuencas distensivas (grabens) con la misma dirección (COPPIER *et al.*, 1991; BARDAJÍ, 1999). Por último, apuntar que el borde Norte de la cuenca pleistocena no posee carácter tectónico relevante y corresponde al ya mencionado Escarpe del Saladillo. No obstante hay que señalar que en la presente memoria se han interpretado las relaciones estratigráficas de las unidades miocenas y pliocenas al Norte del relieve de Loma Larga como consecuencia del paso de la prolongación deflectada de la Falla de Palomares, como ya había sido sugerido por algunos autores (SILVA, 1994; BARDAJÍ, 1999).

Así en esta zona el modelado predominante es el erosivo, con una fuerte componente lito-estructural, dando lugar a relieves de tipo mesa y cerro testigo de mayor contraste topográfico que en el dominio anterior. Así mismo son también importantes el desarrollo de pequeños sistemas de cuestas a favor de los capas carbonatados más resistentes del relleno fini-neógeno de la antigua cuenca sedimentaria. En sí, el propio Escarpe del Saladillo podría considerarse un gran relieve en cuesta al estar conformado por las superficies encostradas, suavemente inclinadas al Norte, de los antiguos sistemas aluviales que la acción remontante del drenaje ha decapitado. La acción del drenaje es muy agresiva y en determinados sectores de las ramblas del Paretón y Puntarrón los procesos de encajamiento lineal y acaravamiento llegan a ser muy intensos. Las inmediaciones del Escarpe y el propio escarpe también se encuentra acaravado, y en algunos puntos como los relieves de La Morra y Las Moreras los procesos gravitatorios a favor del trazado de fallas normales N320-20°E dan lugar a importantes procesos de deslizamientos.

3.2.2. Estudio del modelado

3.2.2.1. *Formas estructurales*

En la Hoja de Totana 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. Aparte del propio de la Sierra de Espuña, que

sólo se visualiza debidamente en el esquema morfoestructural 1:200.000 que acompaña al mapa, el más reciente es el que se desarrolla al Este de la Rambla de La Sisquilla al pie del relieve interpuesto que se genera a lo largo del segmento meridional de la LAF (Falla de Lorca-Alhama de Murcia). Este relieve es como ya se ha indicado otra forma tectónica mayor resuelta en el mencionado esquema 1:200.000: una sucesión de lomas de presión. En cualquier caso, 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, inversas y especialmente en dirección (desgarres sinestrales). Estas últimas asociadas a la LAF (Falla de Lorca-Alhama de Murcia) alcanzan su máxima expresión a favor de los relieves interpuestos de Totana y más aún de la Sierra de Los Secanos, inmediatamente al Oeste de esta localidad. Estos relieves obturan la sedimentación y el drenaje, así como provocan numerosas anomalías geomorfológicas indicadoras de actividad tectónica reciente (BAENA *et al.*, 1994; SILVA *et al.*, 1994). Las fallas normales son importantes en el entorno de los barrancos del Campix y Cardosa en la Esquina NE de la hoja, donde se desarrolla un haz de escarpes de falla normal que compartimentan el relieve en forma de micro horts y micro grabens. A favor de estas fallas se verifican basculamientos y flexuras diferenciales de las superficies de abanicos aluviales del Pleistoceno medio, así como numerosas anomalías geomorfológicas ligadas a la red de drenaje. Otras fallas normales relevantes son las anteriormente mencionadas que afectan al Escarpe del Saladillo. Las fallas inversas en relación con fallas en dirección son las que controlan el propio frente montañoso de Espuña, a favor de las cuales los procesos de deslizamiento son importantes.

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 presencia de escarpes estructurales labrados en series horizontales y monoclinales fundamentalmente al Sur de la hoja en relación con las vertientes del Escarpe del Saladillo y la Sierra de Hinojar. En este relieve a favor de capas de conglomerados más cementados se labran importantes sistemas de chevrons y crestas estructurales. Relieves en cuesta típicos sólo se desarrollan debidamente en la esquina NE de la Hoja, que son la terminación de los que se desarrollan profusamente a lo ancho de la vecina Hoja de Murcia. Por último, en el interior del relieve interpuesto de Totana existen multitud de resaltes sobre capas subverticales. Éstos se desarrollan a favor de las capas verticalizadas de los sistemas aluviales marginales Pliocenos y Pleistocenos, que la actividad de la LAF (Falla de Lorca-Alhama de Murcia) ha incorporado ahora al relieve.

3.2.2.2. *Formas de ladera*

Las formas de ladera mejor representadas en la Hoja de Totana 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 Espuña y de Lorca-Totana, como formaciones de pequeña extensión pero de muy alta pendiente. También son importantes a lo largo de los irregulares frentes montañosos erosivos de Carrascoy y el Algarrobo. En este último son también de pequeña extensión y característicamente se sitúan alrededor de

los pequeños relieves residuales (tipo monte-isla) que se desarrollan en las proximidades de la localidad de La Pinilla. Por el contrario en la vertiente Sur de la Sierra de Carrascoy estas formaciones poseen mayor desarrollo, potencia y generalmente se encuentran encostradas. Aunque existen coluviones s.s., en la mayor parte de los casos responden a formaciones de piedemonte, donde los depósitos de gravedad se mezclan e inter-solapan con formaciones de origen torrencial formada por coalescencia de conos de deyección de alta pendiente. Ejemplo de este tipo de formaciones son las que se desarrollan en los interfluvios de las ramblas Honda y Puntalico, y entre la de Corachos y la Murta.

Una distribución más limitada tiene otras formas no ligadas a depósitos, como las cicatrices de deslizamientos y desplomes. Las primeras son características del Frente Montañoso de Espuña y del interior de la Sierra de Carrascoy, en las zonas de cabecera de ramblas, pudiéndose cartografiar algunos deslizamientos a la escala de trabajo. Los deslizamientos 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, especialmente en las del Puntaron y Guadalentín, en esta última a partir de su confluencia con la Quebrada de La Alcanara, donde las paredes de la Rambla se verticalizan y alcanzan desniveles de cerca de 13m. 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 Totana, y responden a los sistemas de abanicos aluviales y conos de deyección (17 y 18) que se desarrollan a lo largo de los piedemontes de Carrascoy, Algarrobo, Hinojar, Espuña y relieves interpuestos asociados Totana y de la Sierra de los Secanos (solo insinuada en la hoja). Dentro de este grupo se podrían diferenciar tres tipos de superficies aluviales: Abanicos aluviales de alta pendiente (conos de deyección), encostrados y con disección proximal; abanicos aluviales de alta pendiente (conos de deyección), no encostrados y abanicos aluviales de baja pendiente con agradación distal. A éstos habría que sumar una cuarta tipología correspondiente con sistemas distales de abanicos coalescentes o bajadas aluviales, que 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 alimentados por las actuales ramblas Honda, Puntalico, Corachos, Cuevas del Marqués y Monreales, y los que se desarrollan entre el Frente de Espuña y el Relieve interpuesto de Totana al NE de esta localidad y las superficies más altas adosadas a la Sierra de Hinojar. Mientras que en estas dos zonas constituyen los "Techos de Piedemonte" de Espuña e Hinojar, en Carrascoy, estas formaciones se encuentran ya "encajadas" en el Techo de Piedemonte del Campo de Cartagena constituido por los sistemas aluviales de Rebate y Campoamor descritos por SOMOZA *et al.*, (1989). Estos abanicos poseen morfología típica,

se encuentran variablemente encostrados, llegando en las zonas más proximales a alcanzarse estadios de desarrollo de calcretas laminares de potencia significativa (SILVA, 1994; ALONSO ZARZA *et al.*, 1998). 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. Debido a estos valores de incisión, en las zonas proximales el encajamiento de las ramblas puede llegar a alcanzar el sustrato bético, generándose importantes escalones y escalonamientos de erosión remontante a favor de contactos litológicos. También típicamente estos abanicos poseen importantes sistemas distales de canales de lavado que disectan su superficie siguiendo su geometría radial. Constituyen en definitiva, 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. Estos sistemas de abanicos se construyen mediante la primera y segunda fase deposicional de SILVA *et al.* (1992b y c). Por tanto registran una importante discordancia progresiva que registra el tránsito de los dispositivos de “agradación proximal en offlap” característicos de la primera fase a los de “agradación proximal en onlap” de la segunda fase. Este tránsito también va acompañado de un cambio progresivo desde depósitos de tipo “Debris Flow” en la base hasta procesos fluviales y de arroyada a techo. Durante esta fase (Pleistoceno medio-superior) se generan los cuerpos principales de los abanicos que actualmente aparecen adosados a los relieves marginales, y que en muchos casos se extienden hacia el interior de los valles en el relieve debido a un proceso de “backfilling” generalizado.

Los abanicos de alta pendiente no encostrados son en casi todo similares a los anteriormente descritos, con la salvedad que el desarrollo de calcretas en ellos es muy escaso, aunque no nulo (según los casos). Todos ellos se desarrollan durante la segunda fase deposicional de la Depresión del Guadalentín (SILVA *et al.*, 1992b y c), que puede asimilarse al 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. Son característicos al pie del relieve interpuesto de Totana, y los sectores de los frentes montañosos de Hinojar (Sur) y Nor-Carrascoy (Norte) que abarca la presente Hoja. En la Cuenca de Cartagena este tipo de cuerpos morfosedimentarios son los que podrían asimilarse al Sistema Aluvial de La Murta descrito por SOMOZA *et al.* (1989). Como diferencia respecto al Guadalentín aquí estos cuerpos son mucho más extensos, se encajan directamente en los anteriores, con los cuales se articulan mediante la generación de puntos de intersección proximales y, además pueden desarrollar un encostramiento patente, pero no significativo.

Los abanicos de baja pendiente y bajadas aluviales distales engloban todos los cuerpos de la tercera fase deposicional del Corredor del Guadalentín (SILVA *et al.*, 1992b y c). Así como los asimilables al Sistemas aluviales de Corvera y Holocenos del Campo de Cartagena (SOMOZA, 1989; SOMOZA *et al.*, 189). Éstos responden a una fase de sedimentación post-tectónica, en la que el estilo deposicional dominante es la agradación distal en offlap. Ésto 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). Éstos engloban, los 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). Durante esta fase, se produce 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) del Guadalentín o Fuente Álamo.

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 el sistema de Desembocadura de la Rambla de Lébor y/o de las diferentes ramblas del Campo de Cartagena. Dentro de este grupo también entraría el Abanico de Totana, no así el del Guadalentín en el mismo entorno, que responde a un cuerpo netamente disectado, relacionado con los depósitos palustres holocenos de centro de cuenca, y que únicamente sería objeto de crecida durante crecidas de carácter extraordinario, como la de 1651 (San Calixto). Asimilables a este tipo de procesos se encontrarían los derrames de canal, que jalonan el Guadalentín aguas abajo de la derivación del Canal del Paretón. Corresponden a antiguos depósitos de desbordamiento de tipo “Crevasse-splay” que todavía conservan sus morfologías lobuladas alrededor de los antiguos puntos de desbordamiento. Éste pudo ser formado por el Guadalentín cuando su curso todavía no estaba encauzado y unido con el antiguo Sangonera, antes de los Siglos XVI-XVII (SILVA *et al.*, 1996) e incluso durante alguna de las diferentes riadas históricas que se encuentran documentadas y afectaron a la zona del Paretón, como la anteriormente menciona-

da ocurrida en el Siglo XVII y donde se produce la primera mención explícita a la existencia de un canal de derivación (MUÑOZ BRAVO, 1989; NAVARRO HERVÁS, 1992).

Las terrazas fluviales no tienen un gran desarrollo en la zona y la mejor secuencia se conserva en la zona de cabecera de la Cuenca de drenaje de Las Moreras en relación con los cauces de las ramblas de Tebas, Paretón y Puntarrón, aunque los niveles más bajos (más recientes) también se registran a lo largo del cauce encajado del Guadalentín. Se registran 5 niveles a +15-13 m, +10-11m, +6-8 m, +4-6 m y +1-2m. El último de ellos puede considerarse como inundable periódicamente durante las crecidas ordinarias, por lo que podría considerarse como la llanura de inundación “encajada” de las mencionadas ramblas. Todos los niveles pueden describirse como terrazas colgadas que presentan sus respectivos escarpes de terraza. Poseen poca potencia (2-3 m) y están constituidos por depósitos de gravas y arenas en la zona de Las Moreras y fundamentalmente por arenas de tamaño medio-fino y arcillas en las del Guadalentín. Todos los niveles se presentan como pequeños franjas alargadas a lo largo de los mencionados cauces y de poca anchura (<0.5 km). El nivel más alto, a +15-13 m, sólo se desarrolla en las ramblas de Las Moreras y muy a menudo se encuentra fosilizado por materiales más finos procedentes de los glaciares que parten de la pequeña mesa de Loma Larga y otros relieves similares. El nivel de +10-11m alcanza también un buen desarrollo en las mismas ramblas, fundamentalmente Tebas, situada en la vertiente occidental de la Sierra del Algarrobo. No obstante también se registra en las del Puntarrón y Guadalentín como estrechas franjas muy intermitentes (no cartografiables) colgadas a lo largo de sus cauces. Las inferiores, a +6-8 m, +4m, poseen amplio desarrollo en todas las ramblas citadas, aunque las de mayor extensión cartográfica dentro de la presente hoja se encuentran en el Guadalentín fundamentalmente asociadas al nivel de +6-8m, donde se documentan la mayor parte de meandros abandonados asociados al Guadalentín en su antigua zona de desembocadura en donde actualmente se produce la derivación artificial hacia el Canal del Paretón (SILVA *et al.*, 1996). Los niveles de terraza tienen un desarrollo reciente a partir del Pleistoceno Superior final en la zona de Mazarrón (BARDAJÍ *et al.*, 2003) y con posterioridad a la Edad del Bronce o periodo Argar-Ibérico (ca. 2.500 años BP) en la zona del Guadalentín (CALMEL-ÁVILA, 2002). 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-ÁVILA, 2002) y en otras zonas del SE de la Península (SCHULTE, 2002).

Otras formas fluviales como fondo de valle colgado se desarrollan mayoritariamente entorno a la pequeña mesa de Loma Larga, en relación con el fuerte proceso de incisión lineal a que se han visto sometidas la Cabecera de Las Moreras por procesos de erosión remontante, que tienen su inicio en la importante bajada del nivel del Mar registrada durante el Último Máximo Glaciar, hace c.a. 18.000 años BP (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2003). Este conjunto de procesos tiene su incidencia en la generación de escarpes de erosión fluvial s.l. y sistemas de cárcavas que son bastante importantes en los márgenes y cabecera de las ramblas del Puntarrón y del Paretón y en general en todo el entorno del “Escarpe del Saladillo”. Éste es en sí un gran escarpe de erosión remontante, que da lugar a la erosión de las cabeceras de los antiguos cauces que drenaban las superficies encostradas del antiguo techo de piedemonte

de la Cuenca de Cartagena, los cuales quedan como valles decapitados cuyas secciones “en artesa” quedan colgadas sobre el escarpe a forma de minúsculos “portillos”. Éstos pueden considerarse como valles abandonados, sin embargo existen otras tipologías que entran dentro de esta tipología como son los meandros abandonados y los cauces abandonados de abanicos aluviales. De los primeros ya se habló, pero merece la pena señalar el que discurre casi paralelamente al actual de Canal de Derivación del Paretón, y que constituía su antiguo canal natural del Guadalentín hacia las Moreras hasta el Siglo XVI-XVII (SILVA, 1996). Éste como otros, no cartografiados, se observa no muy nítidamente en fotogramas aéreos del vuelo americano (1956). En fotogramas posteriores ya no se observa debido al alto grado de transformación agrícola e industrial a que ha sido sometida esta zona. Aquí se ha cartografiado por su significado geomorfológico, no por que sea (en la actualidad) un elemento patente en el paisaje. Una cartografía más detallada (en base 1:25.000) sobre la geometría de los canales del antiguo sistema de desembocadura del Guadalentín puede encontrarse en SILVA, 1994; SILVA, *et al.*, 1996. Respecto a los cauces de abanico abandonado, tienen especial desarrollo en el entorno de la propia localidad de Totana en su esquina NE, muchos de ellos consecuencia del desplazamiento sinistral de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia (LAF) (SILVA, 1994). De la misma forma en esta esquina NE del Mapa y en relación con las diferentes ramificaciones de la LAF se observan diferentes cauces desplazados sinistralmente. Los desplazamientos aparentes no llegan a superar los 100 m y fundamentalmente afectan a cauces ya muy encajados del Frente Montañoso de Espuña, por lo que cabría mejor hablar de deflexiones y/o acomodaciones a líneas de falla por parte del drenaje. Verdaderos cauces desplazados aparecen asociados a los relieves tectónicos que se desarrollan en el entorno de la Rambla de Campix al NE de Totana, aunque el de mayor recorrido (el más meridional) tiene una fuerte componente de obturación del drenaje.

Por último tanto el fondo de valle, como los de 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 Totana ningún cauce posee carácter permanente. El Guadalentín sólo 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 éstas funcionan mayoritariamente como canales alimentadores activos de los sistemas aluviales holocenos y sólo 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. Totana, Lébor y Hondo) que llegan a adquirir patrones braided. También es posible observar una importante organización de los materiales detríticos de los cauces en forma de barras longitudinales, laterales y terrazillas (CONESA GARCÍA, 1987), que sólo en los grandes sistemas aluviales son cartografiables a la escala de trabajo. Son en cualquier caso sistemas torrenciales muy dinámicos en los que son muy frecuentes los procesos de avenida y/o riada (CONESA GARCÍA, 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, generándose así importantes escalones de erosión remontante. Éste es un proceso muy característico en el fondo de la Rambla de las Moreras y El Puntarrón, así como de las ramblas situadas en las zonas más proximales del Piedemonte de Carrascoy (p. Ej. Rambla Honda).

3.2.2.4. *Formas endorreicas y semiendorreicas*

Cuatro son las principales formas endorreicas que tienen representación en la Hoja de Totana. Por orden de importancia y/o extensión cartográfica son las siguientes: Zonas palustres colmatadas, Área endorreica con salinización superficial (Playa-lake salinos), Fondos semi-endorreicos y La extensa Llanura fluvio-palustre que se desarrolla al SSE de Totana y que actualmente disecta el Guadalentín.

Esta llanura fluvio-palustre responde al antiguo fondo endorreico lacustre del Corredor del Guadalentín, existente previo a los procesos de disección que aquí comenzaron a partir de la edad del Bronce, hace unos 2.500 años BP (CLAMEL-ÁVILA, 2002; SILVA *et al.*, 2003a). 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, invernaderos y vías de servicio, sobre todo en la margen izquierda del Guadalentín. Por el contrario posee un importante potencial de inundación por desbordamiento del Guadalentín y aportes laterales de las ramblas de Totana, Lébor y Campix, siendo su peligrosidad moderada según el Mapa de Riesgo de Inundaciones elaborado por ITGE-CARM (1995).

Las zonas palustres colmatadas, responden a la colmatación de sag ponds (lagunas de falla) desarrolladas en la zona de Falla de la LAF (Falla de Lorca-Alhama de Murcia) con zonas de alimentación, muy limitadas, casi restringidas a los yesos neógenos que afloran a lo largo de la traza de la falla, su carácter evaporítico es dominante. Una de ellas, la de Sisquilla, responde a un auténtico "micro pull-apart" que ha sido recientemente capturado por la cabecera de una de las ramblas de la zona. No se descarta la intervención de procesos de disolución kársticos en su génesis inicial.

Las Áreas endorreicas con salinización superficial (playa-lake salinos) responden a la fragmentación de la gran zona lacustre holocena relacionada con el proceso de erosión remontante del antiguo río Sangonera y rambla de Las Salinas, así como a las distintas canalizaciones y encauzamientos artificiales que condujeron a su unión con el río Guadalentín, procedente de Lorca (SILVA *et al.*, 1996). Todos ellos responden a los que se puede denominar humedales salinos, criptohumedales o salares (RAMÍREZ, *et al.*, 1992). Éstos son elementos singulares dentro del paisaje al presentar sistemas biológicos y geoquímicos de épocas pasadas, funcionando como reguladores microclimáticos que constituyen verdaderos sumideros de energía de alta capacidad de evaporación (GONZALEZ BERNALDEZ, 1989). En su interior se desarrollan suelos de tipo Solonchak cálcico-sódicos o yesosos en los que es típico, la casi ausencia to-

tal de materia orgánica y el desarrollo de horizontes Ge inmediatamente por encima del nivel freático (HERNÁNDEZ GAMBÍN y NAVARRO HERVÁS, 1992), así como delgadas costras de yeso y otras sales superficiales. Actualmente prácticamente ninguno es verdaderamente funcional, y por lo general tienen un carácter temporal y poseen reducidas dimensiones (GONZALEZ BERNALDEZ, 1989). Su no funcionalidad es debida en gran parte a la expansión agrícola e industrial, así como a la intensiva sobreexplotación de acuíferos que ha sufrido esta zona (HERNÁNDEZ GAMBÍN y NAVARRO HERVÁS, 1992). El mayor de ellos situado en la Cabecera de la Rambla de las Salinas cubre una superficie de 846 Has, el cual a su vez se encuentra fragmentado en al menos 10 sectores funcionales hasta la década de 1990, a los cuales la toponimia local denomina como "Las Flotas", "Los Salares", "La Clavera", "Flotas de Butrón", "El Salar", "Las Salinas". (Consultar ROMERO DÍAZ *et al.*, 1992).

Los fondos semi-endorreicos, por el contrario se sitúan preferentemente en la margen izquierda del Guadalentín y al Norte del Canal de Derivación del Paretón. En esta zona el drenaje está muy mal definido, y a pesar de la planitud del relieve, pequeños contrastes topográficos (a veces inferiores al metro) provocados por los aportes detríticos de los desbordamientos del Guadalentín impiden el drenaje natural de estas zonas hacia él, lo que provoca encharcamientos temporales producidos por desbordamientos y/o lluvias locales. En éstos el contenido en materia orgánica es bastante mayor, siendo característico el depósito de limos y arcillas negruzcas.

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 de la Sierra de Carraschoy y escarpes asociados. Se distribuyen por todo el Campo de Cartagena, así como por su zona de conexión con la Depresión del Guadalentín. El Techo de Piedemonte está constituido por superficies deposicionales de los sistemas aluviales pleistocenos de Rebate y Campoamor diferenciados por SOMOZA (1989) y SOMOZA *et al.*, (1989). Estas últimas son las superficies dominantes en la Hoja de Totana, mientras que en la de Murcia desarrolla mucha más importancia las de Rebate y el Sistema de Campoamor aparece como una plataforma aluvial de piedemonte encajada en esta (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 más 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 últimas 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, dando lugar (a veces) a relieves aislados con morfología “tipo mesa”. A menudo han sido confundidas con éstos en diferentes estudios geomorfológicos realizados en la zona. 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). Hay que advertir, que desde un punto de vista geomorfológico “puro” o “purista” estas superficies ya son elementos fósiles o relictos del paisaje y que, en sí, habría que catalogarlas como superficies estructurales construidas a favor de los niveles de calcretas culminantes más resistentes.

Dado el carácter “erosivo” (no tectónico) de los frentes montañosos a partir de los cuales se desarrollan estas superficies de piedemonte, es frecuente la existencia de relieves residuales “tipo inselberg” en estas zonas de piedemonte. Éstos son muy abundantes en las proximidades de La Pinilla en la zona de piedemonte de la Sierra del Algarrobo.

Dentro de los rebordes de depósito (39), 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, kársticos y tectónicos. Dentro de todos estos escarpes el de mayor significado geomorfológico es el denominado “Escarpe del Saladillo” que articula la cabecera remontante del Sistema de Rambla de Las Moreras, con estas superficies aluviales relictas.

El último tipo de formas poligénicas presentes en la hoja son los glacis de cobertera. Éstos, compuestos por limos y arenas con pasadas de gravas, poseen poca potencia y pendientes muy suaves con perfiles cóncavos netos. Los más importantes aparecen articulando las laderas del pequeño relieve tabular de Loma Larga con los primeros niveles de terraza (+15-13m) de las ramblas del Paretón, Puntarrón y Tebas. Como se apunta en el apartado de Geología, estas formaciones responden a antiguos fondos torrenciales de las actuales ramblas, que al quedarse colgados por la incisión de las ramblas actuales se vieron remodelados por aportes laterales de tipo glacis. Por tanto desde el punto de vista geomorfológico, estas superficies han de considerarse como las “terrazas” más altas (+15-13 m) de las mencionadas ramblas. Por tanto, predatan el encajamiento de la red de drenaje actual en la zona de cabecera de la Cuenca de Mazarrón, proceso que muy posiblemente comienza durante el final del Pleistoceno Superior en relación con el último máximo Glaciar (SILVA, 1994; BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2003).

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 –36–). 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 Totana, estos procesos de carbonatación edáficos dan lugar posteriormente a, por ejemplo, toda la serie de relieves tabulares que se describen en el apartado 3.2.2.1 (entre los que destaca Loma Larga) así como a los suaves relieves en cuesta que se desarrollan sobre antiguas superficies aluviales o fluviales plio-pleistocenas en el piedemonte de Hinojar (Esquina SO) o del de Carrascoy (Esquina NE). El desarrollo de calcretas no se ciñe solamente a las superficies cartografiadas en el mapa, si no que como ya se ha reiterado en numerosas ocasiones se desarrollan sobre las superficies de piedemonte del Campo de Cartagena y sobre las de los abanicos aluviales más antiguos de la Depresión del Guadalentín en los piedemontes de Espuña e Hinojar. En estas últimas superficies también se dan micro-relieves estructurales tipo mesa o cuesta. Dentro de ellas cabe mencionar las micro-cuestas labradas en la superficies aluviales al NE de Totana, así como el relieve de Cabezuelo Gordo (en la misma zona) un auténtico micro-cerro testigo condicionado por este tipo de formaciones edáficas.

Como ya se ha mencionado, la génesis de calcretas está 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 franceses en la década de 1970 (MONTENAT, 1977; DUMAS; 1979).

3.2.2.7. *Formas antrópicas*

Buena parte de la superficie que cubre la Hoja de Totana 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 está siendo objeto de una intensa presión industrial y hortofrutícola. Es en concreto la construcción de invernaderos el elemento más agresivo. En especial son de destacar las zonas de la Rambla de Salinas y Sur de Totana, donde se han instalado los polígonos industriales y explotaciones de invernaderos de mayor impacto paisajístico ya que cubren superficies de más de 1500 Has cada una. También son de destacar las numerosas explotaciones hortofrutícolas que se están actualmente estableciendo sobre las superficies encostradas del techo de piedemonte del Campo de Cartagena en su zona de Conexión con el Guadalentín. 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. Estas mismas actuaciones también afectan a la vertiente sur del relieve de Loma Larga, donde las zonas de invernaderos se sitúan sobre la superficie de los glaciares e incluso sobre las laderas labradas en las margas neógenas, las cuales además son víctima de su abancalamiento.

Otros elementos antrópicos que se han cartografiado son los canales artificiales más importantes. En concreto en la zona estos son los del Paretón, un canal de derivación del que se desconoce su fecha de construcción exacta, y el de La Alcanara, una canalización artificial que pasa desapercibida en el paisaje actual. Del Canal del Paretón tan solo se tienen noticias que después de la denominada Riada de San Calixto (1651) la administración borbónica dispuso fondos para su “adecuación” (NAVARRO HERVÁS, 1992). SILVA *et al.* (1996), en base al análisis de cartografías históricas que abarcan los siglos XV, XVI y XVII, proponen que el actual canal se construyó entre los siglos XVI y XVII sobre o paralelamente al antiguo curso del Guadalentín que, al menos, tenía un canal de derrame que vertía naturalmente sus aguas hacia la Rambla de Las Moreras. Estos mismos autores, en base a análisis similares proponen que el actual cauce del Guadalentín, entre la derivación del Paretón y la confluencia de la Quebrada de la Alcanara, responde a un canal artificial, el Canal de La Alcanara. Este sería construido en época similar al anterior, para unir la Cabecera del Antiguo Sangonera con uno de los antiguos canales de derrame del Guadalentín (SILVA *et al.*, 1996) y así drenar el antiguo fondo endorreico de la Depresión del Guadalentín, con probables fines de higiene y de aprovechamiento agrícola. Actuaciones similares se llevaron a cabo durante el Siglo XVIII para conectar definitivamente el Guadalentín al Segura, como es el caso del Canal del Reguerón, que recorre al Sur de las localidades de Alcantarilla y Murcia (NAVARRO HERVÁS, 1992).

Las graveras a cielo abierto se han convertido en elemento importante en la zona de la Sisquilla, donde se explotan los materiales detríticos de los sistemas aluviales pliocenos y pleistocenos incorporados al relieve tectónico interpuesto de Totana. La más importante abarca la totalidad de la serie sedimentaria generando una macro trinchera de algo más de 700 m perpendicular al relieve.

Por último cabe citar, como elemento antrópico reflejado en la base topográfica la autopista A-7 (Murcia-Almería) en su circunvalación por el Sur de Totana. En esta zona su trazado transcurre ligeramente elevado sobre la superficie del terreno, y al encontrarse situada aguas abajo de los puntos de intersección activos de los sistemas aluviales que drenan la Sierra de Espuña, supone un umbral artificial para las aguas y arrastres durante las épocas de crecida. Por tanto representa un elemento antrópico que ha multiplicado la peligrosidad natural de esta zona frente a los procesos de avenida en estos sistemas de ramblas.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

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

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, esquistos y mica-esquistos, aunque también pueden ser apreciables otras litologías como cuarcitas, calizas mesozoicas, y calizas y yesos neógenos. 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 Guadalentín. Por el contrario, limos y arcillas son más importantes en los depósitos asociados a los sistemas endorreicos y semi-endorreicos axiales. Éstos pueden contener cantidades variables de materia orgánica (fondos semi-endorreicos) y cristales de yeso secundario (humedales salinos).

En la zona del Campo de Cartagena y su conexión con el Guadalentín las formaciones superficiales dominantes son las costras calizas (calcretas) que pueden llegar a alcanzar espesores entorno a los dos metros. Éstas son formaciones edáficas que se superponen a los materiales aluviales del techo de Piedemonte de las Sierras de Carraschoy y el Algarrobo, que pueden llegar a alcanzar potencias considerables. Estos materiales aluviales tienen granulometría gruesa (tamaño grava y arena) en las zonas proximales de ambas sierras y todo a lo largo del Escarpe del Saladillo. Por el contrario son los detríticos tamaño limo y arcilla los que dominan la zona axial en todo el entorno de la Rambla de Fuente Álamo, muy especialmente en su zona de Cabecera, entre las localidades de Los Muñoces y Los Canovas.

En la zona de la Cuenca de Mazarrón que abarca la hoja de Totana, es el sector donde las formaciones superficiales alcanzan menor extensión y potencia, las más importantes se encuentran relacionadas con los fondos de ramblas y de valles activos, así como con los sistemas de terrazas y glaciares de cobertera asociados a las más altas. La zona donde mejor se encuentran representadas es entorno al relieve de Loma Larga, pero donde alcanzan mayor espesor en la zona de Confluencia de las ramblas de Tebas, Paretón y Puntarrón en el extremo oriental del mencionado relieve, el cual por cierto posee una cubierta de costra calcárea. Los depósitos de terraza son aquí más característicamente fluviales, dominando las gravas y arenas,

en cualquier caso poco redondeadas y seleccionadas. Por el contrario los depósitos de glaciés están caracterizados por una granulometría más fina (limos y arenas) en la que se intercalan delgados niveles de gravas de pequeño tamaño. Las superficies de ambas formaciones pueden estar afectadas por un débil encostramiento, que en ningún caso es comparable al de las calcretas del Campo de Cartagena.

3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

El análisis geológico indica que el mar no se retiró de la zona central de la Hoja de Totana hasta ya entrado el Cuaternario, con el desarrollo del Sistema lagunar-palustre del Saladillo (26 -ver apartado de Geología-). Esta unidad morfosedimentaria responde a la instalación de una importante llanura costera arenosa alimentada por sistemas fluviales de envergadura (antecesores de los actuales sistemas del Guadalentín y Lébor). Éstos tenían sus cabezeras 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). 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 LAF (Falla de Lorca-Alhama de Murcia) en el margen occidental de la Depresión y de las de PLF (Falla de Palomares) y NCF (Falla de Nor-Carrascoy) en la oriental. Esta importante reestructuración del relieve está originada por un cambio en las direcciones de esfuerzos desde NE-SO 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 DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992; SILVA, 1994). Esta reactivación del relieve trae como consecuencia el 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). La continuidad de la compresión N-S durante el tránsito Pleistoceno Medio-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 generan en los Frentes de La Tercia (Lorca) y Espuña (Totana), los cuales se generan a favor de la rama sur de la LAF, denominada por algunos autores como Falla del Guadalentín. Éstos obturan el drenaje y el depósito de los sistemas aluviales, que sólo en contadas ocasio-

nes lo llegan a sobrepasar (El Saltador en Lorca y La Sisquilla en Totana). Allí donde lo hacen se producen importantes rupturas y escarpes de falla en las superficies aluviales.

Una vez estructurado el relieve, ya durante 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 sus 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). Ésta, 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). 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 endorreicos, si que se tienen multitud de datos sobre los sistemas fluvio-palustres y lagunares que acompañan a la tercera fase deposicional. Así durante el 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-ÁVILA, 2002; SILVA *et al.*, 2003). Así pues la secuencia de terrazas del Río Guadalentín solo abarca los últimos 2.500 años y las mas representativas son de época medieval-musulmana y moderna, está última muy probablemente coincide con el último episodio frío denominado la Pequeña Edad de Hielo (CALMEL-ÁVILA, 2002; SCHULTE, 2002). Sólo en la Cuenca de Mazarrón, los procesos de encajamiento fluvial son anteriores a esta época y se pueden remitir al tránsito Pleistoceno Superior-Holoceno (BARDAJÍ *et al.*, 2003: ver Hoja de Mazarrón). El drenaje definitivo de la Depresión sólo 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), adecúan y fijan la antigua conexión na-

tural entre el Guadalentín y la Rambla de Las Moreras (Canal del Paretón), y más al Norte unen y canalizan definitivamente las aguas del Guadalentín hacia el Segura (Canal del Reguerón).

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 y el Algarrobo, siendo más importantes los primeros. 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 desarrollo de calcretas es generalizado. En las zonas más proximales el 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 Bruñes-Matuyama o Pleistoceno Inferior-Medio (SOMOZA *et al.*, 1989). Toda esta evolución y encajamiento de los sistemas aluviales está dirigido por la elevación progresiva de Carrascoy y el encajamiento de los sistemas fluviales axiales, Ramblas de Fuede Álamo y Albujón. Una descripción más detallada se obtiene en la Hoja de Murcia (SILVA *et al.*, en prensa) donde esas formaciones abarcan mayor extensión.

3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL

Los procesos geológicos activos dentro de la hoja de Totana, 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 Totana 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, micro-horsts, micro pull-aparts, sags), basculamientos y anomalías relacionadas con la red de drenaje (desplazamientos, deflecciones, etc.) como elementos geomorfológicos menores, pero no menos importantes. La mayor parte de ellos se encuentran concentrados en la esquina NO de la hoja en relación con el trazado de la Zona de Falla de Lorca-Alhama de Murcia, la cual por otra parte es la responsable directa de la sismicidad que se registra. Todos los rasgos que se mencionan son congruentes con el carácter de desgarre sinistral de la mencionada falla. En esta zona su rama sur (Frente de Totana) posee una dirección general N60-70°E, mientras que su rama norte (Frente de Espuña) se resuelve en el escalonamiento "en echelon" de segmentos sinistral de componente inversa N70-100° con sistemas de

fallas normales N350-20°E (SILVA *et al.*, 1992c). Estas últimas tienen un papel relevante en la formación de relieves tectónicos como ocurre con la serie de micro-horsts y micro-grabens que se desarrollan a favor del denominado Sistema Extensional de Cancarix (SILVA, 1994) en el entorno de la Rambla de Campix. También intervienen en la generación de cuencas pull-apart sobre los afloramientos de yesos alineados a lo largo de la rama sur de la LAF (Falla de Lorca-Alhama de Murcia). Estos sistemas de fallas normales también son importantes a lo largo del sector oriental del Escarpe del Saladillo, donde en algunas zonas (vértice de Las Lomas) llegan a condicionar incluso su geometría. Fallas de dirección similar condicionan los relieves que la separan de su zona de Conexión con el Campo de Cartagena, muy especialmente las situadas en la prolongación de la Falla de Las Lomas, expresión en superficie de la falla normal que limita el graben de Mazarrón con el Algarrobo, tal y como se ha detectado por métodos geofísicos (BAENA, *et al.*, 1994).

Dentro de las anomalías relacionadas con la red de drenaje, las desviaciones del drenaje relacionadas con el trazado de la LAF (Falla de Lorca-Alhama de Murcia) que da lugar a patrones de drenaje en Z. son las más abundantes. En la mayor parte de los casos están relacionadas con los relieves interpuestos que constituyen las lomas de presión que se desarrollan a lo largo del bloque levantado de esta falla, que obturan el drenaje de los relieves marginales principales (sierras de la Tercia y Espuña) hacia la Depresión, de modo que en este caso actúan como verdaderas lomas de obturación en el sentido que las da WALLACE (1975) deflectando el drenaje. Sin embargo, en la mayor parte de los casos muestran desplazamiento sinestrales, coherentes con el comportamiento cinemático de esta falla, por lo que cabría considerarlas como la suma de la 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 (Pleistoceno medio), respondiendo al drenaje en Z que se observa actualmente con pequeños procesos de antecedenencia o de captura por parte de los arroyos que drenaban los relieves interpuestos hacia la Depresión. En definitiva, este tipo de anomalías no representan desplazamientos reales como han indicado autores previos (RODRÍGUEZ ESTRELLA y ALMOGUERA, 1986; NAVARRO HERVAS, 1992, MARTÍNEZ DÍAZ y HERNANDEZ ENRILE, 1992a) e incluso en algunos casos la presencia de estas lomas de obturación dan lugar a falsos desplazamientos que marcarían un sentido de desplazamiento dextral a lo largo de la Falla del Guadalentín como ha propuesto algún autor desconociendo el significado de este tipo de anomalías (RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al.*, 1986).

La Falla de Lorca-Alhama de Murcia, constituye un accidente de desgarre sinistral con actividad cuaternaria (BOUSQUET y MONTENAT, 1974; BOUSQUET, 1979), cuya ZDP muestra diferente complejidad geométrica (lineal y fractal), patrón estructural, orientación y actividad sísmica (SILVA *et al.*, 1992c; SILVA, 1994 y 1996b). Se puede subdividir en tres segmentos principales, Huerca Overa-Lorca (N35-45°E y 28,5 km de longitud), Lorca-Alhama (N50-65°E y 27 km de longitud) y Alhama-Alcantarilla (N45-50°E y 26 km de longitud). La Hoja de To-

tana se sitúa en su segmento central, que es el de mayor complejidad estructural y actividad sísmica, caracterizado por la ramificación de su zona de falla en, como ya se ha indicado en dos. MARTÍNEZ DÍAZ (2000) propone la subdivisión del segmento central en dos subsegmentos uno Lorca-Totana (15,5 km) de mayor actividad en cuanto a desplazamientos, magnitudes e intensidades sísmicas, y otro Totana-Alhama (13 km) de menor actividad el cual abarca la zona cartografiada. Todas las líneas de falla incluidas dentro de la ZDP cartografiada pueden catalogarse como de actividad pleistocena, ya que afectan a materiales y/o formas pliocenas y/o propiamente pleistocenas. Algunas de ellas, tales como el Sistema Extensional de Campix la actividad puede adscribirse al Pleistoceno Superior y algunas de las trazas situadas al NE de la Rambla de la Sisquilla incluso al Holoceno (SILVA, 1994). Datos morfométricos (SILVA *et al.*, 2003) y paleosísmicos indican que estas trazas de falla activa están condicionadas por tasas de desplazamientos verticales superiores a 0.08 mm/año e incluso pueden alcanzar los 0.2 mm/año, mientras que las tasas de desplazamiento en la horizontal se sitúan entre 0.15 y 0.32 mm/año (MASANA *et al.*, 2003) para este segmento central de la falla. Como veremos los datos sísmicos permiten correlacionar muchos de los epicentros (históricos e instrumentales) con las trazas de ambas ramas de la falla, por lo que puede catalogárselas como fallas activas (SILVA *et al.*, 1992c; 2003; SILVA, 1994 y 1996b; BAENA *et al.*, 1994; MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*, 2001a).

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-NO a 4 mm/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-SO que se extiende desde Almería hasta Alicante (MEZCUA y MARTÍNEZ 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. Éste, 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 sinistral (NE-SO) de Carboneras, Palomares, Lorca-Alhama y Nor-Carrascoy en sus sectores meridional y central, y por las fallas dextrales (N70°E) 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 delimitan dos importantes alineaciones. La primera, se resuelve a favor del trazado del curso medio del río Segura (Lorquí-Murcia) con dirección N120-140°E, y la segunda con la propia Depresión del Guadalentín (Pto Lumbresas-Orihuela), con dirección N45-65°E. 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 N50-65°E, 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. Éste 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 (Falla de Lorca-Alhama de Murcia), siendo bastante escasa en el margen oriental de la falla de Nor-Carrascoy (NCF), donde llega a ser nula en la zona más meridional correspondiente a la PLF (SILVA 1994; SILVA *et al.*, 2000). 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 ($mb \leq 5.5$) y de carácter superficial ($h < 30$ km), 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 sismogénica en esta área, que por regla general coincide con el límite de elasticidad del cuarzo (isograda de 300°C: 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/m²), haciendo que la isograda de 300°C se sitúe entre los 7-10 km de profundidad, equivalente al espesor de la zona sismogénica. De hecho, en este sector el 90% de la sismicidad registrada se sitúa en el intervalo de 9-11 km (MARTÍNEZ DÍAZ, 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 (Falla de Nor-Carrascoy). 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 (Falla de Lorca-Alhama de Murcia), 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. El de mayor Intensidad ocurrido en la presente hoja es el Terremoto de Totana de 1907 (VII MSK), que es además el primer evento sísmico que se lista en el catalogo del IGN en 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 la 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. Éstos aparecen dispuestos en tres agrupaciones principales, SO de Totana (en la presente hoja), Sur de Alhama-Librilla (en la Hoja de Alcantarilla) y una tercera en el entorno de la ciudad de Murcia, en el polígono definido por las localidades de Alquerías, El Palmar y La Ñora (Hoja de Murcia). En este último conjunto, denominado por SILVA (1994) Fuente Sísmica de Murcia, se registra la actividad más importante de las tres, con intensidades que alcanzan los VII MSK como es el caso del Terremoto de Murcia de 1743. Aunque muchos autores han correlacionado esta sismicidad con la prolongación N120°E 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 *et al.*, (1978) y RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al.*, (1989) señaladas en el Mapa Neotectónico de la Región de Murcia (BAENA *et al.*, 1994). Las otras dos fuentes sísmicas no producen sismos de importancia ni en intensidad (< IV MSK) ni en magnitud (< 2.0 mb), siendo todos ellos de época instrumental. Algunos de los eventos, relacionados con la Fuente sísmica del Sur de Alhama-Librilla, podrían relacionarse con la prolongación fosilizada de la rama sur de la LAF (Falla de Lorca-Alhama de Murcia) que se continua en superficie al otro margen de la Depresión como la NCF (Falla de Nor-Carrascoy), tal y como proponen, y HERNÁNDEZ ENRILE y MARTÍNEZ-DÍAZ (2000). Los situados en la presente hoja son de difícil adscripción y delinean una alineación general NO-SE ortogonal a la LAF (Falla de Lorca-Alhama de Murcia).

Datos paleosísmicos sólo 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). En la zona de Lorca-Totana (Rambla de Colmenar) las trincheras realizadas en la rama sur de la falla (Falla del Guadalentín) por MARTÍNEZ DÍAZ *et al.* (2001a) han podido identificar dos paleosismos, uno con anterioridad a 16.670 años BP en el Pleistoceno Superior, y otro más moderno entre 2.130-830 años BP (ca. 1.460 AD). Este último podría coincidir con el terremoto de Orihuela del año 1048 listado en el Catálogo del IGN con Intensidad X MSK. Datos aportados por CALMEL-ÁVILA (2002) en la zona del Romeral (Sur de Librilla) permiten proponer la existencia de un Evento sísmico importante que afecta a depósitos de c.a. 4.300 años BP y se encuentra sellado por un paleosuelo de 3.885 ± 60 años BP perteneciente a la Edad del Bronce (SILVA *et al.*, 2003b). En cualquier caso las magnitudes máximas estimadas para los diferentes eventos paleosísmicos son del orden de $M_w=7.0 \pm 0.1$, la cual supera cualquier registro instrumental de la zona (MASANA *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 M_w 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 $M_w=6.5-7.0$ 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; MASANA *et al.*, 2003).

En cualquier caso, los diferentes autores estiman que las tasas de elevación tectónica asociada a frentes de falla activos, como es el segmento Central de la LAF, son del orden de 0.08-0.2 mm/año. Estos valores se asocian según diferentes relaciones empíricas a periodos de recurrencia de 1750-2600 años y 10.000-12.500 años para eventos de intensidad superior a VIII MSK (SILVA *et al.*, 2003b). No obstante los registros históricos (últimos 650 años) documentan periodos de recurrencia de 100-250 años para eventos de intensidad VII-VIII en la zona de Murcia, que podrían ilustrar la actividad sísmica durante los grandes periodos de tiempo comprendidos entre grandes terremotos. Relaciones empíricas, como la propuesta por VILLAMOR y BERRIMAN (1999) para tasas de elevación-periodo de recurrencia, también nos indican periodos de recurrencia entorno a los 10.000 años para grandes terremotos (CAPOTE y MARTÍNEZ DÍAZ, 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 Macrozonación sísmica que realiza la Norma de Construcción Sismorresistente (NCSE-02), atribuye a la zona de la Depresión aceleraciones horizontales básicas (a_g) entre los 0.12 y los 0.08 g, alcanzándose los valores máximos en la zona de Murcia-Orihuela (>0.15 g). En concreto la MCSE-02 asigna al Municipio de Lorca un valor de 0.12 g, al de Totana 0.10 g los de Alhama y Fuente Álamo 0.11 g y al de Mazarrón 0.09 g. Estos valores de intensidades están generalmente relacionados con intensidades $\leq$ VII MSK. Ensayos de mesozonación sísmica como el realizado en el Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Re-

gión 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. Los más importantes se sitúan en el Frente Montañoso de Espuña, así como en las cabeceras de las ramblas del interior de la Sierra de Carrascoy. Ambas zonas son catalogadas de peligrosidad alta y media alcanzándose pendientes medias de 8-15° y >15° respectivamente (ITGE-CARM, 1995). En estas zonas los procesos gravitatorios activos están generalmente ligados a los afloramientos de calizas y dolomías del Complejo Maláguide (Espuña), así como más comúnmente a las series pizarrosas y esquistosas Permo-triásicas del Complejo Alpujárride (Carrascoy). Otra zona donde los procesos gravitatorios son importantes es a lo largo del Escarpe del Saladillo y en el entorno del relieve tabular de Loma Larga. El primero de ellos es catalogado como zona de peligrosidad baja (ITGE-CARM, 1995), aunque en algunas zonas las pendientes superan con creces los 15°. En estas zonas los movimientos más frecuentes son los desprendimientos y caídas, aunque hay algún ejemplo sobresaliente de deslizamiento, como el que tienen lugar a favor de la Falla de Las Lomas. 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 deslizarse sin volcar o fracturarse, dando lugar a un deslizamiento de tipo traslacional cuya componente de movimiento principal es paralela a la ladera. Dentro de esta tipología la zona de mayor peligrosidad se sitúa en la vertiente meridional del relieve de Loma Larga, donde además la inestabilidad gravitatoria se ve amplificada por los taludes artificiales de la Carretera MU-303 (Totana-Mazarrón). 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 las ramblas del Paretón, Puntarrón y el propio Guadalentín. 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. Las zonas de mayor peligrosidad se encuentran en el relieve interpuesto de Totana y aguas arriba de este (Esquina NO de la Hoja) y dentro del Guadalentín en su sector más septentrional. No obstante dentro de todos ellos la de mayor peligrosidad potencial es la Rambla del Puntarrón, que puede presentar paredes subverticales excavadas en margas de unos 15m

de altura coronadas por paquetes de conglomerados cementados (terrazas) por debajo de los cuales es común el desarrollo de surgencias que con el tiempo descalzan los conglomerados superiores ("sapping"). Dentro de los cascos urbanos que abarca la hoja, solo el de Totana es catalogado de peligrosidad alta (ITGE-CARM, 1995), existiendo antecedentes de estudios de movimientos de laderas con afección a canales de riego, vías de comunicación y viviendas, en respuesta a precipitaciones intensas durante la década de 1970-80.

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 1.482 DC, aunque existen referencias escritas desde el 1.258 DC. En más del 90% de los casos se hace mención explícita 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), 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 la zona del actual canal de derivación del Paretón al Sur de Totana (NAVARRO HERVÁS, 1992) y provocando un total de más de 1.000 víctimas 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 ocasionó 680 muertos en la vega de Lorca. De especial actividad hídrica fue el último cuarto del Siglo IXX, 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 según el mismo autor. 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 Guadalentín durante uno de los episodios de crecida importantes del cual se poseen datos numéricos corresponde a la Riada de Octubre de 1973 (HERAS, 1973) durante el cual el Guadalentín registró caudales máximos de hasta 3.090 m³/s en su zona de cabecera, bajo unas precipitaciones de 286 mm. Aguas abajo de Lorca, donde la lámina de agua alcanzó una altura de 10m, se registraron caudales máximos cercanos a los 850 m³/seg. En el Canal de derivación del Paretón se registraron caudales máximos de 653 m³/s durante el mismo evento. En Pto. Lumbreras, la rambla del Nogalte registró caudales máximos de 1974 m³/seg. Los hidrogramas resultantes de esta crecida dieron unos tiempos de respuesta que varían de cinco horas en la Rambla del Nogalte, hasta nueve horas en el Guadalentín a su

paso por Lorca (NAVARRO HERVÁS, 1992). En los hidrogramas situados aguas debajo de Lorca se observa un doble repunte de máximos caudales ocasionados por la confluencia de las ondas de crecida procedentes de los sistemas de ramblas directos al Guadalentín.

Dentro de ellas las más importantes en la Hoja son las de Lébor y Totana. En detalle la localidad de Totana ha sufrido hasta cuatro procesos de inundación importantes (1718, 1750, 1877 y 1964) que han causado víctimas y/o daños importantes en viviendas y cultivos (ITGE-CARM, 1995). Todos ellos están relacionados con el desbordamiento de la Rambla de Totana y por tanto relacionado con episodios de lluvias torrenciales muy localizadas en su pequeña zona de cabecera instalada en la vertiente meridional de la Sierra de Espuña. 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 esta máxima en las zonas axiales de las ramblas del Guadalentín y su continuación por la del Paretón-Las Moreras a través del actual Canal de derivación. Así mismo la peligrosidad es muy alta en las ramblas de Totana y del Puntarrón. Dentro de todas ellas la de mayor riesgo hidrológico (riesgo = peligrosidad + vulnerabilidad) es la de Totana ya que atraviesa un núcleo urbano densamente poblado y por tanto altamente vulnerable, aunque según el Atlas –inventario de riesgos naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) sólo el 10% del casco urbano de Totana es inundable.

Por otro lado, el resto de ramblas directas a la Depresión procedentes de Espuña, y en especial la de Lébor, poseen también un grado de peligrosidad alto-medio, al igual que las situadas en la vertiente sur de Carrascoy (Rambla Honda, y los Corachos). Por el contrario las que se alimentan del relieve de la Sierra de Hinojar y vertiente norte del Algarrobo, son las de Menor peligrosidad ya que poseen cabeceras muy reducidas. Zonas de especial 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 sur de Totana hasta el Cauce del Guadalentín y en la zona axial del Campo de Cartagena a lo largo de la Rambla de Fuente Álamo. En el Caso de la zona de Totana, la peligrosidad es mayor ya que el actual trazado de la circunvalación de la Autovía del Mediterráneo, puede eventualmente actuar a modo de represa para las aguas.

En general, todo el sector central de la Depresión del Guadalentín posee un grado de peligrosidad medio, tal y como se indica en el Atlas-Inventario de riesgos naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995). No hay que olvidar que ésta ha sido un área endorreica con puntos funcionales en la actualidad (humedales salinos y zonas de encharcamiento semi-endorreicas) que sufrió un proceso de drenaje natural y antrópico a partir de la edad del Bronce.

A estos procesos de inundación van obviamente ligados los procesos de sedimentación activa. Éstos quedan cartográficamente representados por las bajadas distales activas de los sistemas de ramblas directas y por los depósitos de desbordamiento (tipo crevasse-splay) que se observan aguas abajo de la Derivación del Canal del Paretón ocasionados por el propio Guadalentín (el sistema fluvial axial). En concreto, durante la riada anteriormente citada, del caudal máximo

de 1974 m³/s registrado en la Rambla del Nogalte 813 m³ 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 Pto. Lumberras (HERAS, 1973).

3.5.5. Procesos de erosión

Los más importantes son los ligados al desarrollo de sistemas de cárcavas en los materiales neógenos de la antigua Cuenca de Mazarrón. De especial importancia son los que se generan a lo largo de la Cabecera de la Rambla del Puntarrón y en menor medida a lo largo del sector más oriental del Escarpe del Saladillo, al Este de la Falla de las Lomas. Estos procesos se encuentran todavía inscritos en el proceso de erosión remontante que generó el propio Escarpe del Saladillo, y su eficacia es aquí mayor debido a la naturaleza más erosionable de los materiales margosos que aquí afloran. 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, donde 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. Otra zona especialmente degradada por los procesos de erosión la constituyen los antiguos humedales salinos situados en la Cabecera de la Rambla de La Salinas. La erosión remontante de esta es junto con la acción antrópica, la responsable de la actual fragmentación y degradación irreversible de estos humedales.

4. TECTÓNICA

Como se ha reseñado en capítulos anteriores, en esta Hoja, se tienen tres relieves en los que afloran materiales de las Z.I.B. La Sierra de Carrascoy en el sector centro septentrional constituida por materiales del Complejo Alpujárride, la Sierra de Espuña en el sector noroccidental donde se tienen unidades superiores del Complejo Alpujárride y las inferiores del Maláguide y finalmente en el sector meridional y oriental se encuentran las estribaciones de las Sierras de Almenara y del Algarrobo en donde afloran materiales del Complejo Nevado-Filábride. A su vez estas elevaciones morfológicas, se encuentran separadas por extensas llanuras de la Cuenca terciaria de Totana-Mazarrón. Como no es posible establecer una relación cartográfica directa entre estas sierras, parece obligado describir sus características tectónicas por separado para, finalmente intentar dar una síntesis general.

4.1. SECTOR DE LA SIERRA DE CARRASCOY

Este sector, que 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.

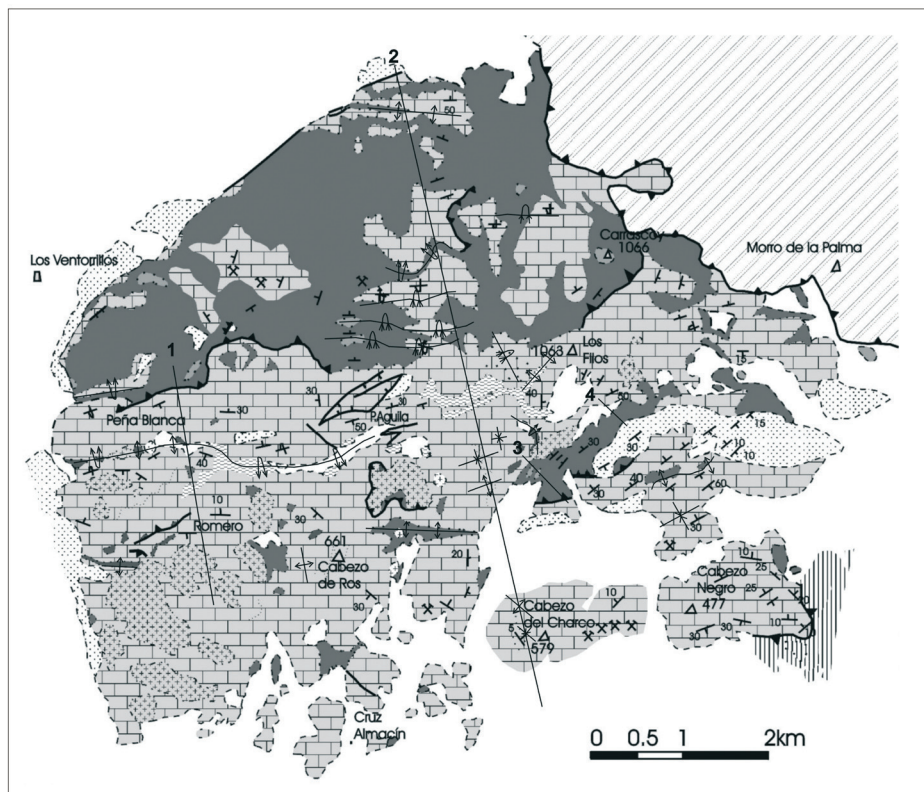
SANZ DE GALDEANO *et al.*, (1997) consideran que una de las dos unidades descritas por KAMPSCHUUR (1972) en la parte centro-occidental de la sierra, no existe, quedando tan solo una, la unidad de Carrascoy.

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 recrystalizada, y la suprayacente (unidad de Navela). Estas unidades reposan a su vez sobre la unidad alpujárride de Carrascoy.

La unidad de Carrascoy (Fig 4.1) 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.

A continuación se exponen los rasgos geométricos más importantes de la estructura, expresados a través de los cortes geológicos. 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).



LEYENDA

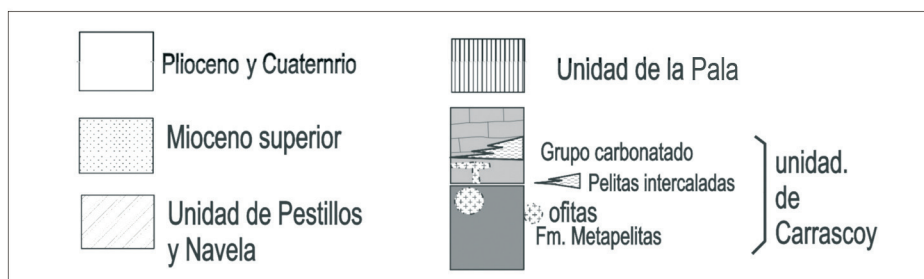


Fig. 4.1. Disposición de unidades en la Sierra de Carrascoy. Modificada de Sanz de Galdeano *et al.*, (1997).

Corte 1 Figura 4.2

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, 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 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.

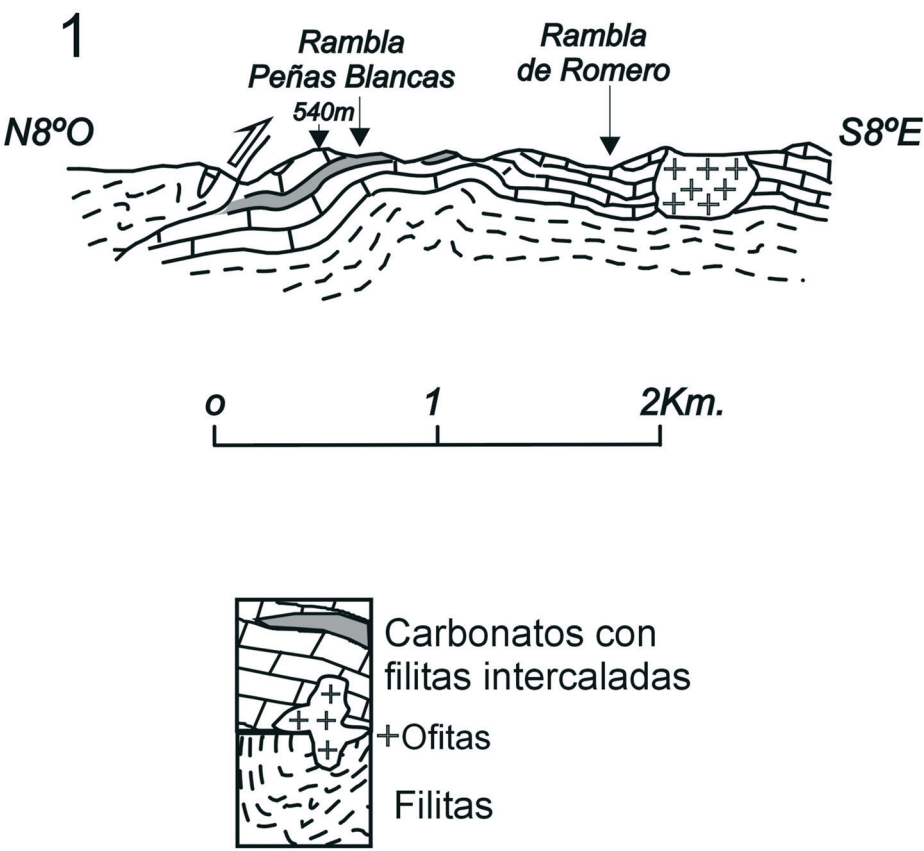


Fig. 4.2. Corte estructural en el sector centro occidental de la Sierra de Carrascoy

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

Corte 2 Figura 4.3

En este segundo corte se observa en la ladera norte de la sierra una estructura anticlinal, donde se puede apreciar que las filitas del corte anterior pasan a estar debajo de los carbonatos desapareciendo la imbricación antes citada. Más al sur, la estructura se transforma en pliegues apretados vergentes al sur, con flancos invertidos que forman una doble secuencia anticlinal, sinclinal, anticlinal.

En el núcleo de los sinclinales se conservan los carbonatos de la mitad suprayacente de la unidad, mientras que en los núcleos anticlinales afloran las filitas infrayacentes, que cuando forman parte de un flanco invertido parecen imbricaciones y, en algunos casos lo son, como más al sur, pues estos flancos están fallados formando parte de pliegues-falla.

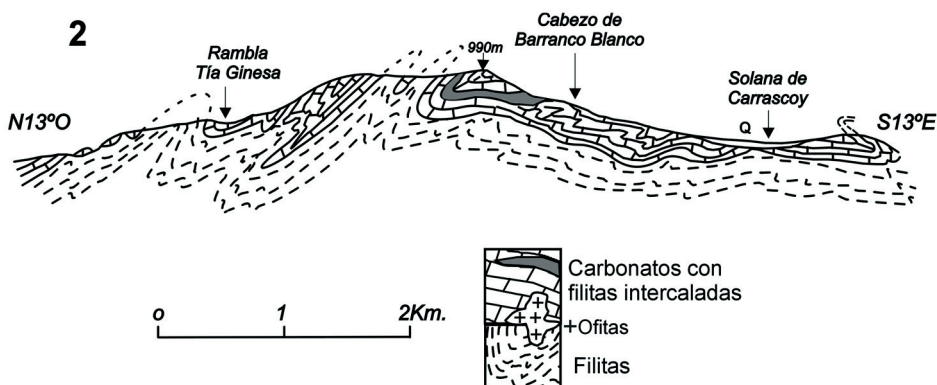


Fig. 4.3. Corte estructural en el flanco septentrional de la Sierra de Carrascoy

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.

Cortes 3 y 4 Figura 4.4

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

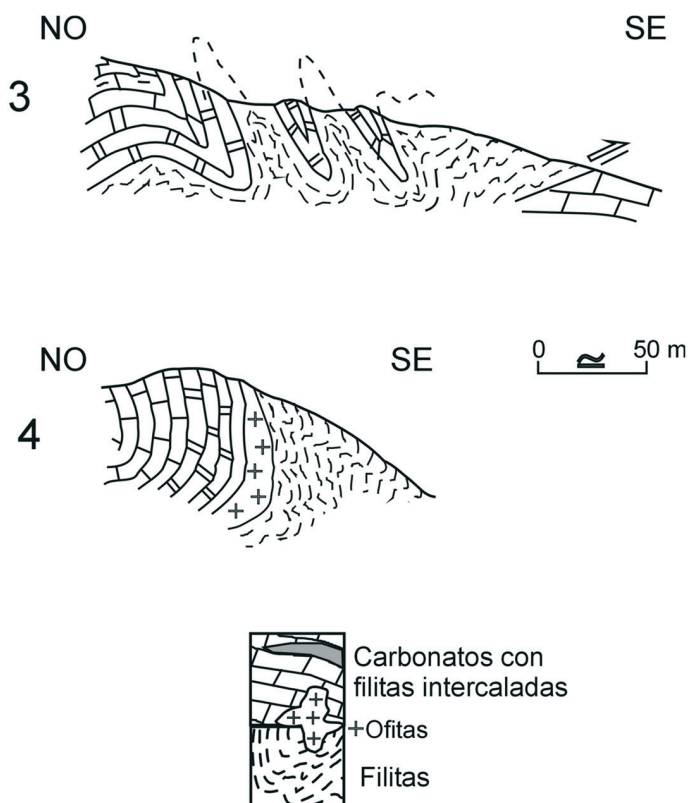


Fig. 4.4. Detalle del estilo de plegamiento y las vergencias en los carbonatos de la Sierra de Carrascoy

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

Estructuras formadas en regímenes compresivos

Cabalgamientos, imbricaciones y pliegues

Cabalgamientos tan sólo se observan en el sector centro-oriental de la sierra, en el contacto entre las unidades de Carrascoy y Pestillos (Fig 4.5), 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 4.2.). Así, el desplazamiento sinistroso de las mismas junto al cambio de orientación que sufren al pasar del borde occidental al septentrional, provoca una sobrepresión en el sector centro-occidental, dándose allí una mayor elevación.

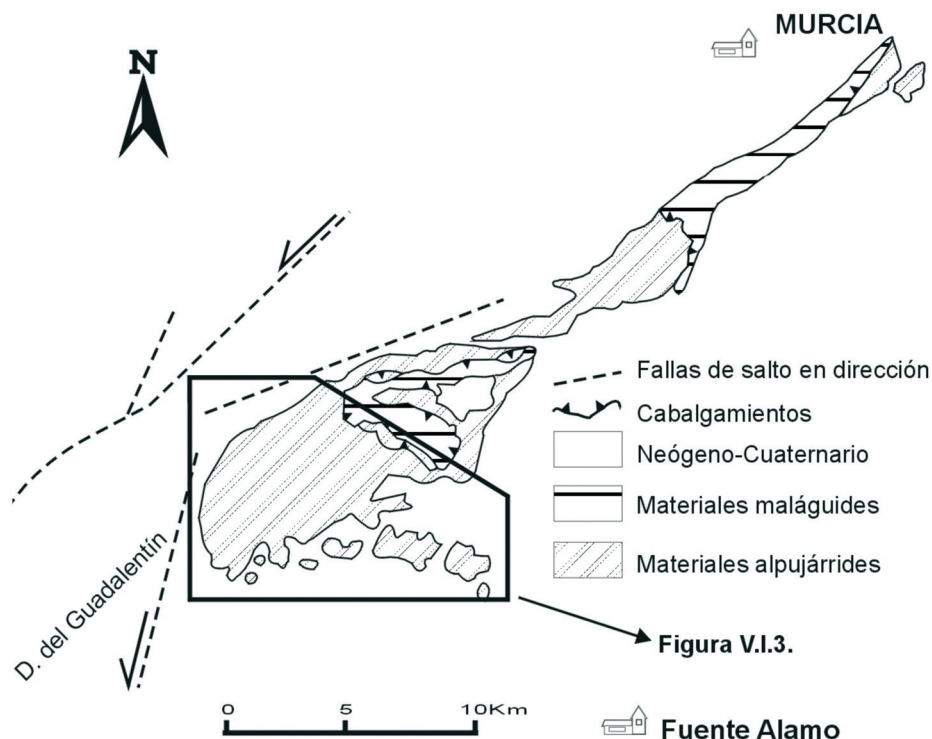


Fig. 4.5. Esquema simplificado de la Sierra de Carrascoy donde se marca el sector en el que se ha centrado la investigación. Se señala también la orientación de las principales fallas de salto en dirección

4.2. ZONA DE SIERRA DE ESPUÑA

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

La observación de la cartografía del sector occidental de esta Hoja muestra una gran complejidad tectónica de detalle. Sin embargo, en síntesis los terrenos aflorantes quedan configurados en dos megaestructuras relativamente simples en sus rasgos generales. El Antiforme de Sierra de Espuña y el Sinforme de la Depresión de Mula-Pliego. Esta última constituida casi exclusivamente por materiales terciarios y en menor proporción cretácicos, se encuentra en sectores septentrionales y fuera del ámbito de esta Hoja. Dentro del Antiforme de Sierra de Espuña diversos autores han diferenciado, de abajo a arriba, dos conjuntos de unidades tectónicas aóctonas: Alpujárrides y Maláguides, cada uno de ellos constituido a su vez por diversas láminas cabalgantes. En el área de esta Hoja solo aflora el conjunto superior de unidades del

Complejo Maláguide, en el que se reconocen dos grandes láminas cabalgantes: el Manto de Morrón de Totana, en posición inferior y el Manto de Perona. El Manto de Morrón de Totana es la unidad maláguide más característica y extensa y la que contiene el registro sedimentario más completo por lo que a dicha unidad se asocian la mayor parte de los terrenos mesozoicos y terciarios aflorantes al Norte de Sierra Espuña y en el Sinforme de Mula-Pliego. No obstante, en este sinforme se reconocen despegues tectónicos importantes de los que el más notable se localiza a nivel de los terrenos margosos del Cretácico superior a favor de los cuales se individualiza la denominada "Zona de Escamas de Mula".

Como se ha descrito en el Capítulo 2, la Sierra de Espuña, está constituida por margas, dolomías grises y calizas oolíticas, que configuran una unidad morfológica tabular con suaves buzamientos al Sur y que por su borde septentrional cabalga claramente a los depósitos turbidíticos oligocenos de la Formación Río Pliego (Hojas N^{os} 912 y 933), estructurados en un sinclinal tumbado hacia el Norte. A este respecto es importante reseñar que dicho cabalgamiento se prolonga ampliamente en dirección ENE bajo los sedimentos del Mioceno Superior de la Cuenca de Mula-Fortuna, como se pudo comprobar en el sondeo profundo acompañado de sismica de refracción, que se realizó en 1976 dentro del PEN, para la investigación y evaluación del potencial geotérmico de esta área.

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

MARTÍN MARTÍN *et al.* (1998a) basándose en nuevos datos bioestratigráficos propusieron una edad Oligocena terminal-Aquitaniense terminal para el episodio de acortamiento principal. Sin duda el aspecto más discutido por distintos autores es la dirección de emplazamiento de las unidades. PAQUET (1969), MAKÉL (1981, 1985), se inclinan por un emplazamiento hacia el Sur, LONERGAN (1991, 1993), MARTÍN-MARTÍN (1996), describen que el emplazamiento se produjo de SSE a NNO, generando un "antiformal stack" cuyo flanco Sur fue afectado por fallas normales y de desgarrae posteriores que hicieron aflorar las unidades inferiores. SANZ DE GALDEANO *et al.* (2000), indican que los datos obtenidos a partir de estructuras menores señalan dos direcciones de emplazamiento tectónico: hacia el SSE y hacia el Este lo cual parece estar de acuerdo con la propuesta de BOOTH-REA (2000), para la Zona de falla basal del Complejo Maláguide en los sectores meridionales de Sierra Espuña donde los criterios cinemáticos que encuentra indican una extensión de dirección NO-SE. Aunque en el área que se encuadra dentro del ámbito de esta Hoja los datos son muy escasos, los que se han medido y teniendo en cuenta la rotación sufrida por Sierra Espuña debido a la tectónica más reciente, parecen indicar una dirección de transporte tectónico en general hacia el Este.

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

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

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

La asunción de que el metamorfismo que afecta a las Unidades del DCA, se produjo en relación con su apilamiento inicial ha permitido considerar como fallas extensionales a aquellas superficies de falla a lo largo de las cuales se producen omisiones en el grado de metamorfismo LONERGAN, 1991 y LONERGAN Y PLATT, 1995). Éste ha sido el criterio fundamental para considerar al contacto entre los Complejos Alpujárride y Maláguide como una zona de falla extensional sobrepuesta a un cabalgamiento previo, que habría sido activa durante el Mioceno inferior ALDAYA *et al.*, (1991); LONERGAN, (1991) y LONERGAN Y PLATT, (1995); GONZÁLEZ LODEIRO *et al.*, (1996); BOOTH-REA *et al.*, (2002).

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

4.3. ZONA DE LAS SIERRAS DE ALMENARA Y EL ALGARROBO

En esta Hoja afloran los relieves de las estribaciones septentrionales de las Sierras del Algarrobo y de Almenara. En estos sectores situados al este y centro-oeste respectivamente, los materiales cartografiados se adscriben al Complejo Nevado-Filábride y dentro de éste, a la Unidad Inferior del Manto del Mulhacén.

Rasgos geométricos más importantes de la estructura

Los micaesquistos y mármoles del Manto del Mulhacén que se observan tanto en el sector de la Sierra del Algarrobo, como en la Sierra de Almenara, presentan varias generaciones de plie-

gues de los que destacan pliegues isoclinales cuya foliación de plano axial es la foliación principal en la mayor parte de estas rocas (DE JONG 1993b, JABALOY *et al.* 1993) y que produce la transposición generalizada de superficies previas, ya fueran de estratificación, foliaciones, etc., lo que imposibilita la estimación correcta de las potencias de las diferentes sucesiones. Esta transposición se observa muy bien en los mármoles. Además, y afectando a los pliegues anteriores, se pueden reconocer dentro de la secuencia de micaesquistos y mármoles nevado-filábrides (pero fundamentalmente en los últimos) pliegues mas abiertos con ejes orientados hacia el NE, de vergencias tanto al Norte como al Sur.

No se ha encontrado ningún punto en la Hoja en el que, sobre los materiales nevado-filábrides anteriores, aparezcan los del Complejo Alpujárride descritos en la Sierra de Carrascoy por lo que el contacto entre ambos Complejos sólo puede observarse en estas mismas Sierras pero dentro de la Hoja colindante de Mazarrón (976), se trata de un contacto de falla normal de bajo ángulo y movimiento del bloque de techo hacia el SO.

Las estructuras observadas pueden interpretarse como originadas en contextos compresivos y distensivos diferentes, lo que se describirá a continuación. Dentro de los complejos metamórficos de la Zona Interna Bética presentes en la hoja y al igual que en el resto de sectores de la Zona Interna Bética, pueden reconocerse además de las estructuras compresivas y distensivas más evidentes, asociaciones minerales y microestructuras formadas con anterioridad a las mismas, que se habrían originado durante un primer evento (presumiblemente de colisión continental) que produce minerales de alta presión seguido de un adelgazamiento isotérmico que produce el aplastamiento de los materiales, originando la foliación principal observada en las formaciones metapelíticas. Con algunas de estas estructuras previas podrían tener relación las dos primeras que se describen a continuación.

Estructuras relacionadas con el apilamiento de complejos y unidades tectónicas

La superposición inicial de las unidades nevado-filábrides, alpujárrides y maláguides se originó mediante cabalgamientos e imbricaciones cuyos contactos han sido posteriormente afectados por diferentes movimientos, en especial los de extensión, que serán descritos más adelante, hasta el punto de haber obliterado sus rasgos originales, lo que supone tener que reinterpretar la mayoría de los contactos entre unidades y complejos como contactos extensionales. No obstante, las traslaciones de los cabalgamientos que originaron la superposición original de complejos y unidades pueden deducirse en parte mediante criterios paleogeográficos y estructurales.

Micropliegues apretados y/o isoclinales con ejes orientados hacia el NNE. Se trata de pliegues desenraizados y aislados que aparecen fundamentalmente en la parte inferior de las sucesiones metapelíticas alpujárrides, con planos axiales paralelos a la foliación principal y vergencias hacia el oeste. Estos micropliegues podrían haberse originado durante el evento colisional que produjo el metamorfismo de alta presión y posiblemente las primeras superposiciones tectónicas en la Zona Interna de la Cordillera Bética. Sin poder afirmar esta relación, al menos

sí que se pueden encuadrar de manera general estas estructuras con la traslación del bloque de Alborán hacia el Oeste.

Lineación de estiramiento de dirección ENE-OSO. A parte de las estructuras anteriores e igualmente de origen dudoso, otra de las microestructuras más antiguas que se reconocen en casi todas las unidades del sector es una lineación de estiramiento de dirección ENE-OSO (Álvarez, 1987) que según este mismo autor indicaría una dirección de transporte o traslación en esa misma dirección. No obstante, esta lineación puede estar relacionada con el evento que origina la foliación principal de las unidades alpujárrides y que se ha descrito en otros muchos sectores, como un evento de adelgazamiento isotérmico previo al apilamiento principal de unidades y posterior al primer episodio de colisión continental.

Pliegues de ejes comprendidos entre N60°E y E-O. La dirección de emplazamiento hacia el N o NO de las unidades parece avalada por los macropliegues y los micropliegues asociados de dirección aproximada E-O u NE (orientación comprendida entre N60°E y E-O, aunque a veces pueden estar afectados por estructuras posteriores como fallas de desgarre, etc., que modifican esta dirección). Estos pliegues son asimétricos, de abiertos a cerrados y de vergencia norte. Desarrollan una esquistosidad de crenulación sobre foliación principal. Su origen estaría relacionado con la estructuración principal de los contactos entre complejos así como con la superposición de unidades. Estos pliegues se pueden correlacionar con los descritos por otros autores en unidades alpujárrides del tercio central de la Zona Interna Bética, como la fase D3 de CAMPOS *et al.* (1984), CUEVAS Y TUBÍA (1984), etc., con direcciones de cizallamiento hacia el NNE, orientación predominante NE y vergencia hacia el NO, y también la tercera fase de deformación descrita por AZAÑÓN *et al.*, *op cit*, SANCHEZ GÓMEZ *op cit*, etc. Los micropliegues se reconocen fundamentalmente dentro de las formaciones metapelíticas de las diferentes unidades, mientras que los pliegues de mayor escala se observan mejor en las formaciones carbonatadas. No obstante, las características reológicas de los mármoles nevadofilábrides hacen que se puedan originar en ellos pliegues con morfologías que no se correspondan con las originadas en los micaesquistos de este complejo. Los pliegues de esta generación quedan reflejados en la cartografía de manera que los contactos entre las diferentes unidades y complejos están orientados fundamentalmente según esa dirección, aunque esto es también debido en parte a fallas de salto en dirección que serán descritas más adelante. Los pliegues de igual dirección a los que se acaban de describir pero con vergencias hacia el sur, observados tanto en el Complejo Alpujárride como en el Nevado-Filábride podrían interpretarse como estructuras retrovergentes generadas durante esta misma fase de deformación.

Estructuras de extensión y adelgazamiento. Principales direcciones de traslación

Estas estructuras están ampliamente representadas en este sector, el cual se presenta junto con la continuación del mismo hacia el este como una de las zonas más adelgazadas descritas hasta el momento en la Cordillera Bética. Gracias a la estratigrafía y sin olvidar los criterios estructurales y el grado de metamorfismo, se ha podido tener un cierto control de las unidades y términos omitidos por la extensión, de manera que se ha podido cuantificar en parte o al

menos cualitativamente (número de unidades) este fenómeno. Esta cuantificación habría sido muy difícil de realizar sin los datos estratigráficos, ya que, al existir intercalaciones estratigráficas de metapelitas entre carbonatos de una misma unidad y despegues extensionales asociados al contacto entre formaciones de diferente competencia, es frecuente en muchos sectores de la Zona Interna Bética encontrar descritas más unidades de las que realmente existen, separando como de diferentes unidades formaciones que pertenecen a una misma unidad tectónica.

Tal y como se ha descrito en diferentes sectores de la Zona Interna Bética, las estructuras de compresión anteriores han sido modificadas por una reestructuración de la pila de mantos, como consecuencia de una tectónica extensional caracterizada por superficies de cizalla de bajo ángulo y traslaciones tanto de componente Norte como Sur.

Estas estructuras extensionales aparecen en prácticamente todos los contactos entre diferentes unidades tectónicas, siendo sus principales características en la presente hoja las que se describen a continuación. Las medidas y direcciones de traslación que se dan 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 tectónicos.

Como anteriormente se reseñaba, el contacto entre los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride, se caracteriza por ser una zona de cizalla a la que si se le restituyen los pliegues más recientes que le afectan tiene un suave buzamiento hacia el sur. Las filitas alpujárrides, están muy adelgazadas y son prácticamente una cataclasita con abundantes estructuras de extensión, como almendras y falsas SC que indican un movimiento del bloque de techo (Alpujárride) hacia el Sur o hacia el SSO. Esta banda de cizalla afecta al Nevado-Filábride de modo que desaparece prácticamente toda la unidad superior del Manto del Mulhacén, quedando restos de mármoles y de las formaciones metapelíticas de la Unidad Superior del Manto del Mulhacén conformando boudines y almendras estructurales de diferentes escalas. En esta banda de cizalla se han encontrado tanto en uno como en otro complejo estructuras extensionales como boudines con ejes de dirección media N120°E, dirección de extensión tectónica OSO-ENE; estructuras SC en los esquistos nevadofilábrides con sentido de movimiento hacia el SSO, etc. Mientras que en las filitas se observan estructuras frágiles, dentro los esquistos se pueden reconocer estructuras dúctiles que nos indican claramente un adelgazamiento de la pila tectónica y la consecuente exhumación de materiales más profundos que se deformaron en condiciones dúctiles. Este contacto extensional entre los materiales de Unidades del Complejo Alpujárride y el Nevado-Filábride se continúa varios kilómetros en la falda sur de la Sierra de Almenara omitiendo, en algunas verticales, gran parte del Manto del Mulhacén. En resumen, el contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride representado por el Manto del Mulhacén de las Sierras del Algarrobo y Almerara, es una falla normal de bajo ángulo con movimiento del bloque de techa 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 Manto del Mulhacén, que indican direcciones de adelgazamiento similares a las anteriores.

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 Serravalienense 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 dextrosas ENE-E-O. En todo el sector estudiado se ha observado un juego de fallas con direcciones comprendidas entre N70°E y N115°E, 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 dextrosa. Este juego de fracturas afecta y retoca gran parte de los contactos entre unidades, descritos anteriormente, como por ejemplo entre las al norte de Sierra Almenara; Unidades Inferior y Superior del Manto del Mulhacén en el borde sur de Sierra Almenara; banda de cizalla dúctil entre el Nevado-Filábride del Manto del Veleta y unidades del Complejo Alpujárride, etc. Su actuación está ligada a la creación de cuencas terciarias paralelas a estas fracturas. A veces desarrollan también cierta componente inversa que produce la superposición de materiales mesozoicos sobre los sedimentos terciarios.

Las fallas dextrosas 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 traslación 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 Serravalienense-base del Mioceno superior.

Este juego de fracturas pudo evolucionar hacia un régimen compresivo-transpresivo que originaría antiformal o relieves tales como Sierra Almenara, así como suaves sinformas, de orientación E-O y que constituyen algunos de los rasgos topográficos más característicos del sector.

El resto de estructuras que pueden observarse como los juegos de fracturas NE-SO, NNE-SSO y ESE-ONO son más modernas, de edad neotectónica "*sensu lato*" por lo que se describen en apartados posteriores.

4.4. ZONA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA (FAM)

La Falla de Lorca-Alhama, situada en el margen occidental del corredor del Guadalentín, es uno de los accidentes tectónicos y sísmicamente más importantes de Las Cordilleras Béticas Orientales. Cruza esta Hoja con dirección aproximada N50E desde el sector suroccidental de Totana al nororiental de Alhama de Murcia.

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

La FAM fue definida por BOUSQUET y MONTENAT (1974) y considerada por diversos autores MONTENAT, (1977); MONTENAT *et al.*, (1987); MONTENAT *et al.*, (1990); MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, (1991); RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al.*, (1992); MARTÍNEZ DÍAZ, (1998); GUILLÉN MONDÉJAR, (1994), GUILLÉN MONDÉJAR *et al.*, (1995) etc., como causante de las deformaciones que afectan a los cuerpos sedimentarios en el área desde el Mioceno medio o bien desde la formación de las Cuencas de Lorca, Fortuna-Mula-Alhama, etc, hasta la actualidad. Sin embargo, otros autores LONERGAN, (1991), LONERGAN *et al.* (1993), consideran que la actividad de la FAM comienza con posterioridad al Tortonense al considerar que el elipsoide de esfuerzos obtenido a partir de las fallas extensionales tortonienses es incompatible con la actividad de esta falla. Los datos de orientación de estructuras descritos con anterioridad señalan igualmente una incompatibilidad de los campos de esfuerzos existentes durante el Tortonense superior (extensión radial y contracción NO-SE) con la orientación N50/55E y cinemática sinistrosa de la FAM compatible con una dirección de acortamiento principal NNE-SSO a N-S.

El único periodo durante el cual la FAM condiciona la topografía del área y se producen discordancias progresivas relacionadas con su actividad, es a partir del Plioceno, donde a su vez se constata la existencia de un importante hiato deposicional. En el caso de esta Hoja es evidente que la actividad de esta fractura y de sus ramificaciones condiciona la sedimentación y el plegamiento de la Unidad Sedimentaria de Depósito V (Unidad Roja). También durante el Pleistoceno-Holoceno la sedimentación de la Depresión del Guadalentín ha estado condicionada por la actividad de esta falla BAENA *et al.* (1993), SILVA *et al.* (1992a) SILVA (1994), SILVA *et al.* (1997), MARTÍNEZ DÍAZ (1998).

Por estas razones BOOTH-REA (2000), ha considerado que la Falla de Alhama de Murcia habría sido activa desde el Plioceno hasta la actualidad. Habiendo sido responsable de la to-

pografía actual del área y de la elevación desde el Plioceno superior de la Sierra de La Tercia, cuyo basamento comienza a aportar cantos a la Cuenca de Lorca en el Plioceno superior-Pleistoceno inferior por primera vez desde el Tortoniense.

En los últimos años se han realizado estudios de la FAM con especial atención al análisis de la tectónica activa del corredor, las posibles estructuras cosísmicas asociadas a la misma y sus implicaciones en la peligrosidad sísmica de la zona. SILVA, P. (1992 y 1994), MARTÍNEZ DÍAZ J.J. (2000), analizaron en profundidad la dinámica cuaternaria del Valle del Guadalentín, aguas debajo de Lorca deduciendo un claro control estructural causado por la FAM.

El tramo de la FAM encuadrado en esta Hoja discurre entre Totana y Alhama de Murcia. Está constituido por un corredor tectónico formado por una zona de cizalla de dirección N35E a N45E. A lo largo de esta zona principal de desplazamiento (ZPD) existen sectores con cambios muy contrastados de su patrón estructural. En el caso de esta hoja y desde el SO al NE pueden significarse los siguientes sectores:

El sector entre Totana y la Rambla del Campis de Celada la FAM muestra una importante ramificación de la zona principal de desplazamiento. Este hecho se produce como consecuencia de un cambio en la naturaleza del sustrato. En este sector la ZPD pasa de los materiales neógenos a los metamórficos de las ZIB. El cambio de las propiedades reológicas del sustrato, la existencia de estructuras heredadas y el cambio en la dirección general de la falla, originan un aumento en la complejidad del patrón estructural de la ZPD. Esta ramificación de lugar a un *patrón braided* muy complejo en el que se desarrollan simultáneamente rasgos de extensión y compresión, como son micro pull-apart, escarpes de falla, pliegues en echelon, lomas de presión y obturación, etc.. Pero, sin lugar a dudas, en este sector, el rasgo más característico de la FAM es el desarrollo, durante el Cuaternario, de dos subcuencas de tipo pull-apart entre las dos ramas de la ZPD

En detalle la rama norte de la FAM, tiene un trazado más rectilíneo cortado por fallas normales transversales de dirección N10E a N15E. Este sistema de fracturas atraviesa y segmenta el trazado de la zona principal de desplazamiento.

La rama sur muestra un patrón braided muy acusado con varias ramificaciones que intersectan el trazado de la ZPD a menos de 20 grados y mantienen el mismo sentido de desplazamiento. En este patrón braided complejo son frecuentes los pliegues en echelon y los micro "pull-apart".

En el límite septentrional de la Hoja se encuentra el sector de la Rambla de Campis Celada-Alhama de Murcia. En este tramo el trazado de la FAM desaparece en superficie. Este hecho está relacionado con la Falla del borde suroriental de Sierra Espuña. Esta fractura con dirección N-S a N10E se encuadra en el sistema de *Fallas normales transversales* a la FAM. Se trata de estructuras neógenas heredadas, que funcionaron como límite de cuenca durante el Neógeno superior MONTENAT *et al.*(1987) y que atraviesan y segmentan el trazado de la FAM. No se

trata, por tanto, de discontinuidades reales sino que el trazado de la falla queda fosilizado por los depósitos cuaternarios más recientes que se encuentran en el labio hundido.

El desarrollo simultáneo de fallas normales, inversas, pliegues y fallas en echelon y ramificaciones a lo largo de la zona principal de desplazamiento de la Falla de Alhama de Murcia (FAM), pueden explicarse por un modelo de cizalla sinistral simple con una dirección N170E del campo de esfuerzos, sin necesidad de invocar sucesivas rotaciones en sentido horario o antihorario de éste tal como proponen diversos autores. Por último, el hecho de que este accidente tectónico esté controlando la sedimentación cuaternaria SILVA *et al.*(1992a), parece reflejar que el patrón estructural observable es, en gran parte Cuaternario. Fue durante este periodo cuando la actividad de esta falla generó diferentes frentes montañosos cuyos rasgos y anomalías geomorfológicos reflejan el carácter segmentado de la FAM.

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. ROCAS ÍGNEAS

5.1.1. Antecedentes

En esta Hoja aparecen sólo algunos pequeños cuerpos de rocas volcánicas a lo largo del barranco del Asno del Puntarro que constituyen la prolongación de los cuerpos volcánicos de la Hoja de Mazarrón. La mayor parte de ellos corresponde a rocas dacíticas calcoalcalinas potásicas caracterizadas por la abundancia en enclaves de tipo restítico, cuyas características petrológicas y composicionales indican que proceden fundamentalmente de la fusión parcial de rocas metasedimentarias (e.g. MUNKSGAARD, 1984; CESARE y GÓMEZ-PUGNAIRE, 2001). Así, BELLON *et al.* (1983) las incluyen dentro de un grupo de lavas “anatéticas” o “groupe de Mazarrón”, de las que el ejemplo más destacado corresponde al Hoyazo de Níjar en Almería (e.g. ZECK, 1970, 1992, CESARE *et al.*, 1997).

5.1.2. Afloramientos y facies volcánicas

Los afloramientos volcánicos están formados por *brechas autoclásticas* (heterométricas y desorganizadas, producto de la autofracturación de la lava durante el crecimiento de domos). Aparecen también algunos cuerpos pequeños que se corresponden con los niveles de *cineritas*, de grano fino y muy alteradas, típicas de los depósitos formados en posiciones más distales. Estos flujos masivos de brechas volcánicas pasan a productos arcillosos, que son especialmente abundantes entre los sedimentos margosos que afloran alrededor de Sierra Almenara y particularmente en los afloramientos de esta Hoja en la Rambla.

5.1.3. Edades

La datación de las dacitas biotíticas es problemática debido a la abundancia en enclaves restílicos y cordierita, que suelen contener cantidades altas de argón en exceso. BELLON *et al.* (1983) proponen edades para este grupo de rocas en el rango 6.6 y 8.3 Ma, por comparación con los valores obtenidos en rocas semejantes en las zonas de Vera (Almería) y La Unión. En la Hoja de Mazarrón, TURNER *et al.* (1999) obtuvieron valores de 8.8-8.9 Ma, ligeramente más modernos, en concentrados de biotita mediante técnicas Ar-Ar. CESARE *et al.* (2003b) han encontrado edades de 9.13 Ma (U/Pb en monacitas mediante SHRIMP) para la generación de los magmas, y 9.06 Ma para la cristalización de circones en el magma.

5.1.4. Descripción petrográfica

Son rocas de coloración clara, grisácea a blanca, rojiza por oxidación superficial o alteración hidrotermal. Las facies más comunes son bastante vacuolares, de aspecto casi pumíceo, lo que las hace fácilmente alterables a productos arcillosos. El elemento más distintivo es la abundancia de enclaves restílicos, gneísicos, micáceos, grandes andalucitas, junto con megacrístales de feldespato potásico. En las rocas más alteradas, la roca volcánica se transforma a materiales arenosos o arcillosos, y quedan como elementos más resistentes los enclaves restílicos.

Las rocas son porfídicas, con abundante porcentaje de matriz vítrea (< 35%), comúnmente perlítica, con escasos microlitos de plagioclasa dispersos con disposición fluidal. Los fenocristales tienen tamaños seriados desde algunos milímetros hasta microlitos menores de una micra.

Los fenocristales de *sanidina* aparecen muy dispersos, y con tamaños de 2-5 mm, aunque en muchas ocasiones se encuentran como megacrístales de hasta varios centímetros. Suelen contener abundantes inclusiones de biotita, plagioclasa, cuarzo, apatito y vidrio.

La *plagioclasa* aparece como fenocristales (<3-5 mm), y como microlitos. Es el fenocristal más abundante (20-25%) y se encuentra con una variedad de texturas: cristales euhédricos o subhédricos maclados y fuertemente zonados, con patrones complejos de zonación oscilatoria y zonas de reabsorción. Muchos de ellos contienen zonas ricas en inclusiones de vidrio (plagioclasas cribosas y esponjosas).

La *biotita* (5-15%) forma grandes placas de hábitos subhédricos (0.2-3 mm) de color marrón intenso, con evidentes signos de reabsorción en sus bordes. Contienen inclusiones de ilmenita, apatito y circón. La *flogopita* suele estar presente, pero es poco abundante que, localmente, muestra una zonación hacia bordes oscuros, más ricos en hierro. En otros casos muestran una textura muy cribosa, con engolfamientos e inclusiones de vidrio que ocupan el núcleo o incluso la mayor parte de los cristales.

La *cordierita* es un fenocristal bastante común, y en algunas muestras muy abundante. Se presenta como cristales euhédricos prismáticos, pleocroicos y con zonación sectorial, que pueden alcanzar hasta 1-2 cm. La mayoría de las veces contienen inclusiones aciculares de

fibrolita, y también inclusiones de biotita, plagioclasa, grafito o ilmenita. Los xenocristales son anhedricos, y más ricos en inclusiones de sillimanita acicular y grafito; suelen presentar además una corona de reacción rica en plagioclasa, biotita, espinela, opacos y vidrio.

El cuarzo (< 5%) aparece como cristales globulares con golfos de corrosión, o agregados anhedricos de cristales fracturados. Hay también cristales dispersos de *andalucita*, de tamaño a veces superior a 8 cm, generalmente rodeados por coronas de reacción compuestas por plagioclasa, espinela, sillimanita, piroxeno ó corindón, que sugieren un origen restítico.

Ortopiroxeno, y a veces *clinopiroxeno*, aparecen raramente como fenocristales y/o en la matriz. Apatito, circón, ilmenita y escaso grafito son las fases accesorias comunes.

Los *enclaves* son muy numerosos en este grupo de rocas. Pueden alcanzar tamaños desde menos de 1mm hasta más de 20 cm. Entre los tipos presentes se distinguen:

1. Enclaves gneísicos, compuestos por asociaciones variadas de plagioclasa, cuarzo, sillimanita, granate, espinela, cordierita, apatito, circón, y a veces sanidina.
2. Cordierititas, compuestas por cordierita, cuarzo, biotita, apatito, circón, grafito, ilmenita y vidrio incoloro
3. Escasos enclaves dioríticos, compuestos por plagioclasa, ortopiroxeno o biotita, y minerales opacos, con texturas granudas. A veces hay algo de cuarzo. En algún caso se trata de gabros compuestos por plagioclasa, clinopiroxeno y/o hornblenda, con un poco de biotita.
4. Enclaves microgranulares, de grano muy fino y composición máfica, compuestos por plagioclasa, biotita y/o piroxeno, y vidrio.

5.1.5. Composición

En las figuras 5.1 y 5.2 se han incluido los análisis propios realizados en las rocas de Mazarrón junto con los datos procedentes de LAROUZIÉRE (1985), MOLIN (1980), LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980), VENTURELLI *et al.* (1991), BENITO *et al.* (1999) y TURNER *et al.* (1999). Los datos muestran bastante dispersión. En el diagrama TAS (Le BAS *et al.*, 1986) las rocas biotíticas con cordierita y sanidina se clasifican como dacitas o traquidacitas, algunas latitas, y en una muestra como riolita.

En la clasificación de rocas volcánicas orogénicas (modificado de PECCERILLO y TAYLOR, 1976) (Fig. 5.2) las dacitas biotíticas se sitúan en la serie calcoalcalina rica en K₂O o incluso shoshonítica. Las rocas muestran altos contenidos en Al₂O₃, que se reflejan en la aparición de hasta un 10% de corindón en la norma CIPW. Los valores de Na₂O son bajos, mientras que los de K₂O son muy variables. CaO y FeO son más bajos que los de otras rocas calcoalcalinas como las de Cabo de Gata.

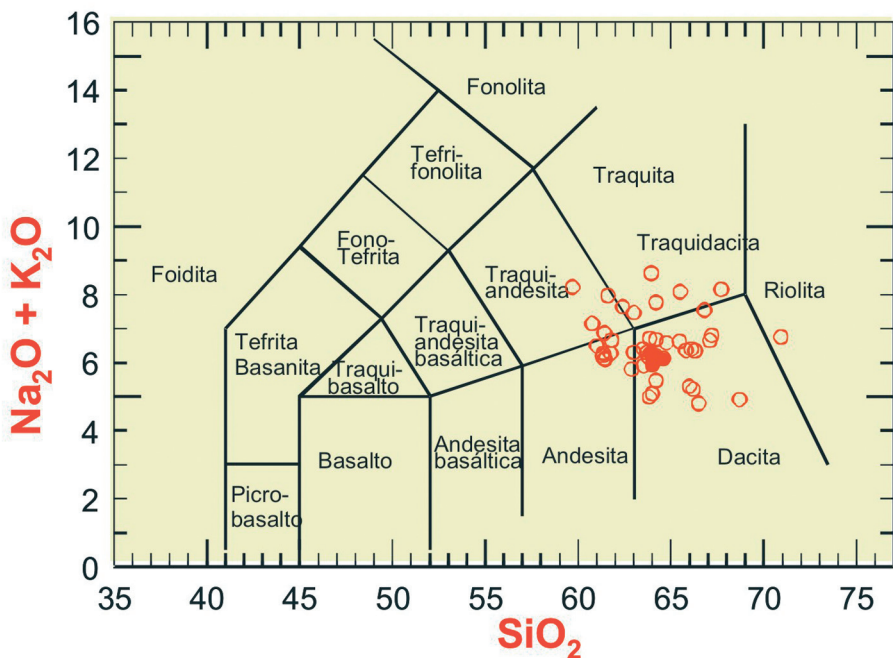


Fig. 5.1. Posición de muestras analizadas (círculos llenos) y procedentes de la literatura (círculos vacíos) en el diagrama TAS (Le BAS *et al.*, 1986)

Las rocas tienen contenidos altos en elementos incompatibles (Li, Rb, Th), y valores bajos de Nb, Ta, Ti, Sr y P. Los patrones de REE (Fig. 5.3) de las dacitas biotíticas muestran Tierras Raras Ligeras muy fraccionadas y enriquecidas, valores menos variables para las Tierras Raras Pesadas, y anomalía negativa de Eu. Este patrón es similar al de las rocas metapelíticas próximas (datos inéditos) y, en general, al de las rocas pelíticas comunes.

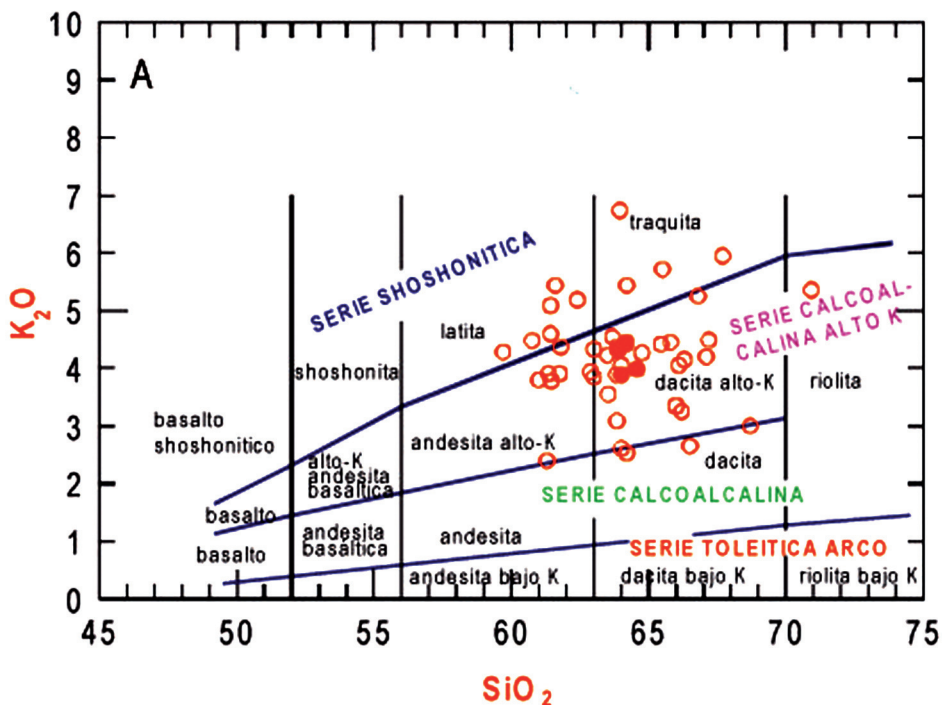


Fig. 5.2. Situación en la clasificación (modificada) de PECCERILLO y TAYLOR (1976) de las rocas dácicas con cordierita. Símbolos como en la figura 5.1

Los valores de $\delta^{18}O$ de estas rocas (entre +13.8 y +20.3, MUNKSGAARD, 1984; LÓPEZ RUIZ y WASSERMAN, 1991; BENITO *et al.*, 1999), y la composición isotópica ($^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.7136-0.7178), reafilan la hipótesis de derivación por fusión parcial de un protolito meta-sedimentario.

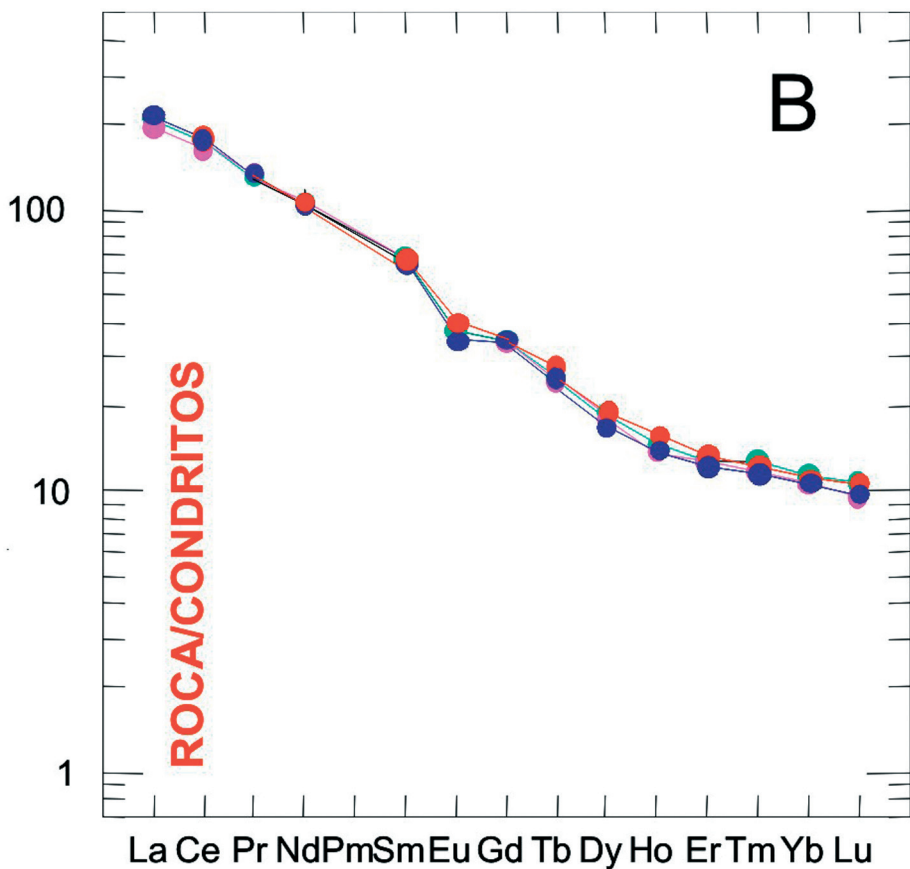


Fig. 5.3. Patrones de Tierras Raras de las dacitas analizadas. Obsérvese la fuerte similitud química de todas las muestras

En resumen, el conjunto de datos petrológicos y geoquímicos indican claramente a una génesis de este grupo de rocas por fusión parcial cortical a partir de un protolito meta-sedimentario. No hay que descartar no obstante la posible aportación de mínimas fracciones de magmas más profundos (lamproítas o basaltos) (e.g. VENTURELLI *et al.*, 1991; BENITO *et al.*, 1999, CESARE y GÓMEZ PUGNAIRE, 2001).

5.1.6. Enclaves de rocas metamórficas en las lavas

Los fragmentos de rocas metamórficas presentan unas características comunes en todos los afloramientos. Son también semejantes a los que aparecen en otras rocas calco-alcalinas ricas en K de la Provincia Neógena Volcánica del SE de España, como son: (1) en el Hoyazo de Nijar y Vera (Almería), (2) Cartagena, (3) Mar Menor.

Estas características son las siguientes:

a) Son fragmentos de rocas de alto grado de metamorfismo (facies de las granulitas) con bordes bien definidos y que no muestran síntomas de reacción con las lavas que los engloban.

b) Son muy ricos en grafito, éste se encuentra incluido en la mayor parte de los minerales, sobre todo en la plagioclasa, y la biotita. El grafito, junto con la fibrolita, definen la foliación interna relictas del protolito.

c) Salvo en muy raros ejemplares, no existe cuarzo en ninguno de los tipos diferenciados. El empobrecimiento en sílice va acompañado de un fuerte enriquecimiento en alúmina y hierro con respecto a las metapelitas normales (ZECK, 1970, CESARE *et al.*, 1997, BENITO *et al.*, 1999). Esto sugiere una extracción de sílice por procesos de fusión parcial.

d) La deformación, muy intensa en algunos enclaves, se produjo durante la fusión parcial y las superficies de foliación sirvieron como vías de extracción del fundido (CESARE *et al.*, 1997, CESARE y GÓMEZ PUGNAIRE, 2001).

e) En todos los fragmentos se encuentra vidrio volcánico formando bandas más o menos continuas paralelas a la foliación o como inclusiones muy pequeñas y frescas (entre 50 y 200 μm) dentro de todos los minerales, incluidos los accesorios, como circón y monacita (CESARE *et al.*, 2003a). Esto indica que todos ellos han cristalizado en equilibrio con una fase fundida intersticial.

Estos caracteres comunes indican que los fragmentos metamórficos han cristalizado en presencia de un fundido, es decir, durante un proceso de fusión parcial o anatexis. Esto significa que dichos fragmentos no son extraños a la lava en la que están incluidos ("xenolitos") sino que están genéticamente relacionados con ella ("enclaves"). Las reacciones de producción de fundido dejan un residuo refractario, es decir, resistente a la fusión, que es lo que se denomina restita, y como tal se interpretan los enclaves en estas rocas volcánicas. Si la producción de fundido es muy alta y éste migra a otras zonas de la corteza diferentes a donde se ha generado, las restitas son disgregadas y dispersas en las lavas y no siempre es evidente su conexión genética con el fundido que las transporta.

Los minerales refractarios a la fusión parcial, como la composición de las propias lavas, son diferentes dependiendo de la temperatura y de la presión a la cual se produjo la fusión parcial.

Ésta podría ser una de las causas de que se encuentren diferentes tipos de enclaves o restitas en un mismo cuerpo volcánico, dependiendo del número de reacciones de producción de fundido que haya atravesado la roca original en el espacio P-T-tiempo.

Este mismo razonamiento es también válido a escala regional y es la razón de la heterogénea distribución del tipo de enclaves entre las tres áreas geográficas anteriormente diferenciadas. Así, en lavas dacíticas del Hoyazo de Nijar son muy frecuentes los enclaves con sillimanita + granate + biotita, aunque aparecen algunos formados por espinela + cordierita esencialmente. En las dacitas de Mazarrón-Cartagena, la abundancia relativa de cada tipo de enclaves es parecida, incluso es algo mayor la de los enclaves de espinela + cordierita. En las andesitas Mar Menor muy pocas restitas contienen granate, la sillimanita es mucho más escasa y la biotita ha desaparecido casi completamente como respuesta a las reacciones progresivas de producción de fundido, de las cuales estos tres minerales, sillimanita, granate y biotita, son los participantes esenciales. Alternativamente, los enclaves ricos en espinela y cordierita pueden ser producto de la transformación de litologías originales diferentes de las que han producido las restitas ricas en biotita, sillimanita y granate.

La salida a la superficie de los fundidos generados con su carga de restitas no es un hecho común en la naturaleza. Muchos de estos fundidos anatéticos cristalizan en profundidad junto con sus restitas (migmatitas), o bien son digeridas por el magma cuando éste permanece mucho tiempo en la corteza antes de su salida a la superficie. El hecho de que en las rocas volcánicas calcoalcalinas estudiadas permanezcan tal cantidad de restitas no asimiladas, hace de estas rocas un *caso único en el mundo y un laboratorio experimental natural* para el estudio de los procesos corticales de fusión parcial y de generación de granitos. De ahí el interés que se ha producido recientemente en la comunidad científica internacional sobre estas rocas, como demuestra el hecho del elevado número de publicaciones en los últimos años (ver referencias) y de la inclusión del estudio de estas rocas como objetivo de proyectos internacionales multidisciplinarios (p.e. EUROMARGIN promovido por la European Science Foundation).

5.1.6.1. Descripción de los afloramientos

Los enclaves tienen una composición mineralógica esencial, están formados por *granate* + *biotita* + *sillimanita* (esencialmente la variedad fibrolítica). Plagioclasa y cordierita están siempre presentes y, en ocasiones, también espinela. Son fragmentos de rocas redondeados y de dimensiones que pueden alcanzar los 20-25 cm, aunque el tamaño más usual es de alrededor de 5-10 cm. Son de color muy oscuro debido a la abundancia de grafito y presentan una estructura foliada, a veces microplegada, definida por bandas alternantes, o íntimamente intercrecidas, de fibrolita de color blanco y otras marrones-rojizas de biotita. Estas bandas suelen estar anastomosadas alrededor de los cristales de granate. La abundancia de este último mineral varía mucho entre unos afloramientos y otros. Forma cristales euhédricos e subhédricos de color rojo rubí y de dimensiones medias de 0.3 mm. La cordierita aparece como cristales intergranulares irregularmente distribuidos de color azul intenso.

Otro tipo de enclaves están formados fundamentalmente por *espinela* + *cordierita* (+*andalucita*) como minerales mayoritarios, acompañados por plagioclasa, biotita, sillimanita y, en ocasiones, granate y feldespato potásico. Son de menor tamaño, más compactos y de grano mucho más fino que los de la variedad anterior. También en este caso son de color muy oscuro debido a la abundancia de grafito. La foliación, cuando existe, está mucho menos marcada y sólo se aprecian algunas bandas discontinuas de sillimanita y biotita. La cordierita es mucho más abundante que en los enclaves anteriores. Son muy abundantes los cristales de andalucita de hasta 2 cm. La espinela es fácilmente reconocible en muestra de mano por el tamaño (de entre 1-2 mm de media), el idiomorfismo y el color negro de sus cristales.

Además de los fragmentos de rocas metamórficas son muy frecuentes los xenocristales, también de origen metamórfico, dispersos en la lava. El mineral más abundante es la andalucita que se encuentra como porfiroblastos euhédricos varios centímetros de longitud, frescos o transformados a sillimanita. En otros casos forma cristales anhédricos con un borde negro o verde muy oscuro de espinela.

5.1.6.2. Descripción petrográfica

La mayoría de ellos muestran una foliación, frecuentemente microplegada, definida por haces de *fibrolita* (+vidrio), *biotita*, *illmenita* y *grafito* que normalmente se adapta a la forma de los porfiroblastos de mayor tamaño y de comportamiento más rígido. Los fragmentos tienen un aspecto bandeado producido por la presencia de capas formadas casi exclusivamente por una mezcla de biotita + sillimanita, que alternan con otras en las cuales el mineral esencial es la plagioclasa (+ cordierita). Además de los minerales que definen la foliación se encuentran *granate* y, más raramente, *espinela* y *feldespato potásico*. *Apatito*, *monacita* y *circón* son los minerales accesorios, aunque en proporciones variables, de todas las muestras estudiadas.

La *biotita* aparece en agregados intercrecidos paralelamente con fibrolita o bien como cristales discretos de varios milímetros de longitud, y con numerosas inclusiones de sillimanita, grafito, circón y apatito. La *plagioclasa* se presenta en concentraciones muy variables, desde casi inexistente a constituir casi el 20% en volumen del enclave. Los cristales de plagioclasa son de hábito xenomorfo, de varios milímetros de longitud, zonada y sin evidencias texturales de haber sido deformadas. Contienen numerosas inclusiones de fibrolita, biotita y, sobre todo, grafito. El *granate*, asociado preferentemente a las bandas ricas en biotita, se encuentra en cristales generalmente euhédricos, limpios, o con inclusiones de biotita y, raramente, cuarzo. La *cordierita* es escasa y forma cristales xenomorfos muy semejantes a los de plagioclasa, de la cual se diferencia por la falta de maclas y el ligero color azulado. Rara vez está deformada y contiene inclusiones de todos los minerales de la matriz.

Los enclaves con cordierita + espinela como minerales esenciales presentan algunas características que los diferencian del tipo anterior son:

- La esquistosidad está mucho menos marcada, son mucho más compactos, debido sobre todo a la importante disminución del contenido de biotita y sillimanita.
- Contienen siempre cordierita y espinela en una proporción modal muy elevada y, muy frecuentemente, andalucita. El feldespato potásico es más común.
- Granate y plagioclasa son mucho menos abundantes e incluso no se encuentran en muchas de las muestras.
- El vidrio es bastante más abundante (puede llegar a constituir el 20% en volumen) y también su grado de recrystalización. Mucha de la mineralogía de estos enclaves (feldespato K, plagioclasa e incluso cuarzo y cordierita) procede de la recrystalización de bolsadas y bandas de material fundido cristalizado en condiciones plutónicas.

La *cordierita* es el mineral más abundante y característico de estos enclaves. Nunca está deformada ni zonada pero si es frecuente encontrarla parcialmente corroída por feldespato K $\pm$ plagioclasa $\pm$ vidrio. En otros casos forma cristales euhédricos o subhédricos con maclas sectoriales. La *espinela* es también un constituyente mayoritario. Su proporción modal aumenta conforme disminuyen las de la biotita y sillimanita. Se encuentra como cristales euhédricos rodeados de una corona de cordierita, feldespato potásico o plagioclasa, libre de inclusiones de fibrolita. El hábito euhédrico de la espinela indica que estos minerales han cristalizado conjuntamente a expensas de la fibrolita de la matriz. Los cristales de *granate* más comunes suelen presentar una corona de reabsorción formada por cordierita o cordierita + espinela que conserva la forma del granate preexistente.

La *andalucita* es probablemente el mineral más significativo y abundante, junto con la cordierita, de las rocas volcánicas calcoalcalinas entre Mazarrón y Mar Menor. Se encuentra en diferentes tipos texturales, en ocasiones todos ellos en la misma lámina delgada. Además es uno de los xenocristales más frecuentes en las lavas. La forma más común de presentarse es en porfiroblastos euhédricos de entre 1mm a varios centímetros de longitud completamente frescos o, lo que es más frecuente, en distintos estadios de transformación. Contiene numerosas inclusiones de espinela, biotita, plagioclasa, feldespato K y grafito, estas últimas distribuidas en su estructura como en la variedad conocida como chiasolito.

La *sanidina* reemplaza a la cordierita y a la andalucita. Además, está intercrecido con plagioclasa y sillimanita, en este caso como recristalización de vidrio intersticial. Forma coronas alrededor de espinela, rellenan fracturas, aparece en bandas, como cristales relativamente grandes, con inclusiones de biotita, plagioclasa, cuarzo y cristales euhédricos de cordierita. La composición de estas bandas es semejante a la de las dacitas por lo que probablemente se trate de fundido (leucosoma) cristalizado en condiciones plutónicas.

5.1.6.3. *Química mineral*

La composición química de los minerales que componen los enclaves de las rocas volcánicas de esta Hoja se muestra en la Tabla 5.1. La biotita es rica en TiO_2 , la espinela no está zonada y es una solución sólida rica en hercinita con bajo contenido en ZnO , sobre todo en las del tipo 2. El granate está débilmente zonado y es también una solución sólida rica en almandino con un rango composicional que oscila (en moles %) entre $\text{Alm}_{74-88}\text{Pir}_{9-14}\text{-Gros}_{2-4}\text{-Esp}_{1-8}$. La plagioclasa tiene un gran rango de variación comprendido entre 28-88 moles % de Anortita, mientras que el feldespato K tiene una composición mucho más constante con un contenido en Ortosa alrededor de los 85 moles%.

Las condiciones de metamorfismo deducidas por ALVAREZ VALERO (2005) son muy semejantes para los dos tipos de enclaves y oscilan entre 780 °C-4kbar y -900°C-3 kbar.

5.2. ROCAS METAMÓRFICAS

5.2.1. Manto del Mulhacén

5.2.1.1. *Formación de micasquistos verdes-azulados con cloritoide*

5.2.1.1.1. Esquistos verdes azulados con cloritoide y cuarcitas claras (2)

Composición mineralógica

Minerales principales: mica incolora, cuarzo, clorita.

Minerales accesorios: minerales opacos, turmalina, apatito.

Descripción de las rocas

Estos micasquistos sin grafito, en la Unidad Inferior, se caracterizan por una alternancia de niveles ricos en *cuarzo* y otros ricos en *mica incolora* con una orientación preferente paralela a la esquistosidad de la roca. El rasgo más destacable de estas rocas es la presencia, siempre junto a niveles más ricos en cuarzo, de abundantes *porfiroblastos* xenomorfos a subidiomorfos y hábito prismático o lenticular, con un longitud que oscila entre 1.25 y 2.75 mm (Fig. 5.4). Mayoritariamente están compuestos por agregados de *clorita* muy verde e intensamente pleocroica que ha pseudomorfizado por completo a un mineral previo. En el núcleo de algu-

nos pseudomorfos de mayor tamaño se encuentra también cuarzo granoblástico y cristales tabulares de mica incolora, parcialmente reemplazados por un agregado de minerales fuertemente pleocroicos y muy pequeño tamaño de grano (Fig.5.4). Pseudomorfos similares a éstos han sido atribuidos en otros sectores del Complejo Nevado-Filábride al reemplazamiento de cristales de cloritoide y/o distena.

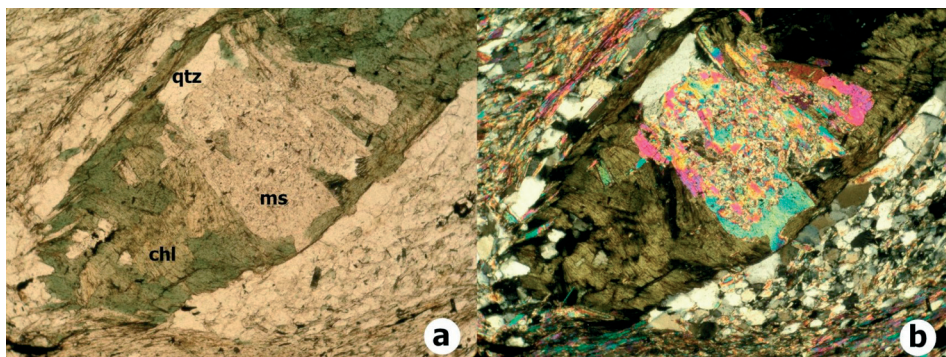


Fig. 5.4. Esquistos verdes azulados. Pseudomorfo de clorita con cristales tabulares de mica incolora en el centro. **a** Nícoles paralelos **b** Nícoles cruzados, chl: clorita, ms: moscovita, qtz: cuarzo. Ancho de las fotografías: 2,17 mm.

5.2.1.1.2. Metaevaporitas (3)

Son rocas oscuras de tamaño de grano muy fino en muestra de mano y, aunque son aparentemente homogéneas, presentan una considerable variación textural y mineralógica a escala de la lámina delgada.

Algunos niveles de metaevaporitas son metapelitas de grano fino, similares en apariencia a cualquier micasquisto típico. Están formadas por una matriz de mica incolora, biotita muy levemente pleocroica y, en menor medida, cuarzo, mena opaca y turmalina. Las micas y los cristales prismáticos de mena y turmalina presentan una acusada orientación preferente que define la esquistosidad principal.

El rasgo más destacable de la roca es la presencia de porfiroblastos mayoritariamente idiomorfos, hábito romboidal o prismático y una longitud máxima de 1.5 mm (Fig. 5.5a). Están compuestos por agregados de cuarzo granoblástico y cristales prismáticos o tabulares de biotita que han pseudomorfizado a cristales previos de yeso. Junto a ellos, aunque menos abundantes y de menor tamaño (hasta 0.5 mm de radio), se encuentran también cristales redondeados y poiquiloblásticos de escapolita y porfiroblastos subidiomorfos de titanita.

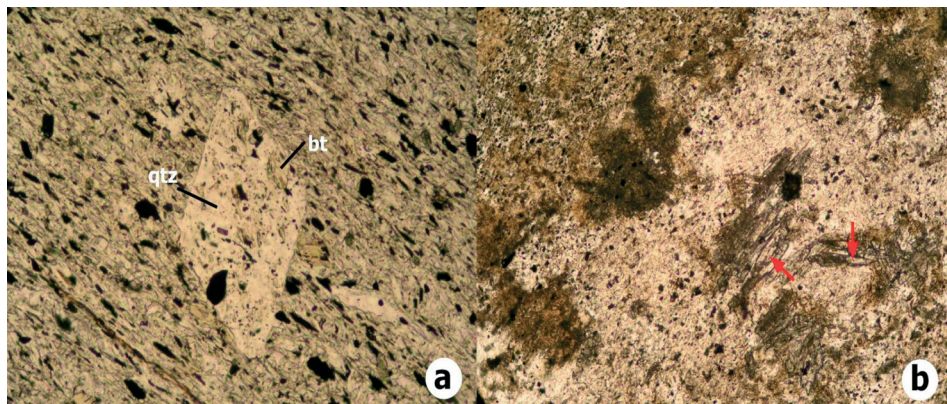


Fig. 5.5. Metaevaporitas. **a** Porfiroblasto idiomorfo de cuarzo y biotita en una matriz pelítica de grano muy fina muy rica en minerales opacos. Ancho de la fotografía: 0,60 mm, **b** Contacto entre una lente de color claro con restos minerales de alto relieve (flechas rojas) y la matriz de la roca de color más oscuro (arriba izquierda). Ancho de la fotografía: 0,70 mm, bt: biotita, qtz: cuarzo. Nícoles paralelos.

En otros casos las metaevaporitas aparecen como rocas oscuras de grano fino, con bandas y lentes de color claro (Fig. 5.5b), de hasta 3 mm de espesor y paralelas entre sí, y un moteado, también de color claro, con una distribución irregular. Al microscopio las zonas oscuras consisten esencialmente en: (i) una matriz formada por un agregado granular de micro a criptocristalino de minerales incoloros y poco birrefringentes, probablemente cuarzo y escapolita, y (ii) abundantes agregados xenomorfos, redondeados o más irregulares, de minerales marrones que pueden ser identificados como biotita. También se encuentran abundantes granos de mena opaca de pequeño tamaño diseminados por toda la roca, así como, en mucha menor medida, granos aislados o formando agregados de rutilo. Las bandas, lentes y zonas redondeadas, o más irregulares, de color claro están formadas fundamentalmente por un agregado de pequeño tamaño de grano de talco, cuarzo y mena opaca. Las formas de los mismos sugieren que se trata de antiguos cristales de yeso. Por último, en esta roca son muy frecuentes también agregados criptocristalinos xenomorfos y de color gris, tanto en las zonas de la matriz oscura como en las zonas más claras. Estos agregados se formaron por reemplazamiento de minerales previos con hábito prismático y alto relieve (anfíbol o distena), de los que aún se conservan restos (Fig. 5.5b).

5.2.1.1.3. Anfibolitas, rocas básicas y serpentinitas (1)

Las rocas básicas de los afloramientos de la Hoja de Totana, presentan una gran variedad mineralógica y textural debido a los siguientes factores:

La intensidad de la deformación y el grado de recrystalización metamórfica que controla el diferente grado de preservación de la mineralogía y de las texturas ígneas originales.

Las diferencias composicionales de la roca total, que condicionan las asociaciones minerales metamórficas que pueden formarse.

a. Anfibolitas

Composición mineralógica

Minerales principales: anfíbol, plagioclasa, clorita, epidota, (biotita, mica incolora, carbonato).

Minerales accesorios: rutilo, titanita, minerales opacos, turmalina.

Descripción de las rocas

Los minerales más abundantes son anfíbol y plagioclasa, ocasionalmente concentrados en niveles con diferente abundancia relativa de ambos.

El *anfíbol* más común, con fuerte pleocroísmo en tonos verdes o verde-azulados, aparece como grandes porfiroblastos xenomorfos y hábito tabular o prismático de hasta 3 mm de longitud o como agregados de pequeños cristales prismáticos con textura nematoblástica en algunos sectores o, en otros, como el claro producto del reemplazamiento de minerales previos. Sólo en algunos afloramientos se han encontrado anfíboles fuertemente zonados en cuyo núcleo, a veces perfectamente idiomorfo y con hábito romboidal, se preservan restos de una generación anterior de anfíbol con una suave tonalidad violeta (Fig. 5.6).

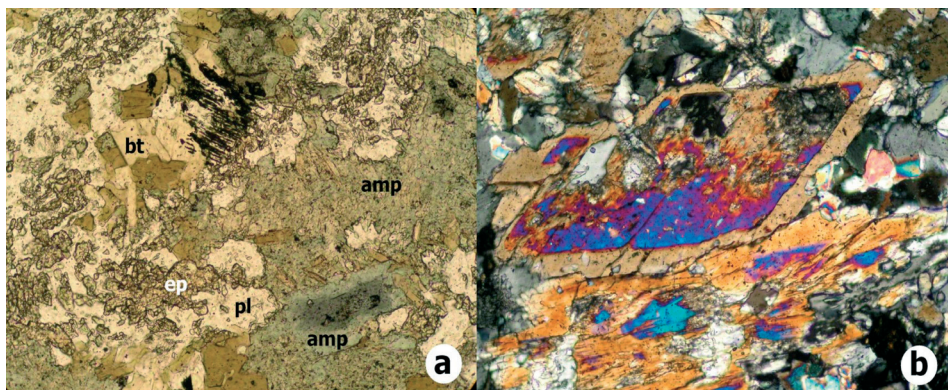


Fig. 5.6. a Aspecto típico de una anfibolita con biotita y un cristal tabular de anfíbol zonado. Ancho de la fotografía: 0,84 mm. Nícoles paralelos, **b** Anfíbol zonado con hábito rómbico: Ancho de la fotografía: 0,08 mm. Nícoles cruzados, amp: anfíbol, bt: biotita, ep: epidota, pl: plagioclasa.

La *plagioclasa* puede encontrarse como cristales xenomorfos y hábito muy variable: tabular, granular o incluso masivo. Son comunes los intercrecimientos simplectíticos entre anfíbol y plagioclasa en proporciones muy variables de uno u otro mineral. En las anfibolitas más recrystalizadas se pueden llegar a encontrar cristales aislados de plagioclasa (0,5 a 1,25 mm) rodeados por una matriz de anfíbol de pequeño tamaño con textura nematoblástica. Esto le confiere a la roca un aspecto moteado muy característico. Los cristales de plagioclasa tienen un hábito redondeado con bordes muy irregulares y en su interior presentan un intercrecimiento simplectítico con anfíbol y también numerosas inclusiones de epidota pistacética. Estas texturas son típicas de la descomposición de minerales previos, probablemente clinopiroxenos, formados en condiciones de más alta presión.

La *epidota* es un mineral muy abundante en todas las anfibolitas. Aparece como pequeños cristales subidiomorfos con hábito prismático o en forma de barril que pueden dar lugar a agregados con cierta orientación preferente. En algunas muestras la epidota aparece en forma de agregados masivos irregulares o con hábito tabular o prismático que han reemplazado total o parcialmente a cristales previos de plagioclasa (Fig. 5.6a). En algunos sectores de las rocas estos agregados pueden llegar a ser el mineral mayoritario.

La *clorita* aparece en prácticamente todas las muestras estudiadas. Se presenta como agregados de cristales, con un tenue pleocroismo en tonos verdes, tabulares o con disposición radial y frecuentemente asociados a biotita, cuando este mineral está presente.

Las micas sólo se encuentran en las anfibolitas de algunos afloramientos, aunque la *biotita* puede llegar a ser muy abundante en rocas concretas. Ésta aparece como cristales subidiomorfos o xenomorfos con hábito tabular, columnar o granular, aislados o formando agregados y con una distribución muy irregular, incluso a la escala de una lámina delgada (Fig. 5.6 a). Los cristales de biotita de menor tamaño se encuentran frecuentemente como inclusiones en anfíbol o, incluso, intercrecidos con él. La *mica incolora* (o con un levísimo pleocroismo verdoso debido a su composición rica en fengita) es menos abundante que la biotita y se presenta de forma similar a ésta, aunque su tamaño de grano suele ser menor y jamás forma intercrecimientos ni con anfíbol ni ningún otro mineral.

Entre los minerales accesorios, el más abundante es el *rutilo*. Aunque puede encontrarse como granos aislados, lo más común es que aparezca formando alineaciones de cristales paralelas entre sí y a veces cortándose en un ángulo de 120°. Esta disposición refleja las antiguas líneas de exfoliación del anfíbol ígneo del cual proceden, las cuales sirvieron como líneas de exsolución del titanio.

Las *anfibolitas con carbonato* son frecuentes en muchos de los afloramientos estudiados. Originalmente este carbonato pudo provenir de fragmentos de sedimentos carbonáticos que fueron parcialmente englobados por las rocas ígneas básicas durante su proceso de emplazamiento. A partir de este momento los carbonatos pasaron a intervenir en la evolución meta-

mórfica de las rocas. En otros casos el carbonato observado puede provenir de venas de este mineral emplazadas en las anfibolitas en algún momento de su evolución metamórfica.

En general las anfibolitas con carbonato tienen una composición mineralógica y una disposición textural muy similares a las ya descritas, aunque no se han encontrado rocas que contengan carbonatos y también micas. El carbonato, probablemente calcita, aparece como agregados de cristales de tamaño muy variable y textura granoblástica, dispersos entre los minerales mayoritarios de la roca, concentrados en niveles groseros o en lentes más o menos irregulares. Los cristales de mayor tamaño pueden contener inclusiones de anfíbol, epidota y clorita.

En algunos puntos se pueden observar crecimientos concéntricos de dos generaciones de carbonato: una primera llena de pequeñas inclusiones de anfíbol y en la que el hierro que formaba parte originalmente de su composición química aparece exsuelto en forma de óxidos, y otra en la que las inclusiones son mucho más escasas.

También se han encontrado relaciones texturales más complejas entre carbonato y plagioclasa. Ésta puede aparecer en ocasiones recrystalizada entre cristales de carbonato y anfíbol. En otros casos se encuentran cristales xenomorfos de plagioclasa de bordes muy irregulares englobando granos de carbonato.

b. Rocas básicas con restos ígneos

El estudio petrográfico detallado de las rocas básicas de la unidad inferior permite encontrar todos los estadios intermedios entre la roca ígnea básica original y las anfibolitas más recrystalizadas.

A continuación se describen la textura y la mineralogía ígneas originales y las transformaciones metamórficas que se observan en las rocas. Éstas han sido agrupadas en dos tipos principales en función del tamaño de grano de la roca ígnea original. Ambos tipos de rocas pueden encontrarse en un mismo afloramiento.

Rocas básicas con textura ofítica de grano fino. Son las menos abundantes. Esto se debe probablemente a que son rocas más fáciles de deformar y recrystalizar durante el metamorfismo que sus equivalentes de grano grueso. En las rocas mejor preservadas se puede observar una textura típicamente ofítica con cristales esqueléticos de augita titanífera con un intenso color rosado que engloban cristales prismáticos idiomorfos o subidiomorfos de plagioclasa con un tamaño menor de 400 μm , así como numerosos granos de mena opaca (Fig. 5.7a). Estos minerales pueden estar totalmente transformados a asociaciones típicamente metamórficas (fundamentalmente anfíbol y epidota), aunque preservando la textura original ofítica.

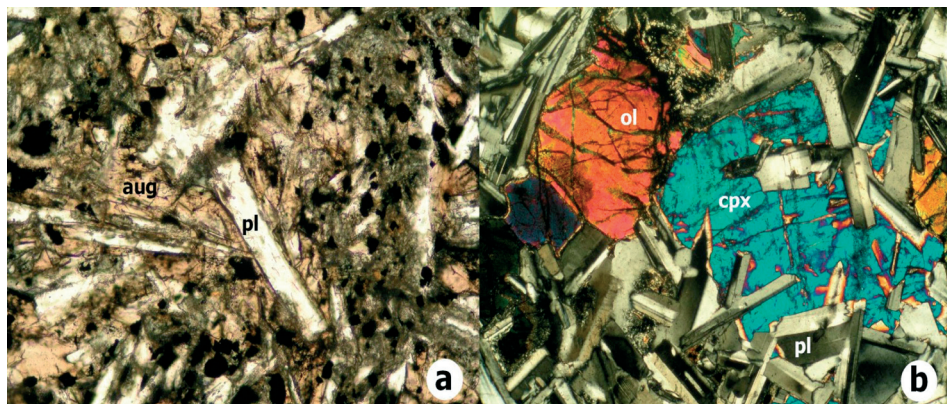


Fig. 5.7. a Roca básica con textura ofítica de grano fino. Ancho de la fotografía: 0,8 mm. Nícoles paralelos, **b** Roca básica con textura ofítica de grano grueso. Ancho de la fotografía: 2,17 mm. Nícoles cruzados, aug: augita, cpx: clinopiroxeno, ol: olivino, pl: plagioclasa.

Rocas básicas con textura ofítica de grano grueso. Los afloramientos de la Cantera de Áridos Victoria y de los sectores adyacentes son los únicos en los que se han encontrado abundantes restos de gabros de grano grueso poco o nada afectados por el metamorfismo y la deformación. Las rocas del resto de los afloramientos estudiados que contienen esta litología están formadas mayoritariamente por asociaciones minerales de origen metamórfico, bien en forma de coronas o bien como transformaciones pseudomórficas esencialmente isoquímicas. No obstante, en todas ellas ha sido posible encontrar restos bien conservados de la mayor parte de los minerales ígneos (plagioclasa, olivino, augita, anfíbol kaersútítico y biotita) y de su disposición textural originaria. Ésta consistía en una textura ofítica de grano grueso con fenocristales mayoritariamente redondeados de olivino y plagioclasa columnar o tabular, incluidos en el clinopiroxeno poiquilítico (con cristales de hasta 4 mm de longitud), además de cantidades menores de anfíbol, biotita y minerales opacos (Fig. 5.7b).

El *clinopiroxeno ígneo (augita)* aparece casi completamente pseudomorfizado por un agregado de anfíbol verde pleocroico y pequeños granos de mena opaca. En los cristales con exsoluciones ígneas lamelares de ortopiroxeno, éste se ha transformado total o parcialmente a talco durante el metamorfismo.

La *plagioclasa* ígnea original presenta un grado variable de transformación metamórfica. Los cristales de menor tamaño aparecen en algunos casos reemplazados sistemáticamente por un agregado granoblástico de anfíbol y epidota. En otros casos, sólo se aprecia una transformación incipiente a pequeños cristales orientados de anfíbol, zoisita y probablemente distena, además de plagioclasa metamórfica mucho más rica en sodio. En algunos puntos se pueden observar cristales xenomorfos poiquiloblásticos de plagioclasa, que corresponden a una fase tardía de recrystalización metamórfica de plagioclasa albitica.

En las zonas en las que plagioclasa ígnea original se encontraba en contacto con olivino, anfíbol o biotita ígneas se observan *transformaciones coroníticas* de las parejas de minerales en contacto. Algunos de los minerales producto de esta transformación son demasiado pequeños para poder ser identificados al microscopio o han sido reemplazados por anfíbol en las sucesivas etapas de metamorfismo a las que han estado sometidas estas rocas. En la plagioclasa este último caso es frecuente. Sin embargo, en los cristales transformados sólo de manera incipiente, se puede observar una corona de color oscuro y de tamaño de grano muy fino que impide la determinación de su composición mineralógica. Las plagioclasas de algunas muestras recogidas en la antigua cantera de yesos y en la Cantera de Áridos Victoria son las únicas en las que se ha encontrado granate. Éste se formó como una corona de reacción entre olivino y plagioclasa que fue progresando hacia el interior de los granos de ésta hasta llegar a reemplazarlos por completo.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el registro sedimentario de la Hoja de Totana 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 grauvas 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 pretriásicas, se evidencian un plegamiento suave y poco penetrativo sin desarrollo de estructuras menores y unos pliegues de gran radio (plurikilométricos) con una fuerte asimetría y vergencia sur.

Aunque normalmente el contacto entre estos materiales y los depósitos permo-triásicos 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.

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.

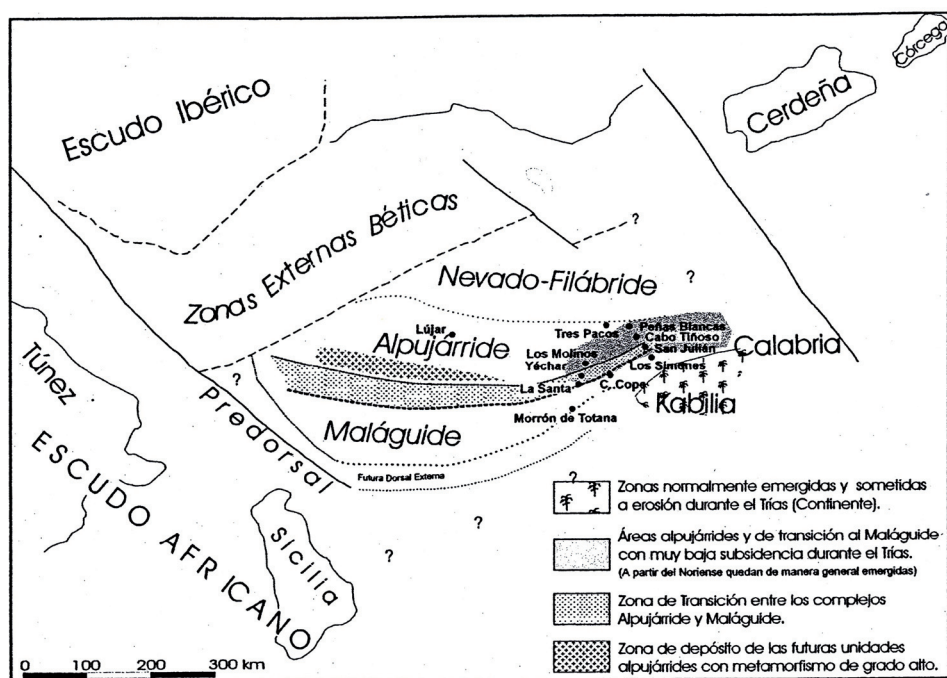


Fig. 6.1. Esquema donde se muestra la posición a comienzos del Triásico de los futuros dominios paleogeográficos de las Z.I.B.R. Tomada de GARCÍA TORTOSA 2002. Modificada de Sanz de Galdeano *et al.*, 2001.

Una posible situación de partida a finales del Pérmico, es la de la Figura 6.1 GARCÍA 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 como el acunamiento hacia el este de los dominios Alpujarride y Maláguide, coincidiendo con el tránsito a los dominios Kabilde 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. 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 instaure 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 tránsito al Carniense, muestran una ralentización 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 reestructuración 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 se 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 sería el único sector de las Z.I.B, en el que continúa 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 GARCÍA 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 palinológica 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 Atlántico.

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 —el de éste más tardío que el de aquél— 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 —uno localizado al norte de África; otro, hacia la posición actual de la cadena pirenaica— 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 BOILLLOT (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” —intermedias entre las unidades de los Complejos Alpujárride y Maláguide—; 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 salud.

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 Cordilleras Béticas los tres eventos ocurrieron en el tránsito Dogger-Malm. Y si bien no hay argumentos directos —afloramientos de la supuesta corteza oceánica, que deberían estar entre las Z.I.B. y las Z.E.B.— 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 Barremense-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 Albense superior-Vacroniense) 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 —muy probablemente acompañado de algún retazo de corteza continental— 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 — por el que gran parte de la plataforma carbonatada del Cretácico superior

quedó completamente emergida — 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 sinmetaformórficas 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 continuó 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.

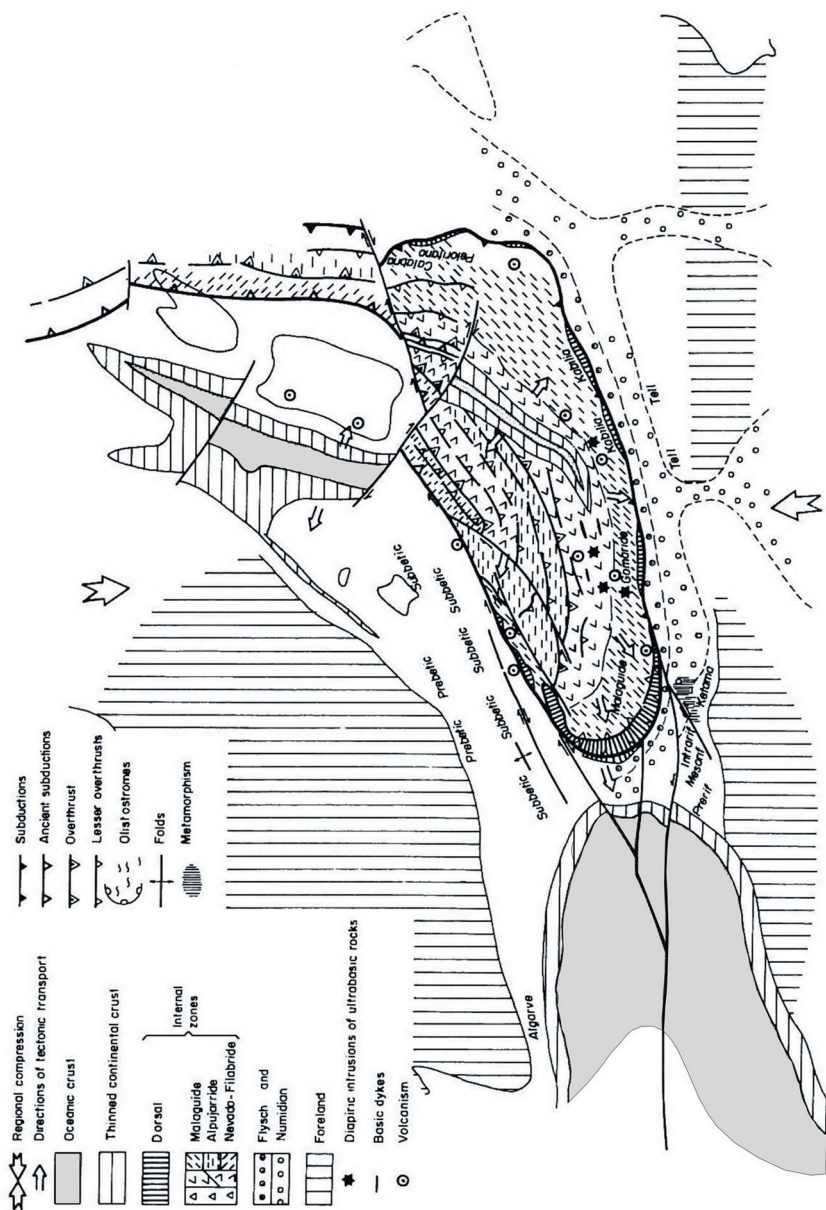


Figura 6.2. Reconstrucción paleogeográfica del Mediterráneo occidental durante el Mioceno inferior. Tomada de SANZ DE GALDEANO *et al.*, 1990

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 transformo en un cinturón de pliegues y cabalgamientos. Desde este momento, ambas zonas funcionaron 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. En esta 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 desarrolló 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 continúa 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 en 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 dextrosa 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 Tortonienense, 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, determinó 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 dextroso.

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 sólo 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.

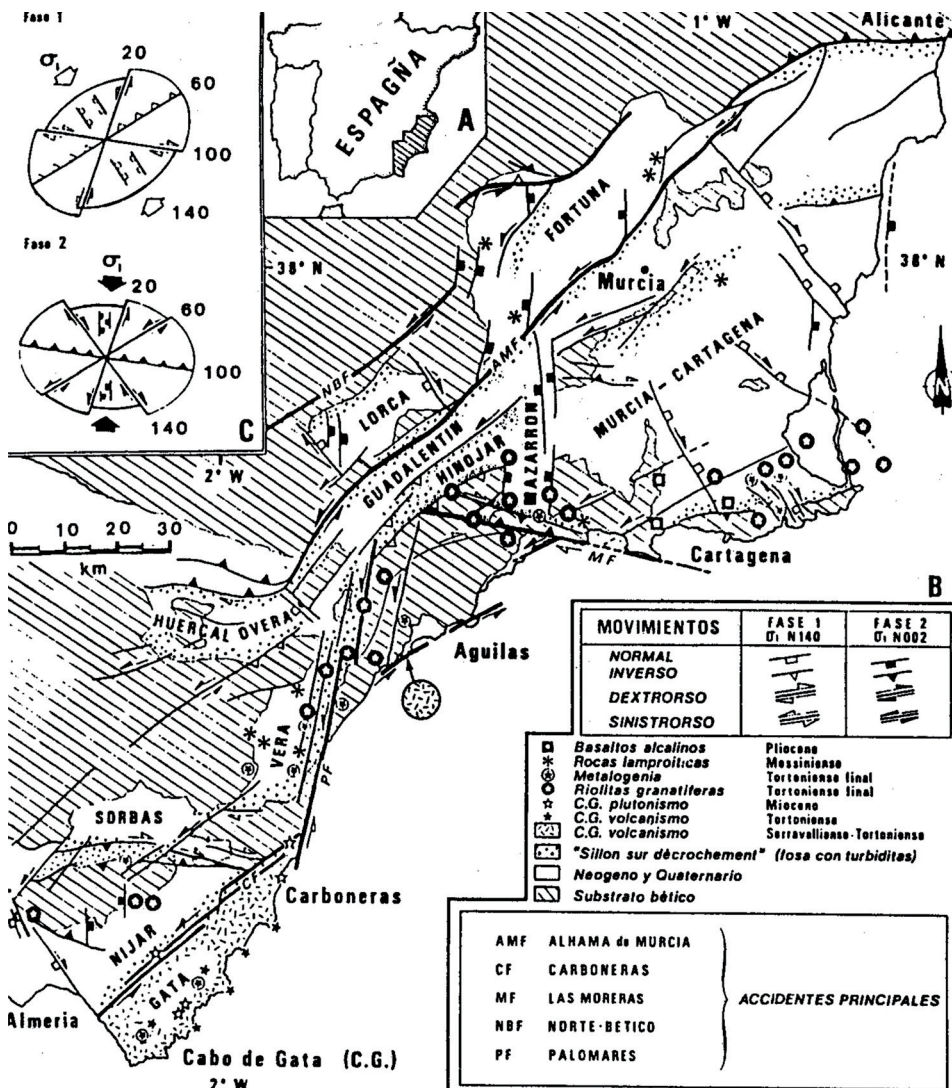


Fig. 6.3. Las Cuenas del Neógeno en la Zona Bética Oriental. A) Localización. B) Esquema estructural. C) Sentido de movimiento de los accidentes. Tomado de OTT d'ESTEVOU *et al.* 1988

Las grandes fallas de Bullas-Archena y de Calasparra-Cieza, aunque absorben parte de la deformación impuesta por el acercamiento de Afrecha a Iberia, tienden a quedar bloqueadas de manera que la deformación se concentra de manera preferente en los sectores de intersec-

ción 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.

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 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 de los Complejos de las Z.I.B, 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 Totana son todos de hierro (Fe) en las minas de la Solana de Carrascoy, Víctor Hugo, El Maquinista, Cuatro Amigos y Mina Ligera. Todos estos indicios, en la actualidad inactivos, se encuentran en la vertiente meridional de la Sierra de Carrascoy. Cuadro 7.1

Solana de Carrascoy. Situada en el paraje de La Solana y en la margen derecha de la Ramblas de las Loberas (650,20; 4186,10). Se trata de un indicio de hematites especular y magnetita con morfología filoniana. Este filón N125E, encaja en las rocas de la F. Carbonatada de la Unidad de Carrascoy del Complejo Alpujárride y su dirección es coincidente con los sistemas de fracturación tardíos. Los planos de labores indican que su espesor variaba de 1 a 3 m, con una corrida de 60 m.

Mina Víctor Hugo. Situada en la ladera SO del Cabezó del Charco, en la margen izquierda de Rambla Honda y muy próxima a la Casa del Capitán (650,95; 4185,30). El mineral extraído era hematites especular, hematites roja, limonita, goethita, pirita, calcita y cuarzo. La mineralización tiene una morfología estratiforme con dirección y buzamiento N130/50N. Se encuentra interestratificada en las rocas de la F. Carbonatada de la Unidad de Carrascoy del

Complejo Alpujárride. Los datos de mina indican que se trataba de al menos dos niveles de espesor milimétrico en un tramo de 3 a 4 m de las calizas marmóreas de grano fino.

Mina Maquinista. Este grupo minero, con al menos tres bocaminas, se encuentra en la ladera S del Cabezo del Charco, en la margen izquierda de Rambla Honda y muy próxima a la Casa del Postero (651,85; 4185,80). El mineral extraído era hematites roja, hematites especular, limonita, goletita, pirita, calcita, cuarzo y dolomita. La mineralización tiene morfología estratiforme y se encuentra interestratificada en las rocas de la F. Carbonatada de la Unidad de Carrascoy del Complejo Alpujárride. Los datos de mina indican que se trataba de dos niveles mineralizados cuyas direcciones y buzamientos son N120E/40S y N90E/ 60N. No se conocen datos del espesor de estos niveles ni del volumen de mineral extraído.

Mina Cuatro Amigos. Situada en la ladera norte del Cabezo Negro, en la margen izquierda de la Rambla del Puntalico (652,80; 4186,80). El mineral extraído era hematites roja, hematites especular y limonita. La mineralización tiene una morfología estratiforme con dirección y buzamiento N170E/20-40E. Se encuentra interestratificada en las rocas de la F. Carbonatada de la Unidad de Carrascoy del Complejo Alpujárride. Los datos de mina indican que se trataba de dos niveles con espesores máximos entre 6 y 8 m y una corrida de 400 m. No se conocen datos del tonelaje extraído.

Mina Ligera. Este grupo minero, con al menos dos bocaminas, se encuentra en la ladera N de la Solana de Carrascoy y en la margen derecha de la Rambla de los Monreales (654,20; 4188,10). El mineral extraído era hematites roja, hematites especular, limonita, goethita. Pirita, y clorita (Cuadro 7.1). La mineralización tiene morfología estratiforme y se encuentra interestratificada en las rocas de la F. Carbonatada de la Unidad de Carrascoy del Complejo Alpujárride. Los datos de mina indican que se trataba de dos niveles mineralizados cuyas direcciones y buzamientos son N115E/40S y N100-120E/20N. El espesor de estos niveles variaba entre 1 y 1,5 m con una corrida de 150 m. No se conocen datos del volumen de mineral extraído.

Salvo el indicio de la Solana de Carrascoy con morfología filoniana, el resto de los indicios descritos cuya paragénesis está constituida por hematites roja, hematites especular, goethita, calcita y cuarzo, son encuadrables en el grupo de **mineralizaciones estratoligadas en rocas carbonatadas**, muy abundantes en este sector de la cordillera. El calificativo “estrato-ligadas” se aplica, en este caso, a mineralizaciones que a escala regional están habitualmente asociadas a un determinado grupo de estratos, independientemente de que sean singenéticas, sindiagenéticas o epigenéticas. Por esto, en este grupo se agrupan tanto mineralizaciones sinsedimentarias o sindiagenéticas como otras en cuya génesis han intervenido fenómenos de metamorfismo de contacto y/o sustitución metasomática.

En el área de estudio pueden distinguirse dos subgrupos: uno estaría integrado por los indicios en cuya génesis es difícil detectar la huella del volcanismo neógeno; otro lo formarían aquellos en cuya génesis han desempeñado un papel protagonista los procesos hidrotermales emparentados con el volcanismo neógeno.

Los del primer subgrupo son en todo similares a las descritas en el sector central de la Cordillera en las provincias de Granada y Almería como tipo *Marquesado*. En ambos casos los rasgos geológicos generales son muy parecidos: paragénesis (óxidos, carbonatos e hidróxidos de hierro, pirolusita baritina y escasos sulfuros) y como morfología masas tabulares, bolsadas o masas irregulares de tendencia estratiforme, horizontes estratiformes, masas alentejonadas y rellenos de fracturas y/o cavidades kársticas.

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).etc), pusieron en evidencia que allí el primero y principal proceso metálgenoético fue sinsedimentario o sindiagenético temprano y, en él, el volcanismo permotriásico o triásico (metabasitas) habría desempeñado un papel no desdeñable como portador de elementos al medio sedimentario. Diagénesis tardía, metamorfismo alpino y procesos epigenéticos y epitermales habrían conducido a producir removilizaciones de la mineralización primaria, sustituciones en niveles reactivos y rellenos de fracturas. Disolución y rellenos kársticos, a veces y meteorización, siempre, son los últimos procesos responsables de la conformación actual de estos yacimientos.

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS							
INDICIO Nº	COORDENADAS		SUSTANCIA	Provincia/Término Municipal	MINERALOGÍA	MORFOLOGÍA	Observaciones
	X	Y					
1	650200	4186100	Fe	Alhama de Murcia	Hematites y magnetita	Filoniana	Solana de Carrascoy
2	650950	4185300	Fe	Fuente Álamo	Hematites, limonita, goetita, pirita.	Estratiforme	Mina Víctor Hugo
3	651850	4185800	Fe	Fuente Álamo	Hematites, limonita, goetita, pirita, calcopirita.	Estratiforme	Mina Maquinista
4	652800	4186800	Fe	Fuente Álamo	Hematites, limonita.	Estratiforme	Mina Cuatro Amigos
5	654200	4188100	Fe	Fuente Álamo	Hematites, limonita, goetita, pirita.	Estratiforme	Mina Ligera

Cuadro 7.1.

MINERALES ENERGÉTICOS Y ROCAS INDUSTRIALES					
INDICIO Nº	COORDENADAS SUSTANCIA		SUSTANCIA	Provincia/Término Municipal	Observaciones
	X	Y			
6	633000	4183200	Ari	Totana	
7	634000	4184280	Ari	Totana	
8	645440	4186900	Ari	Totana	
9	646350	4186780	Ari	Totana	
10	657920	4188420	Ari	La Murta	
11	658270	4188000	Ari	La Murta	
12	646500	4187180	Arm	Alhama de Murcia	
13	646780	4186400	Arm	Alhama de Murcia	
14	645180	4186060	Arm	Alhama de Murcia	
15	653340	4186110	Arm	Fuente Álamo de Murcia	
16	653650	4186590	Arm	Fuente Álamo de Murcia	
17	653840	4186600	Arm	Fuente Álamo de Murcia	
18	656000	4186270	Arm	Fuente Álamo de Murcia	
19	646300	4187630	Arm	Alhama de Murcia	

Cuadro 7.2.

Pero quizás los más importantes yacimientos de hierro de la Región de Murcia han sido los que encajan en rocas carbonatadas inmediatas o próximas a los centros volcánicos (volcanismo calcoalcalino-potásico y shoshonítico) de los distritos mineros de Mazarrón y Cartagena-La Unión y que se integrarían en el segundo subgrupo. No son propiamente yacimientos estratoligados, aunque de manera invariable se alojan en mármoles, dolomias o calizas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride, materiales en los que conforman masas de sustitución metasomática, así siempre irregulares, a veces groseramente tabulares y en ocasiones condicionadas por líneas de fractura. Aún así, en conjunto se adaptan a la disposición de las rocas carbonatadas que las albergan.

Es evidente que la relación de estas mineralizaciones con el volcanismo es, no solo espacial, sino también genética. Aún así persiste la polémica entre el grupo de autores que defienden una etapa metalogenética única, ligada al volcanismo neógeno, y la del grupo de autores que abogan por varias etapas metalogenéticas: la neógena habría conformado mineralizaciones propias pero de la misma manera habría llevado a cabo la removilización de mineralizaciones previas, paleozoicas y triásicas, descritas en el resto de la Cordillera. ARRIBAS y ARRIBAS (1995), defienden la postura de la etapa única neógena aportando datos de geoquímica isotópica del azufre y el plomo que, según dichos autores, darían por zanjada la polémica.

7.1.2. Minerales energéticos

No se conocen indicios de carbones o pizarras bituminosas, como sucede en áreas próximas de las Cuencas de Lorca y Mula-Fortuna.

7.1.3. Rocas industriales

Los recursos de productos de cantera, en gran parte del área comprendida en esta Hoja, no han tenido un gran aprovechamiento como materiales de construcción. Aunque existen distintos tipos de litologías explotables (arcillas, arenas, gravas, calizas, mármoles, rocas básicas, yesos, etc), son relativamente escasas las explotaciones industriales a gran escala, salvo unos pocos ejemplos que se detallan a continuación. Cuadro 7.2

Se han observado canteras de dimensiones muy reducidas en las intercalaciones de pelitas y yesos (8) de la F. Carbonatada de la Unidad de Carrascoy. Se beneficiaba el yeso en caleras para abastecimiento local. De mayor importancia aparente son las instalaciones asociadas a las canteras de yeso masivo y microlaminado de la unidad (20), aflorante en Loma Larga al NE de la Falla de Lorca-Alhama. En este caso las dimensiones de los hornos de cal parecen indicar que se trató de una industria de mayor envergadura.

Es en el capítulo de los áridos, donde se encuentra actualmente el máximo de actividad dentro de esta Hoja, pudiendo agruparse en dos tipos de explotaciones.

De una parte las graveras para áridos detríticos enclavadas en los conglomerados Plio-Pleistocenos de los sistemas marginales de Lébor (23) y los de Rambla (28), que afloran extensamente en el bloque SE de la Falla de Lorca-Alhama y en los conglomerados Miocenos (13) y de los abanicos Holocenos (42) del borde occidental de la Sierra de Carrascoy. La situación de las canteras actualmente en actividad es (633000, 4183200; 634000, 4184280) y (645440, 4186900; 646350, 4186780). La composición de estos conglomerados varía desde el grupo de áridos detríticos para los de sistema de Lébor a carbonatados-detríticos en el resto.

En este mismo grupo, son reseñables tanto por su importancia como por su génesis, un grupo de canteras situadas al sur de la localidad de la Murta, en el extremo NE de la Hoja, en las que se explota o se ha explotado de manera intensiva los depósitos del abanico de la unidad (33) y los depósitos (43) de la Rambla de La Murta. Constituyen un frente de explotación prácticamente continuo a lo largo del cauce con una extensión mínima de 10 Km de los cuales los tres primeros se encontrarían en esta Hoja con unos frentes activos localizados en (657920, 4188420; 658270, 4188000). El resto de las explotaciones se encuentran en la Hoja colindante de TORRE-PACHECO (955). La composición de estos conglomerados puede incluirse igualmente en el grupo de áridos carbonatados-detríticos.

Todos los áridos detríticos son incluibles en la categoría de áridos naturales.

Otro grupo de canteras para áridos lo constituyen las importantes explotaciones que se ubican en la Formación Carbonatada (7) de la Unidad de Carrascoy. La localización de los frentes activos en la actualidad es (646500, 4187180; 646780, 4186400; 653340, 4186110; 653650, 4186590; 653840, 4186600; 645180, 4186060; 656000, 4186270). Como es obvio se trata de canteras para áridos carbonatados o áridos de machaqueo.

Finalmente sólo se ha localizado una cantera que explota las metabasitas (6) de la unidad de Carrascoy. Se localiza en la vertiente occidental de la Sierra de Carrascoy (646300, 4187630) y mantiene un frente activo dimensiones hectométricas. En este caso son áridos ígneos, incluíbles como los anteriores en la categoría de áridos de machaqueo.

Los áridos detríticos y los ígneos se emplean mayoritariamente en construcción de carreteras y los carbonatados para la preparación de hormigones, aglomerados asfálticos y morteros hidráulicos, para la manufactura de elementos prefabricados.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas

La Hoja de Totana 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 km², 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 18°C en el Campo de Cartagena y Vegas Media y Baja del Segura y 10°C , o incluso menos, en la cabecera del río Segura.

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

De acuerdo con la clasificación de Papadakis, la cuenca del 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 exigüos pero permanentes.

Las características climáticas en la Hoja de Totana, según la clasificación de Köppen, serían las correspondientes al clima estepario seco, próximo al desértico (Geiger, 1970; López Gómez, 1987). Las temperaturas medias anuales en torno a 17°-18°C, junto con la escasez de lluvias, del orden de 300 mm/año, y las tasas de evapotranspiración de 850-950 mm/año imprimen un fuerte déficit hídrico en la zona permitiendo encuadrar este sector de Murcia dentro de la Zona Climática Árida, aunque ya cercana a la Zona Semiárida. Al igual que en el resto del SE peninsular, los mecanismos pluviométricos están muy ligados a la presencia de masas de aire frío con curvatura ciclónica en las capas altas de la atmósfera que dan lugar a la formación de "gotas frías" principalmente durante los meses de octubre y noviembre (Alonso Sarria, 2002). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta) dando lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria, que constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (Castillo Requena, 1982).

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

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

Los recursos hídricos renovables propios de la cuenca son de aproximadamente 950-1.000 hm³/año, de los cuales, el 60% corresponden a escorrentía subterránea. Estos recursos son totalmente insuficientes para atender las necesidades de la cuenca, estimadas en 1.960 hm³/año, por lo que fue necesario realizar el trasvase Tajo-Segura. La 1ª fase de esta obra entró en funcionamiento en 1978 y aunque está diseñada para poder trasvasar 600 hm³/año, sus

aportaciones anuales han sido muy variables y en pocas ocasiones han superado los 400 hm³/año. De acuerdo con el *Plan Hidrológico de la cuenca del Segura* (CHS, 1997), en una situación hidrológica media y contando con los 600 hm³/año procedentes de la primera fase del trasvase Tajo-Segura, el déficit actual es de 460 hm³/año. Del total del déficit, 250 hm³/año corresponden a sobreexplotación de acuíferos y el resto a insatisfacción de las demandas. Este déficit hídrico de la cuenca se ve notablemente incrementado en situaciones de sequía, pues a los escasos recursos que se generan en dichas condiciones hay que añadir la normal disminución de excedentes en la cabecera del Tajo, con la consiguiente reducción del volumen trasvasado.

La principal demanda de agua corresponde a la agricultura de regadío, 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	COORDUTM	COORDUTM	COTA	NOMBRE MUN	DES_NAT	PROF	DESCRIPCION_UTILIZACION	VOLUMEN
2638	1	0040	30	632792	4187524	353	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	350	DESCONOCIDO	
2638	1	0067	30	632932	4187483	353	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	380	AGRICULTURA	
2638	1	0069	30	633337	4188120	380	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	302	AGRICULTURA	
2638	1	0071	30	634386	4187861	310	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	280	AGRICULTURA	
2638	1	0079	30	636688	4180964	192	TOTANA	SONDEO	179	AGRICULTURA	183
2638	1	0080	30	636688	4180964	192	TOTANA	SONDEO	210	AGRICULTURA	381
2638	1	0081	30	636678	4181039	192	TOTANA	SONDEO	256	AGRICULTURA	107
2638	1	0085	30	634739	4182331	207	TOTANA	SONDEO	200	AGRICULTURA	675
2638	1	0091	30	633915	4182538	218	TOTANA	SONDEO	198	AGRICULTURA	525
2638	1	0099	30	631417	4183385	315	TOTANA	SONDEO	110	AGRICULTURA	
2638	2	0022	30	640269	4186810	169	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	163	DESCONOCIDO	
2638	2	0053	30	642557	4187741	160	TOTANA	SONDEO	168	AGRICULTURA	719
2638	2	0055	30	640936	4182953	189	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	200	AGRICULTURA	90
2638	2	0056	30	640896	4183029	189	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	152	AGRICULTURA	270
2638	2	0071	30	642081	4187020	162	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	210	AGRICULTURA	432
2638	2	0072	30	642180	4186919	162	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	170	AGRICULTURA	432
2638	2	0082	30	644686	4188673	168	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	200	AGRICULTURA	58
2638	3	0001	30	645923	4188273	247,18	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	173	AGRICULTURA	144
2638	3	0021	30	648263	4184691	340	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	240	AGRICULTURA	
2638	3	0028	30	649549	4183030	293	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	360	AGRICULTURA	
2638	3	0037	30	647205	4183750	270	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	320	AGRICULTURA	
2638	3	0047	30	645244	4188419	239	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	300	AGRICULTURA	806
2638	3	0049	30	645523	4185995	238	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	500	AGRICULTURA	
2638	3	0050	30	646093	4185910	270	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	223	AGRICULTURA	33
2638	3	0051	30	648298	4182890	280	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	510	AGRICULTURA	600
2638	3	0052	30	649058	4182904	287	ALHAMA DE MURCIA	SONDEO	608	AGRICULTURA	
2638	4	0004	30	658841	4181649	209	FUENTE-ALAMO	SONDEO	403	AGRICULTURA	

2638	4	0017	30	658871	4181619	207	FUENTE-ALAMO	SONDEO	405	AGRICULTURA	
2638	5	0013	30	633077	4178719	219	TOTANA	SONDEO	225	AGRICULTURA	319
2638	5	0038	30	635490	4177798	211	TOTANA	SONDEO	285	AGRICULTURA	210
2638	5	0047	30	632300	4177925	229	TOTANA	SONDEO	172	AGRICULTURA	206
2638	5	0049	30	633057	4178719	298	TOTANA	SONDEO		AGRICULTURA	531
2638	5	0068	30	635521	4177838	211	TOTANA	SONDEO	262	AGRICULTURA	275
2638	5	0069	30	633278	4178742	219	TOTANA	SONDEO	201	AGRICULTURA	265
2638	5	0070	30	633337	4178692	219	TOTANA	SONDEO	241	AGRICULTURA	619
2638	7	0007	30	647650	4179500	208	ALBUDEITE	SONDEO	1303	NO SE UTILIZA	
2638	8	0001	30	659202	4177144	145	FUENTE-ALAMO	SONDEO		DESCONOCIDO	
2638	8	0013	30	655354	4171775	211	FUENTE-ALAMO	SONDEO	477	DESCONOCIDO	216
2638	8	0016	30	654893	4170529	238	FUENTE-ALAMO	SONDEO	230	DESCONOCIDO	350
2638	8	0026	30	657620	4177700	150	FUENTE-ALAMO	SONDEO	105	AGRICULTURA	

Cuadro 7.3. Selección de Puntos de Agua

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.

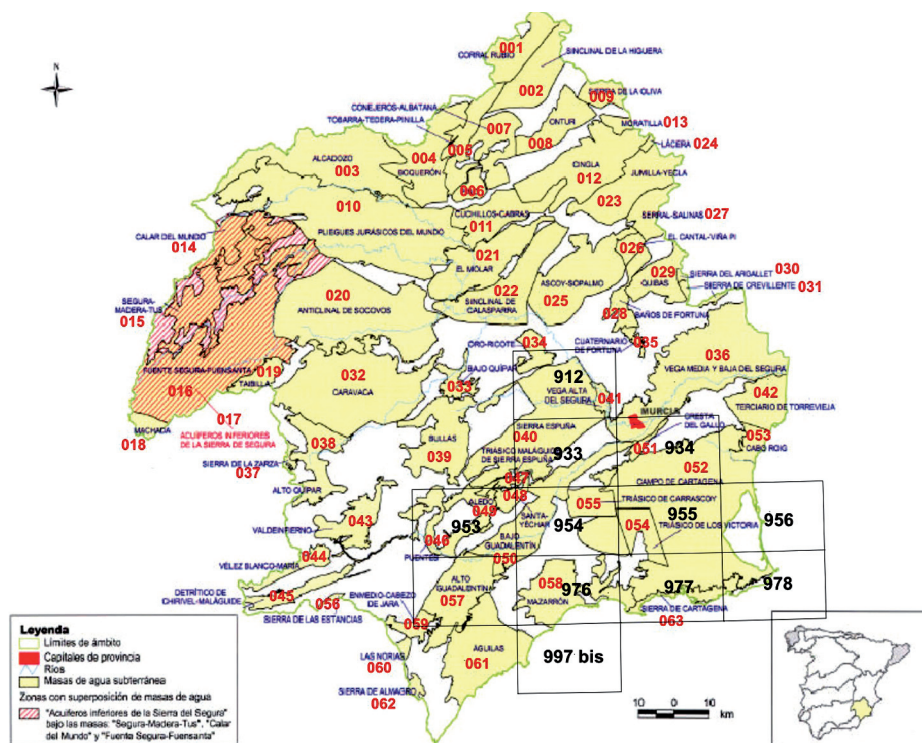


Fig. 7.1. Masas de Agua Subterránea en la Cuenca del Segura. MMA (2005)

De acuerdo con esta delimitación, se indica a continuación las Masas de Agua Subterránea presentes en el ámbito de la Hoja, coincidentes con las Unidades Hidrogeológicas homónimas:

070.048.- Santa- Yéchar (U.H. 07.25)

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

070.052.- Campo de Cartagena (U.H. 07.31)

070.055.- Triásico de Carrascoy (U.H. 07.29)

070.048.- Santa-Yéchar (U.H. 07.25)

Con una extensión de 42,5 km², la ocupación del suelo en el año 2000 en esta masa de agua subterránea era la siguiente: urbana, en el 3% de la superficie; agrícola, en el 15%, y forestal

en el 82%. En este ámbito geográfico se ubica el Espacio natural protegido del Parque Regional de Sierra Espuña.

La masa se sitúa en su totalidad en la provincia de Murcia, al sur de Sierra Espuña, entre las poblaciones de Aledo, al oeste, y Alhama al este. En esta Hoja se localiza en el sector NO.

Se trata de un acuífero con estructura muy compleja, a base de escamas tectónicas, constituido por 140 metros de dolomías y calizas triásicas de las formaciones carbonatadas de las denominadas "Unidades Intermedias", incluidas en el Complejo Alpujárride (Morrón Largo y Santa Yéchar).

Los límites están definidos según afloramientos y subafloramientos de argilitas, pizarras, cuarcitas, conglomerados y yesos del Paleozoico y Triásico, que además corresponden al impermeable de base de la formación acuífera.

La complejidad estructural que afecta al acuífero ha provocado una importante compartimentación en diversos de sectores con funcionamiento hidrodinámico independiente.

La recarga procede de la infiltración del agua de lluvia y la descarga tiene lugar a través del bombeo para el riego de cultivos fuera del acuífero, en los términos municipales de Alhama de Murcia y Totana en el valle del Guadalentín; el uso doméstico es de escasa importancia. Actualmente no existe descarga natural.

En ITGE (1988) se evalúa la recarga por infiltración de la precipitación en $0,3 \text{ hm}^3/\text{año}$ como valor medio del periodo 1962/63-1971/72. Asimismo se referencian caudales de bombeo de 7 hm^3 en 1972, $5,2 \text{ hm}^3/\text{año}$ en el periodo 1977-78 y $3,5 \text{ hm}^3$ en 1987. En CARM (1992) se calculan las entradas al acuífero en $1,5 \text{ hm}^3/\text{año}$ para el periodo 1956-1975, procedentes únicamente de la infiltración de la precipitación. Los bombeos se estiman en $4,5 \text{ hm}^3/\text{año}$, como media de los años 1989 y 1990. El balance resultante es, por tanto, de $-3 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Según el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997), las entradas se producen sólo por infiltración de la lluvia útil ($1,5 \text{ hm}^3/\text{año}$), y las salidas, por bombeo ($5 \text{ hm}^3/\text{año}$). Según esta información el balance del acuífero tendría también un desequilibrio de $-3,5 \text{ hm}^3/\text{año}$. Fué declarado sobreexplotado por acuerdo de 6/04/2004 de la Junta de Gobierno de CHS.

En general, la evolución piezométrica está caracterizada por un descenso de los niveles desde principios de los años setenta hasta la actualidad, variable según sectores, como consecuencia de la explotación del acuífero. Los descensos máximos corresponden al periodo de 1979 a 1986; a partir de 1986 cambia la tendencia hacia una casi estabilización de los niveles en algunos sectores, debido a la disminución de la explotación. Dicha disminución puede atribuirse a varios motivos: captaciones que se han ido quedando secas, costes de extracción crecientes al incrementarse la profundidad del nivel, etc.; sin duda, también ha influido notablemente la llegada de aguas del trasvase Tajo-Segura a las zonas de riego de Alhama de Murcia y Totana

en el valle del Guadalentín, que eran hasta ese momento el principal destino de las aguas subterráneas captadas.

Los sectores que han concentrado la mayor explotación son Yéchar y Alto de Calares. En el primero, el descenso medio entre 1973 y 2001 ha sido de unos 4 m/año, con profundidades del agua de 150 a 250 m. En el sector Alto de Calares, el descenso medio es de 5 m/año para todo el periodo de registro (finales de 1977 hasta la actualidad), con unos niveles finales a unos 330 m de profundidad. El sector central del acuífero presenta un valor medio entre 1979 y 1989 de 1,5 m/año. El sector nororiental experimenta unos descensos muy acusados, especialmente en la década de los años 80, con una tasa media del orden de 17 m/año (periodo 1981-1989).

Las facies predominantes de las aguas subterráneas del acuífero son sulfatadas-bicarbonatadas cálcico-magnésicas, en general no aptas para consumo humano y mediocres para regadío. Las conductividades eléctricas oscilan entre 1.000 y 4.100 $\mu\text{S}/\text{cm}$. No parece observarse modificaciones del quimismo relacionadas con la explotación.

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

Tiene una superficie de 324 km², 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 Totana aparece el sector central de la masa, en la depresión del río Guadalentín entre Totana y Alhama de Murcia, extendiéndose ampliamente por las hojas vecinas de Alcantarilla y Lorca.

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 Pliocuatrnario, estos últimos con una extensión superficial de 740 km² 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 Pliocuatrnario: el acuífero del Alto Guadalentín, monocala 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 acuañamiento 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 hm³/año. Actualmente no existe descarga natural, evaluándose en 36 hm³/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 5.500 µS/cm (generalmente comprendida entre 3.000 µS/cm y 6.500 µS/cm, aunque en algunos puntos del sector occidental se han llegado a superar los 10.000 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. 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 km², 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 1.000 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 km², 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.

Dentro de la hoja de Totana únicamente aparece la terminación occidental de esta masa, en un sector situado en el este de la hoja, en las inmediaciones de Cuevas de Reylo, dentro del término municipal de Fuente Álamo.

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 espesores 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. En la hoja de Totana sólo está representado el acuífero Cuaternario.

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 contruidos, que ha sido estimada en un valor medio anual orientativo próximo a 40 hm³ (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 última 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 hm³/año, de los que 15 hm³/año corresponden a retornos de riego) y la descarga (60 hm³/año por bombeos en situación climática media, de los que 27 hm³/año corresponderían al sector de Los Victorias, y 5 hm³/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 hm³/año de extracciones, con una situación de sobreexplotación de recursos subterráneos evaluada entonces en unos 80 hm³/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 marcado 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 contruidos.

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 y, posiblemente, la gran densidad de granjas porcinas existentes en término de Fuente Álamo, 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.

070.055.- Triásico de Carrascoy (U.H. 07.29)

La masa de agua subterránea, coincidente con la unidad hidrogeológica del mismo nombre, tiene una superficie de 108 km², perteneciente íntegramente a la Región de Murcia. La ocupación general del suelo en el año 2000 era mayoritariamente forestal (53%) y agrícola (46%, del que el 75% es seco), siendo minoritario (1%) el suelo urbano. En este ámbito geográfico se ubica parcialmente el Espacio natural protegido Parque Regional de las Sierras de Carrascoy y El Valle.

En la hoja de Totana se localiza la casi totalidad de esta masa, que se sitúa en el cuadrante nororiental coincidiendo con la sierra de Carrascoy y sus inmediaciones meridionales y orientales.

Los materiales permeables más importantes son las dolomías triásicas, con espesor medio entre 200-250 m. Por la elevada complejidad geológica de la zona, el conjunto se encuentra muy tectonizado y compartimentado en diversos bloques de reducidas dimensiones que funcionan con cierta independencia hidrodinámica. Además de los triásicos, quedan también incluidos como acuífero los materiales detríticos neógenos y cuaternarios (gravas) que los recubren en amplias extensiones hacia el borde meridional (IGME, 1986).

El acuífero limita al N y O con materiales paleozoicos y triásicos de muy baja permeabilidad, mientras que al S y E el límite es más impreciso y se asocia con un hundimiento progresivo del sustrato bético bajo el relleno neógeno, posiblemente retocado por la acción de fallas de salto notable, aunque localmente existe contacto lateral entre las dolomías y los materiales detríticos miocenos y pliocuaternarios del Campo de Cartagena.

La recarga procede de la infiltración del agua de lluvia y la descarga se produce por bombeos y a través de descargas laterales subterráneas hacia el Campo de Cartagena.

En IGME (1986) la recarga media del acuífero para el periodo 1956-1975 ha sido evaluada en $1,1 \text{ hm}^3/\text{año}$ y la descarga por bombeo (con destino exclusivo al riego de cultivos) en $4,6 \text{ hm}^3$ para el año 1984, que se elevó a $5,6 \text{ hm}^3$ en el año 1985 por la puesta en marcha de un importante sondeo en la zona suroeste; en cuanto a las salidas laterales subterráneas hacia acuíferos profundos del Campo de Cartagena (preferentemente en la zona oriental de la unidad), se estimó en un máximo de $0,3 \text{ hm}^3/\text{año}$, como media del periodo 1956-1975. Estos mismos valores del balance hídrico son los adoptados en el "Catálogo de acuíferos con problemas de sobreexplotación o salinización" (DGOHCA-ITGE, 1997).

En MOPTMA (1996) se recogen unas cifras de recursos de $3,6 \text{ hm}^3/\text{año}$ y de salidas por bombeo de $5,6 \text{ hm}^3/\text{año}$, pero no se aportan valores de salidas laterales ni se indica la representatividad temporal de tales cifras.

Según el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997), las entradas se producen por infiltración de lluvia ($3,6 \text{ hm}^3/\text{año}$), mientras que las salidas tienen lugar por bombeo ($4 \text{ hm}^3/\text{año}$) y descarga lateral ($0,3 \text{ hm}^3/\text{año}$). Según esta información el sistema tendría un cierto desequilibrio en su balance, aunque no se hace mención al periodo de referencia de los datos. La unidad ha sido declarada sobreexplotada por acuerdo de 06/04/2004 de la Junta de Gobierno de la Confederación Hidrográfica del Segura.

Como consecuencia de la explotación se registra en los sectores o compartimentos más afectados (fundamentalmente la zona occidental) un descenso de niveles desde principio de los

años setenta hasta mediados los ochenta. A partir de entonces se observa, en general, una estabilización de niveles, relacionada con una disminución de las extracciones.

Las aguas subterráneas son de carácter termal, con temperaturas en algunos puntos de 45°C (IGME-CEII, 2003), y presentan una variación importante de la salinidad según sectores: las de mejor calidad química corresponden a las zonas centro y suroeste, mientras que las más salinas se encuentran en las zonas sur y noroeste. En general, la salinidad de las aguas está comprendida entre 1.500 mg/l y 4.500 mg/l. Son de facies predominantemente sulfatada y cálcico-magnésica, cálcico-sódica o mixta. La explotación del acuífero parece producir un ligero incremento de los contenidos salinos de las aguas subterráneas, por lixiviación de sales.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En el área de la Hoja de Totana se propone como Punto de Interés Geológico **PIG-1** los afloramientos de la Cuesta de la Pinilla.

Se accede a esta localidad por la MU-603 (Alhama de Murcia-Mazarrón). A la altura del Km 38,500, se toma el desvío a La Pinilla y las Palas. Esta carretera local pasa a unos 3,100 Km por el Cortijo de Montesinos y de manera inmediata se accede a las Cuestas de la Pinilla. El recorrido finaliza cuando en la colada de estas cuestras se encuentra el contacto discordante de los depósitos del Terciario Superior sobre los metasedimentos de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride de la Sierra del Algarrobo.

En el sector situado entre el Cortijo Montesinos y la Cuesta de la Pinilla, puede observarse, en afloramientos de gran calidad y muy próximos a la carretera local E-17, las series marinas del Mioceno Superior y Plioceno Inferior y Medio. El interés especial de este sector estriba en el gran desarrollo que tienen las lumaquelas de ostreidos y las calizas recifales de Porites y Tarberastreas.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; PASSINI, G. (1985). "The Plio-Pleistocene boundary". *Episodes*, 8, 2: pp. 116-120.
- AGUSTÍ, J.; GIBERT, J.; MOYÁ-SOLÁ, S. (1981). "Casa del Acero: nueva fauna turolense de Vertebrados (Mioceno superior de Fortuna, Murcia)". *Bull. Inf. Ins. Paleont. Sabadell* 13 (1-2), pp. 69-87.
- AGUSTÍ, J.; MOYÁ-SOLÁ, S.; GIBERT, J.; GUILLÉN, J.; LABRADOR, M. (1985). "Nuevos datos sobre la bioestratigrafía del Neógeno continental de Murcia". *Paleontol. Evol.* 18, pp. 83-94.
- AGUSTÍ, J. (1986). "Nouvelles espèces de cricétidés vicariants dans le Turolien moyen de Fortuna (prov. Murcia, Espagne)". *Geobios* 19 (1), pp. 5-11.
- AGUSTÍ, J.; FREUDENTHAL, M.; LACOMBAT, J.L.; MARTÍN, E.; NAGEL, C. (1990). "Primeros microforaminíferos del Pleistoceno superior de la Cuenca de Mula (Murcia, España)". *Rev. Soc. Geol. España*, 3, pp. 289-293.
- AKKERMAN, J.H.; MAIER, G.; SIMON, O.J. (1980). "On the Geology of the Alpujarride Complex in the western Sierra de las Estancias (Betic Cordilleras, SE Spain)". *Geologie en Mijnbouw*, 59, 363-374.
- ALDAYA, F. (1969). "Los mantos alpujárrides al S de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)". *Acta Geol. Hisp. Año IV, n° 5*, 126-130.
- ALDAYA, F. (1969). "Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)". *Bol. Geol. y Min.* LXXXIII, 212-217.
- ALDAYA, F. (1970). "La sucesión de etapas tectónicas en el dominio alpujárride". *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 1, 159-181.
- ALDAYA, F. (1970). "Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, zona bética, provincia de Granada (Nota preliminar)". *Bol. Geol. y Min.* LXXXI-VI, 593-600.
- ALDAYA, F. (1970). "Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los mantos alpujárrides del S de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)". *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, 1, 35-37.

- ALDAYA, F. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1976). "Les nappes alpujarrides au Sud et au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Andalousie)". *Bull. Soc. géol. France*. (7), XVIII, 3, 635-639.
- ALDAYA, F.; GARCÍA-DUEÑAS, V. Y NAVARRO VILA, F. (1979). "Los Mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujarrides". *Acta Geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís*, 14, 154-166.
- ALFARO, P.; ANDREU, J.M.; DELGADO, J.; ESTÉVEZ, A.; SORIA, J.M.; TEIXIDÓ, T. (2002). "Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed by high-resolution reflection profiling". *Geol. Mag.* 139 (3), pp. 331-341.
- ALFARO, P.; DELGADO, J.; ESTÉVEZ, A.; SORIA, J.M. YÉBENES, A. (2002). "Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain)". *Marine Geology*, 186, 337-349.
- ALLERTON, S.; LONERGAN, L.; PLATT, J.P.; PLATZMANN, E.S.; MCCLELLAND, E. (1993). "Palaeomagnetic rotation in the eastern Betic Cordillera, southern Spain". *Earth and Planetary Science Letters*, 119, 225-241.
- ALMELA, A. Y QUINTERO, J. (1966). "El Neógeno de la zona de Guardamar". *Congress, Inter. Neog. Mediterr. Proceed Third ses., Berne (1964)* pp. 280-287.
- ALONSO SARRIÁ, F.; LÓPEZ BERMÚDEZ, F.; CONESA GARCÍA, C. (2002). "Synoptic conditions producing extreme rainfall events along the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula". *En: Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels* (L. J. BULL & M. J. KIRBY, Eds.). John Willey & Sons Ltd. Chichester, England. 351-371.
- 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.
- ÁLVAREZ, F.; ALDAYA, F. (1985). "Las Unidades de ls Zona Bética en la región de Aguilas-Mazarrón (Prov. de Murcia)". *Estudios Geol.*, 41, pp. 139-146.
- ÁLVAREZ, F. (1987). "Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Minaros units. Eastern Betic Zone (Spain)". *Geol. Mijnb*, 66, pp. 101-110.
- ÁLVAREZ, F.; ALDAYA, F.; NAVARRO-VILA, F. (1989). "Miocene extensional deformations in the region of Aguilas-Mazarrón (Eastern Betic Cordilleras)". *Estudios Geol.* 45, pp. 369-374.

- ÁLVAREZ VALERO, A. (2005). "Petrographic and thermodynamic study of the partial meeting of restitic xenoliths from the Neogene Volcanic Province of SE Spain". *Tesis Doctoral, Universidad de Papua (Italia)*, 223 pp.
- ARAGÓN, R. (1999). "Delimitación de acuíferos". En: *Atlas del Medio Natural de la Región de Murcia. ITGE-CPTOP*. pp. 43-45.
- 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.
- ARKANI, J.F. (1987). "Marine Lower Pliocene ostracoda of southern Spain with notes on the recent fauna". *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala N.S.*, 13. 1-144.
- ARMIJO, R. (1977). "La Zone de Failles de Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne) Etude tectonique et microtectonique". *Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VII*, 98 pp.
- AZAÑÓN, J.M.; CRESPO BLANC, A.; GARCÍA-DUEÑAS, V. Y OROZCO, M. (1993). "Middle Miocene extensional faulting events and Alpujarride units in the Central Betics". *Geogaceta*, 14, 119-122.
- AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V. Y GOFFÉ, B. (1992). "High pressure mineral assemblages and the Trevenque Units (Central Alpujarrides, Andalucía)". *Geogaceta*, 11, 81-85.
- AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. Y CRESPO BLANC, A. (1994). "Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain)". *C.R.Acad. Sci. Paris*, 318, II, 667-674.
- AZAÑÓN, J.M.; CRESPO BLANC, A. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1997). "Continental collision, crustal thinning and 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. Y 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.
- AZEMA, J.; BODENHAUSEN, J.; FERNEX, F. Y SIMON, O. (1965). "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 confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7),8, pp. 80-86.
- 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.; BARDAJÍ, 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.
- BAKKER, H.E.; DE JONG, K.; HELMERS, H. Y BIERMANN, C.; (1989). "The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry". *J. Metamorphic Geol.*, 7, 359-381.
- BALANYÁ, J.C.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; AZAÑON, J.M. Y SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (1997). "Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc)". *Tectonics* 16, pp. 226-238.
- 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 O de Málaga (Béticas, Andalucía)". *Geogaceta*, 9, 30-33.
- 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.
- BANKS, C.J. Y WARBURTON, J. (1991). "Mid-Crustal detachment in the Betic and Pyrenean systems of eastern Spain". *Tectonophysics*, 191, 275-289.
- BARDAJÍ, T.; CIVIS, J.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. (1986). "Geomorfología y estratigrafía de las secuencias marinas y continentales de la Cuenca de Cope (Murcia, España)".

En: F. LÓPEZ-BERMÚDEZ., J.B., THORNES (Eds). *Estudios sobre geomorfología del Sur de España*. I. G. U., Univ Murcia y Bristol, pp. 11-16.

BARDAJÍ, T.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. (1987). "Sedimentologic features related to Pleistocene sea level changes in the SE Spain". *Trab. Sobre Neógeno-Cuaternario*, 10, pp.79-93.

BARDAJÍ, T.; GOY, J.L.; SOMOZA, L., ZAZO, C.; DABRIO, C.J. (1988). "Small scale sea level changes on the análisis of Pleistocene coastal deposits in the SE Iberian Peninsula". *Abstract, Int. Workshop in Fan-Deltas with emphasis on Gilbert type system, Univ. Calabria*, 3-4.

BARDAJÍ, T.; GOY, J.L.; SOMOZA, L., ZAZO, C.; DABRIO, C.J.(1990). "Late Pleistocene fan deltas in southeastern Iberian Peninsula: sedimentary controls and sea level changes". *IAS Spec. Publ.*, 10, pp. 129-151.

BARDAJÍ, T.; GOY, J.L.; MÖRNER, N.A.; ZAZO, C.; SILVA, P.G.; SOMOZA, L.; DABRIO, C.J.; BAENA, J. (1995). "Towards a Plio-Pleistocene chronostratigraphy 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.

BARRAGÁN, G. (1993). "Encuadre geológico del término municipal de Cuevas del Almanzora". En libro: *Recursos Naturales y Medio Ambiente de Cuevas del Almanzora*. García Rossell y Martínez Frías eds. *Instituto de Estudios Almerienses y Ayuntamiento de Cuevas del Almanzora*, 133-149.

BECHSTÄDT, Y SCHWEIZER, T. (1991). "The carbonate-clastic cycles of the East-Alpine Raibl Group: result of third-order sea-level fluctuations in the Carnian". *Sediment. Geol.*, 70, 241-270.

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

BENITO, R.; LÓPEZ-RUIZ, J.; CEBRIÁ, J.M.; HERTOGEN, J.; DOBLAS, M.; OYARZUN, R. Y DEMAFFE, D. (1999). "Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain". *Lithos* 46, 773-802.

- BESEMS, R.E. Y SIMON, O.J. (1982). "Aspects of Middle and Late Triassic Subbetic Palynology. On the Triassic of the Subbetic Zone in the Province of Murcia (Betic Cordilleras, Southeastern Spain)". *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, B*, 85 (1), 29-51.
- BIERMANN, C. (1995). "The Betic Cordilleras (S.E. Spain) Anatomy of a dualistic collision-type orogenic belt". *Geol. Mijnb*, 74, 167-182.
- BODENHAUSEN, J.W.A. Y SIMON, O.J. (1965). "On the tectonics of the Sierra de Carrascoy (Province of Murcia, Spain)". *Geologie en Mijnbouw*, 44, 251-253.
- BON, A.; BIERMANN, C.; KOENEN, D.B. Y SIMON, O.J. (1989). "Middle Miocene strike-slip tectonics in the Aguilas-Mazarrón region, SE Spain". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 92, 143-157.
- BOOGAARD, M. VAN DEN. (1966). "Post-Carboniferous Conodonts from south-eastern Spain". *Kon. Nederlandsche Akad. Wetensch. Proc. ser. B. vol.69, pp.1-8.*
- BOOGAARD, M. VAN DEN. Y SIMON, O.J. (1973). "Pseudofurnishius murcianus (Conodonta) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE Spain". *Scripta Geol.*, 16, 1-23.
- BOOTH-REA, G.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (1999). "Estructuras extensionales en las Unidades Alpujarrides y Maláguides de la Sierra de la Tercia (Murcia, Béticas Orientales)". *Geogaceta*, 25, pp. 39-41.
- BOOTH-REA, G.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; AZAÑÓN, J.M. (2002). "Extensional atenuación 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.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. (2002). "High-pressure, low-temperature metamorphism in Alpujarride Units of southeastern Betics (Spain)". *C. R. Geoscience* 334 pp. 857-865.
- BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; AUGIER, R.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (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 néogènes dans les Cordillères Bétiques orientales". *Resumes communications, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics". Barcelona*, pp. 11-15.

- BOUSQUET, J.C. (1979). "Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain". *Tectonophysics*, 52, pp. 277-286.
- BOUSQUET, J.C. Y MONTENAT, C. (1974). "Présence de décrochements NE-SO plio-quaternaires dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne), extension et signification générale". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278. 2617-2620.
- BOUSQUET, J.C. Y PHILIP, H. (1976). "Observations microtectoniques sur la compression N-S quaternaire des Cordillères Bétiques orientales (Espagne meridionale, Arc de Gibraltar)". *Bull. Soc. Geol. France.*, (7), t. XVIII, 3, 711-724.
- BRAGA, J.C. (1986). "Upper Triassic Dasycladaceans in the Sierra de Baza (Alpujarride Complex, Betic Cordillera, SE Spain)". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 239-247.
- BRAGA, J.C. Y MARTÍN, J.M. (1987). "Distribución de las algas dasycladáceas en el Triás Alpujarride". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11, 475-489.
- BRAGA, J.C. Y MARTÍN, J.M. (1987). "Sedimentación cíclica lagunar y bioconstrucciones asociadas en el Triás superior alpujarride". *Cuadernos Geología Ibérica*, 11, 459-473.
- BRIEND, M. (1981). "Evolution morpho-tectonique du bassin néogène de Huercal Overa (Cordillères Bétiques orientales-Espagne)". *Docum. et Trav. I.G.A.L., París*, 4, 208 p.
- BROUWER, H.A. (1926). "Overthrust structure in the eastern Betic Cordillera". *C. R. XIV Congr. Geol. Int. vol 4*, pp 1885-1888.
- CALMEL-ÁVILA, M. (2000). "Geomorphogenese Holocène dans le Bas-Guadalentín. Bassin du Segura, Province de Murcie, Espagne". *Press Universitaires Septentrion, Villeneuve d'Ascq*. 23 pp.
- CALMEL-ÁVILA, M. (2002). "The Librilla "rambla" an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, SE Spain)". *Quaternary International*, 93-94, 101-108.
- CALVET, F.; ARCHE, A. Y LÓPEZ-GÓMEZ, J. (1998). "Epicontinental Marine Carbonate Sediments of the Middle Triassic in the Westernmost Part of the Sea, Iberian Península". *Hallesches Jahrb Geowiss Reihe B Beih.* 5, 31-32.
- CALVO, M.; OSETE, M.L. Y VEGAS, R. (1994). "Paleomagnetic rotations in opposite senses in southeastern Spain". *Geophysical Research*, Vol. 21, No. 9. 761-764.

- CALVO, M.; VEGAS, R. Y OSETE, M. (1997). "Paleomagnetic Results from upper Miocene and Pliocene rocks from the Internal Zone of the eastern Betic Cordilleras (southern Spain)". *Tectonophysics* 00, 1-13.
- CALZADA-BADIA, S. (1978). "Braquiópodos tortonienses de Murcia". *Estud. Geol.*, 34, pp. 351-358.
- CAPEDRI, S.; VENTURELLI, G.; DI BATTISTINI, G. (1982). "The ultrapotassic rocks of the Betic Cordillera, Spain". *Terra Cognita*, 2, 3, 212 págs.
- CARBONELL, G. (1990). "Les Ostracodes du néogène recent Bétique". *Doc. et travaux IGAL*, 12-13. 57-72.
- CARRIÓN, J.S. (1992). "A palaeoecological study in the western Mediterranean area: The Upper Pleistocene pollen record from Cova Beneito (Alicante, Spain)". *Pal. Pal. Pal.*, 92. 1-14.
- CARRIÓN, 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.
- CESARE, B.; SALVIONI MARIANO, E. Y VENTURELLI, G. (1997). "Crustal anatexis and melt extraction during deformation in the restitic enclaves at El Joyazo (SE Spain)". *Mineral. Mag.* 67, 15-27.
- CESARE, B. Y GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T. (2001). "Crustal melting in the Alborán Domain: constraints from enclaves of the Neogene Volcanic Province". *Physics & Geochemistry of the Earth* 26, 255-260.
- CESARE, B.; MARCHESI, C.; HERMANN, J. Y GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T. (2003a). "Primary melt inclusions in andalusite from anatectic graphitic metapelites: Implications for the position of the Al_2SiO_5 triple point". *Geology* 31, 573-576.
- CESARE, B.; GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T. Y RUBATTO, D. (2003b). "Residence time of S-type anatectic magmas beneath the Neogene Volcanic Province of SE Spain: a zircon and monazite SHRIMP study". *Contrib. Mineral. Petrol.* 146, 28-43.
- CHS. (1997). "Plan Hidrológico de la cuenca del Segura". *Aprobado por RD 1664/1998, de 24 de julio (BOE de 11 de agosto)*.

- CONESA GARCÍA, C. (1987). "Barras de grava en lechos de rambla del Campo de Cartagena (Murcia)". *Papeles de Geografía física*, 12, 33-45.
- CONESA GARCÍA, C. (1995). "Torrential flow, frequency and morphological adjustments of ephemeral channels in southeast Spain". En: *River Geomorphology* (E. J. Hickin, Ed.). John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England. 169-192.
- CONESA GARCÍA, C. Y MARTÍNEZ ALCOCER. (1995). "Magnitud y frecuencia de sucesos hidromorfológicos del Bajo Segura anterior a su encauzamiento". *Papeles de Geografía*, 22, 67-86.
- COMBES, A. (1964). "Présence de masses de matériel triasique englobées dans les marnes miocènes au Sud de la sierra de Ricote (Province de Murcia, Espagne)". *Bull. Soc. Géol. France* (7), 6, pp. 278-281.
- COPPIER, G.; GRIVEAUD, P.; LAROUZIERE, F.D.; MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. (1989). "Example of Neogene tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the Arc of Aguilas (South-eastern Spain)". *Geodinámica Acta*, 3, pp. 37-51.
- COPPIER, G.; OTT D'ESTEVOU, P. Y MONTENAT, C. (1990). "Kinematics and paleogeographic evolution of the eastern almeria basins Doc". *Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 189-193.
- CRESPO BLANC, A.; OROZCO, M. Y GARCÍA DUEÑAS, V. (1993). "Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic Chain. Late folding of normal fault systems". *Tectonics*, 13, 1, 78-88.
- CUENCA PAYA, A. Y WALKER, M.J. (1986). "Palaeoecological aspects and palaeoeconomic interactions in southern spanish prehistory". In: *Quaternary climate in Western Mediterranean* (F.López Vera Ed.). Univ. Autonoma de Madrid. 365-371.
- CUENCA PAYA, A.; POMERY, R. Y WALKER, M.J. (1986). "Palaeoclimatological oscilations in continental upper Pleistocene and Holocene formations in Alicante and Murcia". In: *Quaternary climate in Western Mediterranean* (F.López Vera Ed.). Univ. Autonoma de Madrid. 353-364.
- DABRIO, C.J. (1989). "Asociaciones de facies en los fan-deltas de las cuencas neógenas y cuaternarias de las Cordilleras Béticas orientales". *Geogaceta*, 6, pp. 53-55.
- DABRIO, C.J. (1990). "Fan-delta facies associations in Late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain". *IAS Spec. Publ.*, 10, pp.91-111.

- DABRIO, C.J.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SANTISTEBAN, C.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L.; BAENA, J.; SILVA, P.G. (1991). "Neogene and Quaternary fan-delta deposits in southeastern Spain". *Field Guide. Cuadernos de Geología Ibérica*, 15, pp 327-400.
- 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.
- DELGADO, F. (1977). "Primary textures in dolostones and recrystallized limestones. A technique for their microscopic study". *Tour. Sediment. Petrol.*, 47, 1339-1341.
- DELGADO, F.; ESTÉVEZ, A.; MARTÍN, J.M.; MARTÍN-ALGARRA, A. (1981). "Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujarrides (Cordillera Bética)". *Estudios Geol.*, 37, pp. 45-57.
- DEMAÏ, M. (1924). "Observations géologiques et économiques sur le district minier de Carthage". *Annales de Mines* (12), 137-193.
- DE SMET, M.E.M. (1984). "Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Tectonophysics* 107, pp 57-79.
- DE VRIES, W.C.P. Y ZWAAN, K.B. (1967). "Alpujarride succession in the Central Sierra de las Estancias, province of Almeria, SE Spain". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, 70, 443-453.
- DÍAZ DE FEDERICO, A.; GÓMEZ PUGNAIRE, M.T.; TORRES ROLDÁN, R. (1979). "Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Spain)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 8: 37-60.
- DÍAZ DEL RIO, V.; REY, J. (1986). "Continental shelf morphotectonic features of the Betic basement of the Mar Menor". *Rap. CIESM* v. 30, n° 2, 76 págs.
- DIDON, J. ET GARCÍA-DUEÑAS, V. (1976). "Les Cordillères Bétiques Centrales et Orientales". *Bull. Soc. Géol. France*, 583-599.
- DINARÉS-TURRELL, J.; ORTÍ, F.; PLAYÁ, E. Y ROSELL, L. (1999). "Paleomagnetic chronology of the evaporitic sedimentation in the Neogeno Fortuna Basin (SE Spain): early restriction preceding the "Mesinian Salinity Crisis"". *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.* 154, pp.161-178.
- DURAND-DELGA, M. Y FONTBOTÉ, J.M. (1960). "Le problème de l'âge des Nappes Alpujarrides d'Andalousie". *Revue de Géog. Phys. et de Géol. Dynamique*, (2), III, 181 a 187.

- DURAND-DELGA, M.; ESCALIER DES ORRES, P. Y FERNEX, F. (1962). "Sur la présence de Jurassique et d'Oligocène a l'ouest de Carthagene (Espagne méridionale) ". *C.R.Acad.Sc. Paris*, 255, 1755-1753.
- DURAND-DELGA, M. (1980). "La Méditerranée occidentale: etapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci". *Mém. Soc. Geol. France*, 10, pp. 203-224.
- DURAND-DELGA, M. Y TEFIANI, M. (1994). "Problèmes posés par le Trias des zones internes des Maghrébides et des Cordillères bétiques". *Mém. Serv. Géol. Algérie*, 4, 41-56.
- ÉCHALLIER, J.C. (1983). "L'enregistrement de la tectonique historique par la Cathédrale de Lorca". *IV Renc. Int. Arch. et Hist. D'Antibies*. 227-235.
- EGELER, C.G. (1963). "On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras". *Geol. Rundschau*, 53, pp. 260-269.
- EGELER, C.G.; SIMON, O.J. (1969 a). "Sur la tectonique de la Zona Bétique (Cordilleres Bétiques, Spagne) ". *Verh. K.Ned. Akad. Wet.*, 1-25 (3), 90p.
- EGELER, C.G.; SIMON, O.J. (1969 b). "Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures". *Geol. Mijnbouw*, 48 (3). pp. 296-305.
- EGELER, C.G. Y FONTBOTÉ, J.M. (1976). "Aperçu géologique sur les parties centrale et orientale des Cordilleres Bétiques". *Bull. Soc. géol. France. T.XVIII*, n° 3, 571-582.
- ESPINOSA GODOY. Y CASTELLS LÓPEZ. (1971). "Tectónica de la Sierra de Cartagena y su relación con las mineralizaciones". *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, 163-170.
- ESTEBAN, M. (1996). "An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models". *Concepts Sedimentol. Paleontol.* 5, pp. 3-53.
- FALLOT, P. (1929). "Esquisse géologique du massif de la Sierra Espuña (prov. de Murcie)". *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXIX, 199-215.
- FALLOT, P. (1930). "Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétiques et subbétiques". *Livre Jubilaire Cent. Soc. géol. France*, 279-305. *Rectificación en: 1931. C.R.somm. S.G.F.*, p. 66.

- FERNÁNDEZ, S.; HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1972). "Las rocas lamproáficas de Cabezo Negro. Zeneta (Murcia)". *Estudios Geol.*, 28, pp. 267-276.
- FERNEX, F. (1962). "Les unités de la Sierra de Enmedio près de Puerto Lumbreras". *Ext. des Arch. des Scienc. Genève*, 15, 2, 363-371.
- FERNEX, F. (1963a). "Remarques sur l'structure et le métamorphisme de la Mischungzone orientale (Espagne méridionale)". *Arch. Sc. Genève*, 16, 1, 63-85.
- FERNEX, F. (1963b). "Les ensembles tectoniques bétiques de la région de Lorca (Espagne méridionale)". *Bull. Soc. géol. France*, (7), V, 370-374.
- FERNEX, F. (1964a). "Essai de corrélation des Unités Bétiques sur la transversale de Lorca-Aguilas". *Geol. Mijnb.*, 43 pp.326-330.
- FERNEX, F. (1964b). "Répartition du métamorphisme dans les zones bétiques orientales du la transvesale de Lorca-Aguilas". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 258 pp. 5678-5681.
- FERNEX, F. (1965). "L' origine probable de certains elements structuraux des zones internes des Cordilleres Bétiques orientales (Espagne meridionale)". *Bull. Soc. Géol. France*, 7,pp. 203-211.
- FERNEX, F. (1968). "Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Aguilas. (Cordillères Bétiques, Espagna meridionale) ". *These, Univ. Paris VI*, 949 págs.
- FERNEX, F.; MAGNE, J. (1969). "Essai sur la paléogéographie des Cordilleres Bétiques orientales". *Bol. Geol. y Min.*, LXXX-III, pp. 203-211.
- FLÜGEL, E.; FLÜGEL-KAHLER, E.; MARTÍN, J.M.; AND MARTÍN-ALGARRA, A. (1984). "Middle Triassic Reefs from Southern Spain". *Facies*, 11, 173-218.
- FORNACIARI, E.; RIO, D. (1996). "Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region". *Micropaleontology*. 42, 1-19.
- FRIZON DE LAMOTTE, D.; ANDRIEUX, J.; GUÉZOU, J.C. (1991). "Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques". *Bull. Soc. géol. France* 162 (4), pp. 611-626.

- FUSTER, J.M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J.; FERMOSE, M.L. (1967b). "Las rocas lamproíticas del sureste de España". *Estudios Geol.*, 22, pp. 35-69.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO F. AND JABALOY, A. (1991). "Geometry and kinematics of post-Aquitania brittle deformation in the Alpujárride rocks and their relation with the Alpujárride/Nevado-Filábride contact". *Geogaceta*, 10, 130-134.
- GARCÍA-CORTÉS, A.; MANSILLA, H.; QUINTERO, I. (1991). "Puesta de manifiesto de la Unidad Olistotrómica del Mioceno Medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante)". *Bol. Inst. Geol. Y Min. de España*. Vol, 102-4.pp. 524-535.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. Y LINARES, A. (1970). "La serie estratigráfica de Alta Coloma. Serie de tipo Subbético Medio en la transversal de Granada". *Cuad. Geol. Univ. De Granada. T. I. pp* 193-210.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. Y BALANYÁ, J.C. (1986). "Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar Ma-leo". *Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2, 23.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. Y BALANYÁ, J.C. (1991). "Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales". *Geogaceta, Madrid*, 9: 33-37.
- GARCÍA-DUEÑAS, V.; BALANYÁ, J.C. AND MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1992). "Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their implications". *Geo-Marine Letters*, 12, 2/3, 88-95.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. Y MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1988). "Sobre el adelgazamiento mioceno del dominio cortical de Alborán. El despegue extensional de Filabres (Béticas orientales)". *Geogaceta*, 5, 53-55.
- GARCÍA-TORTOSA, F.J.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; SANZ DE GALDEANO, C. (2000a). "Présence du complexe tectonique Malaguide à l'est de Carthagène, (zone interne Bétique, Espagne) ". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330: 139-146.
- GARCÍA-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.

- GARCÍA-TORTOSA, F.J.; LÓPEZ-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-VEIGAS, J.; ORTÍ, F.; ROSELL, L.; INGLÉS, M. (1994). "Caracterización petrológica y geoquímica de la Unidad Salina messiniense de la cuenca de Lorca (sondeos S4 y S5)". *Geogaceta* 15, pp. 78-81.
- GARRIDO MEGÍAS, A. Y VILLENA MORALES, J. (1977). "El Trías Germánico en España: Paleogeografía y Estudio secuencial". *Cuadernos de Geología Ibérica*. 4. 37-56.
- GEEL, T.; ROEP, T.B.; TEN KATE, W. Y SMIT, J. (1992). "Early-Middle Miocene stratigraphic turning points in the Alicante region (SE Spain): reflections of Western Mediterranean plate-tectonic reorganizations". *Sedimentary Geology*. 75, 223-239.
- GEEL, T. (1996). "Paleogene to Early Miocene sedimentary history of the Sierra Espuña (Malaguide complex, Internal Zone of the Betic Cordilleras, SE Spain)". *Evidence for extra-Malaguide (Sardinian?) provenance of Oligocene conglomerates: palaeographic implications*, *Estudios Geol*, 52. pp. 211-230.
- GEEL, T. Y ROEP, T.B. (1999). "Oligocene to Middle Miocene basin development in the Vélez Rubio Corridor-España (Internal-External Zone Boundary; Eastern Betic Cordilleras, SE Spain)". *Geologic en Mijnbouw*, 77, 39-61.
- GEIGER, F. (1970). "Die aridität in sudostspanien". *Stuttgart Geograph. Stud.*, 77. 173 pp.
- GOFFÉ, B.; MICHARD, A.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; MONIÉ, P.; CAMPOS, J.; GALINDO-ZALDIVAR, J.; JABALOY, A.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. Y SIMANCAS F. (1989). "First evidence of high-pressure, low temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordillera (SE Spain)". *European J. Mineral.* 1, 139-142.
- GONZÁLEZ-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.
- GONZÁLEZ-DONOSO, J.M.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, 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.
- GONZÁLEZ-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.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L. (1986). "Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia y Almería (España): en control de la neotectónica en la disposición y número de las mismas". *Est. Geol.*, 42, pp.439-443.
- GOY, J.L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L.; DABRIO, C.J. (1989). "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.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L.; CAUSSE, C.; HILLAIRE-MARCEL, C. (1993). "Éléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne". *Geodinamica Acta*, 6 (2) pp.103-119.
- GUARDIOLA, R. (1927). "Estudio metalogénico de la Sierra de Cartagena". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 33, 564 p.
- GUERRERA, F.; MARTÍN-ALGARRA, A.; MARTÍN-MARTÍN, M. Y PERRONE, V. (1993). "Late Oligocene-Miocene syn/late-orogenic successions in the western and central Mediterranean chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines". *Terra Nova*, 5, 524-544.
- GUILLÉN-MONDÉJAR, F.; RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T.; ARANA, R.; LÓPEZ-AGUAYO, F. (1995). "Unidades tecto-sedimentarias y rupturas en la Cuenca de Lorca (Murcia)". *Geogaceta*, 17, pp 39-42.
- GUILLÉN-MONDÉJAR, F.; RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T.; ARANA, R.; LÓPEZ-AGUAYO, F. (1995). "Historia geológica de la cuenca de Lorca (Murcia): influencia de la tectónica en la sedimentación". *Geogaceta*, 18, pp. 30-33.
- GUILLÉN-MONDÉJAR, F.; ARANA, R.; FERNÁNDEZ, M^a.T.; LÓPEZ-AGUAYO, F.; MANCHEÑO, M.A.; PÉREZ-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-MONDÉJAR, 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.
- 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. (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.
- HELMERS, H. Y VOET, H.W. (1967). "Regional extension of the Nevado-Filabride nappes in the eastern and central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE Spain)". *Proc. Kon. Ned. Akad.. v. Wetensch, series B*, 70, 239-253.
- 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.
- HERBIG, H.G. (1984). "Reconstruction of a Lost Sedimentary Realm. The limestone boulders in the Carboniferous of the Malaguides (Betic Cordillera, Southern Spain)". *Facies*, 11, 1-108.
- HERMES, J.J. (1985). "Algunos aspectos de la estructura de la zona subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional)". *Est. Geol.*, 41, 157-176.
- HERNÁNDEZ, J.; LAROUZIERE, F.D.; BOLZE, J.; BORDET, P. (1987). "Le magmatisme néogène bético-ri-fain et le couloir de décrochement trans-Alboran". *Bull. Soc. Geol. France, T. III, n° 2*, pp. 257-267.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; MASANA, E. Y SANTANACH, P. (2000). "Resultados preliminares del estudio paleosísmico mediante trincheras de la Falla de Alhama de Murcia (Cordillera Bética)". *Geotemas*, 1(4), 335-339.
- HERNÁNDEZ GAMBIN, C. Y NAVARRO HERVAS, F. (1992). "Aproximación al estudio de los humedales salinos de la margen izquierda del Río Guadalentín (Región de Murcia)". *Act. XV Encuentos. Jov. Geógraf.*, 113-120. *Asoc. Jov. Geógrafos, Murcia*.
- HSÜ, K.J.; MONTADERT, L.; BERNUILLE, D.; CITA, M.B.; ERICKSON, A.; GARRISON, R.E.; KIDD, R.B.; MÉLIÈRES, F.; MÜLLER, C.; WRIGHT, R. (1977). "History of the Mediterranean salinity crisis". *Nature* 267 pp. 399-403.
- IGME. (1975). "Estudio hidrogeológico de la Cuenca baja del Segura". *Informe técnico núm., 5. Valle del Guadalentín (Sondeos mecánicos y Sondeos eléctricos verticales)*.

- IGME. (1986). "Estudio hidrogeológico de la Sierra de Carrascoy".
- IGME-CONSEJERÍA ECONOMÍA, INDUSTRIA E INNOVACIÓN. (2003). "Panorama de las aguas minerales en la Región de Murcia". Eds. *Pinuaga, J.I., Martínez, M. Publicaciones del IGME. Madrid.*
- ITGE. (1988). "Perímetros de sobreexplotación en la cuenca del Segura".
- ITGE. (1994). "*Las aguas subterráneas del Campo de Cartagena*".
- JABALOY, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. Y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1992). "Geometría y cinemática de la zona de cizalla asociada al contacto alpujárride/nevado-filábride (Cordilleras Béticas)". *III Congreso Geol. España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, vol. 2 simposios, 385-394.*
- JABALOY, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. Y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1992). "The Mecina extensional system: Its relation with the Post-Aquitania piggy-back basins and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain)". *Geo-Marine Letters, 12, 2/3, 96-103.*
- JABALOY, A. (1993). "La estructura de la región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)". *Tesis Univ. Granada. Colección monográfica Tierras del Sur. 2 vol. 200 p.*
- JABALOY, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. Y GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; (1993). "The Alpujárride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain". *Journal of Structural Geology, 15, 3-5, 555-569.*
- 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.; RONDEL, H.E. (1973). "Polyphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic Zone of Spain". *Estudios Geológicos, v. XXIX, pp. 209-222.*
- KAMPSCHUUR, W.; RONDEL, H.E. (1975). "The origin of the Betic Orogen, Southern Spain". *Tectonophysics, 27 pp. 39-56.*
- KOTANSKI, Z.; MORYCOWA, E.; PEYBERNES, B. Y DURAND-DELGA, M. (1988). "Indices de l'existence d'une plateforme carbonatée à Madréporaires, Algaes et grands Foraminifères benthiques du Malm, sur les zones internes au Nord de la Dorsale calcaire du Djurdjura (Algérie)". *C.R. Acad. Sci. Paris, t. 307, Série II, P. 1809-1818.*

- KOZUR, H.; SIMON, O.J. (1972). "Contribution to the triassic microfauna and stratigraphy of the Betic Zone (southern Spain)". *Rev. Esp. Micropal.Num.Extr.* XXX, pp. 143-158.
- KOZUR, H.; 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.
- KRIGSMAN, W.; GARCES, M.; AGUSTÍ, J.; RAFFI, I.; TABERNER, C. Y ZACHARIASSE, W.J. (2000). "The Tortonian salinity crisis of the eastern Betics (Spain)". *EPSL* 181, pp. 497-511.
- LAROUZIERE, F.D. DE.; BORDET, P. (1983). "Sur la genèse de certains types de lamproites du bassin de Mazarron (Espagne) ". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296, pp. 1071-1074.
- 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.
- LAROUZIERE, F.D. DE.; BOLZE, J.; BORDET, P.; HERNYEZ, J.; MONTENAT, C. Y OTT D'ESTEVOU, P. (1988). "The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the late Miocene". *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- LAROUZIERE, F.D. DE. Y OTT D'ESTEVOU, P. (1990). "Les Bassins d'Hinojar et de Mazarrón. Les Bassins Néogènes du Domaine Betique Oriental (Espagne)". *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 207-220.
- LEBLANC, D.; OLIVIER, P. (1984). "Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny". *Tectonophysics*, 101, pp. 345-355.
- LEINE, L. (1966). "On the tectonics of the Menas de Serón region, western Sierra de los Filabres, SE Spain". *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch*, B, 69, 403-414.

- LEYVA, F.; MATAS, J. Y RUIZ-MONTES, M. (1968). "El manganeso de La Fuensanta (Lorca, Murcia): Ejemplo de mineralización volcagénico-sedimentaria en el Paleozoico del Complejo Maláguide (Cordilleras Béticas)". *Bol. Geol. Y Min., t. XCVII-II*. pp. 165-193.
- LILLO, M.J. (1986). "Consideraciones sobre los niveles eutirrenienses en la región de Murcia. En: Estudios sobre Geomorfología del Sur de España". *Edit. Univ. de Murcia*, pp. 87-91.
- LOISEAU, J. (1988). "Le segment Archena-Mula de l'accident Nord-Bétique (Espagne): ses relations avec la sédimentation néogène et implications structurales". *Thèse Univ. Paris XI-Orsay*. 192 págs.
- LOISEAU, J.; OTT D'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. (1990). "Le sector D'Archena -Mula". In: *Les Basins Néogènes du domaine bétique oriental, Tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement* (C. Montenat, Ed.). *Doc. Et Trav. IGAL*, 12-13, pp. 287-301.
- LONERGAN, L. (1993). "Timing and Kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of de Betic Cordillera, Southeast Spain". *Tectonics*, 12, 2, pp. 460-476.
- LONERGAN, L.; PLATT, J.P. Y GALLAGHER, L. (1994). "The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain". *J. Struct. Geol.*, 16, pp. 175-188.
- LONERGAN, L. Y SCHREIBER, B. C. (1994). "Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper Miocene, SE Spain". *J. Geol. Soc. London*, 150, pp.719-727.
- LONERGAN, L. Y MANGE-RAJETZKY, A. (1994). "Evidence for Internal Zone unroofing from foreland basin sediments, Betic Cordillera, SE Spain". *Journal of the Geol. Soc. London*, 151, 515-529.
- 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 BERMÚDEZ, F.; CONESA GARCÍA, C. Y ALONSO SARRIÁ, F. (2002). "Floods: Magnitude and Frequency in Ephemeral Streams of the Spanish Mediterranean Region". En: *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels* (L. J. BULL & M. J. KIRBY, Eds.). *John Willey & Sons Ltd. Chichester, England*. 329-350.
- LÓPEZ GARRIDO, A.C.; PÉREZ LÓPEZ, A. Y SANZ DE GALDEANO, C. (1997). "Présence de faciès Muschelkalk dans des unités alpujárrides de la région de Murcie (cordillère bétique, sud-est de l'Espagne) et implications paléogéographiques". *C.R.Ac.Sc. Paris*, 324, II, 647-654.

- LÓPEZ GÓMEZ, J. Y LÓPEZ GÓMEZ, A. (1987). "Los Climas secos de España según el Sistema de Copen". *Papeles de Geografía física*, 12, 5-10.
- LÓPEZ LÓPEZ, J.R.; BRAGA, J.C. Y MARTÍN ALGARRA, A. (1988). "Le Trias supérieur et le Lias à caractères austro-alpins de l'unité de la Mora (Cordillère Bétique, Espagne)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, 361-366.
- LÓPEZ-RUIZ, J.; RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1980). "La región volcánica neógena del Sureste de España". *Estudios Geol.*, 36, pp. 5-63.
- LÓPEZ-RUIZ, J.; RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1984). "El volcanismo Neógeno-Cuaternario del Borde Mediterráneo español". En: *El Borde Mediterráneo español. Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas. Informe Proyecto CAICYT-CSIC*, pp. 115-122.
- LÓPEZ RUIZ, J. Y WASSERMAN, M.D. (1991). "Relación entre la hidratación/desvitrificación y el $\delta^{18}\text{O}$ en las rocas volcánicas neógenas del SE de España". *Estudios Geológicos* 47, 3-11.
- LUKOWSKI, P. (1988). "Evolution tectonosédimentaire du bassin néogène de Fortuna (Cord. Bétiques Orientales, Espagne)". *Tesis Geodiffusion, Mem. N° 1, París*, 403 págs.
- 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. (1980). "The geology of the southern Sierra de Espuña (Betic Cordilleras), (SE Spain)". *Unpubl. MSc Thesis Univ. Amsterdam*, 133 p.
- MÄKEL, G.H. (1981). "Differences in tectonic evolution of superimposed Malaguide and Alpujarride tectonic units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain)". *Geol. Mijnbouw*, 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, T.B. Y TEN KATE W.G.H.Z. (1984). "Sediment petrography of Malaguide rocks from the Sierra de Espuña (Betic Cordilleras, Spain): comparison of results from a descriptive and a quantitative analysis". *Geol. Mijnbouw*, 63, 39-46.

- 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.
- MARTÍN, J.M. Y TORRES RUIZ, J. (1982). "Algunas consideraciones sobre la convergencia de medios de depósito de las mineralizaciones de hierro y plomo-zinc-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, J.M. Y BRAGA, J.C. (1987). "Alpujarride carbonate deposits (Southern Spain)-Marine sedimentation in a Triassic Atlantic". *Palaeog., Palaeocl., Palaeoeco.*, 59, 243-260.
- MARTÍN, J.M. Y BRAGA, J.C. (1987). "Bioconstrucciones del Anisiense-Ladiniense en el Trías Alpujárride". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11, 421-444.
- MARTÍN-ALGARRA, A.; SOLÉ DE PORTA, N. Y MAATÉ, A. (1995). "El Triásico del Malaguide-Gomáride (Formación Saladilla, Cordillera Bética Occidental y Rif septentrional: Nuevos datos sobre su estratigrafía y significado paleogeográfico". *Cuad. Geol. Ibérica*, 19, 249-278.
- MARTÍN-MARTÍN, M. Y MARTÍN ALGARRA, A. (1995). "La estructura del área de Sierra Espuña (Contacto Zonas Internas-Externas), Sector oriental de la Cordillera Bética". *Estudios Geol.*, 53 pp. 237-248.
- MARTÍN-MARTÍN, M.; EL MAMOUNE, B.; MARTÍN-ALGARRA, A.; MARTÍN-PÉREZ, J.A. Y SERRA-KIEL, J. (1997a). "Timing on deformation in the Malaguide Complex of the Sierra Espuña (SE Spain). Geodynamic evolution of the Internal Zone". *Geol. Mijnbouw*, 75, pp 309-316.
- MARTÍN-MARTÍN, M.; EL MAMOUNE, B.; MARTÍN-ALGARRA, A.; SERRA-KIEL, J. (1997b). "La formation As, datée de L'Oligocène, est impliquée dans les charriages des unités Malaguides supérieures de la Sierra Espuña (Zones Internes Bétiques, Province de Murcie, Espagne) ". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, pp. 861-868.
- MARTÍN-MARTÍN, M.; SERRA-KIEL, J.; EL MAMOUNE, B.; MARTÍN-ALGARRA, A.; SERRANO, F. (1998). "Le Paléocène des Malaguides orientales (Cordillèresmbétiques, Espagne): stratigraphie et paléogéographie". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, pp.35-41.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-HENRILE, J.L. (1991). "Reactivación de la falla de Alhama de Murcia (sector de Lorca-Totana): cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad". *Geogaceta*, 9, pp. 38-42.

- MARTÍNEZ-DÍAZ, 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, n° 6 pp. 3-15.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-HENRILE, J.L. (1992^a). "Tectónica reciente y rasgos sismotectónicos en el sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia". *Est. Geológicas*, 48. 153-162.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-HENRILE, J.L. (1992b). "Geometría y cinemática de la zona de cizallamiento Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia)". *III Cong. Geol. Esp.*
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-HENRILE, 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).
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-HENRILE, J.L. (1992b). "Geometría y Cinemática de la zona de cizallamientos Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia)". *III Congr. Geol. de Esp. Y VIII Latinoameric., Simposios, Tomo 2*, pp. 420-430. Salamanca.
- MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. Y AZAÑÓN, J.M. (1997). "Mode of extensional tectonics in the south-eastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system". *Tectonics*, Vol, 16 N° 2, pp. 205-225.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; LERET, G.; SUÁREZ, J. (1985). "Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental". *Trabajos de Geología*, 15, pp. 147-151.
- 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.*
- MATHER, A.E.; SILVA, P.G.; HARVEY, A.M.; ZAZO, C.; GOY, J.L. (1992). "The impact of neotectonic activity on late Quaternary aggradational and dissectional sequences in the Mula Basin (SE Spain)". *Conference on Mediterranean rivers environments. Cambridge.*
- MEZCUA, J.; HERRAIZ, M. Y BUFORN, E. (1984). "Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence". *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74. 167-179.

- MOLINA, J.M. Y OROZCO, M. (1983). "Unidades alpujárrides y deformaciones tardías al sur de Serón (provincia de Almería)". *Estudios Geológicos*. 39, 1-2, 41-52.
- MOLINA, J.M.; RUIZ ORTIZ, P.A. Y VERA, J.A. (1995). "Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanics of formations and tectonic implications". *Sedimentology* 42, 957-969.
- MONTENAT, C.; TRUC, G. (1971). "Pliocène supérieur et Villafranchien dans le Levant espagnol (province de Murcia à Alicante)". *Bol. Inst. Géol. Min. Esp.*, 82, 1, pp. 32-58.
- MONTENAT, C. (1975). "Le Néogène des Cordillères bétiques. Essai de synthèse stratigraphique et 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, Espagne méridionale)". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 281, D, pp. 519-522.
- MONTENAT, C. Y DE BRUIJN, H. (1976). "The Ruscinian rodent fauna from La Juliana (Murcia); its implications for the correlation of continental and marine biozones". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, B, 79 (4). 245-255.
- MONTENAT, C. (1977). "Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères bétiques orientales (Espagne)". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 299 pp. 343-346.
- 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, C.; OTT D'ESTEVOU, P. (1988). "Modalités de structuration synsédimentaire des bassins néogènes des Cordillères bétiques orientales". *Résumés communicatios, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics"*. Barcelona, 11-15, 34 págs.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. Y COPPIER, G. (1990). "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 bassin 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.
- MORALES, S.; FENOLL, P. (1992). "Quimismo de las paragénesis hidrotermales asociadas al vulcanismo terciario del sector Águilas-Sierra Almagrera (SE de España)". *III Congr. Geol. de España y VIII Latino-Americano, Actas, Tomo 3 pp. 200-204. Salamanca.*
- MUNUERA, M. Y CARRION, J.S., (1991). "Palinología de un depósito arqueológico en el sureste Ibérico semiárido: Cueva del Algarrobo (Mazarrón, Murcia)". *Cuaternario y Geomorfología*, 5, 107-118.
- MUNKSGAARD, N.C. (1984). "High $\delta^{18}\text{O}$ and possible pre-eruptional Rb-Sr isochrons in cordierite-bearing Neogene volcanics from SE Spain". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87: 351-358.
- 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. Univ. Alicante. Caja Ahorros del Mediterráneo. 459-467.*
- NAVARRO, A.; TRIGUEROS, E. (1966). "Mapa geológico a escala 1:200.000 de la provincia de Murcia". *IGME.*
- NAVARRO-VILA, F.; ÁLVAREZ, F.; ALDAYA, F. (1984). "La extensión regional y posición tectónica de la Unidad del Lomo de Bas (Cordilleras Béticas orientales)". En: *J. Lopez.Ruiz (ed.). El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas. C.S.I.C. Granada, pp. 26-27.*
- NAVARRO HERVÁS, 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, L.M.; REY, J. (2003). "Magnitude of lateral displacement on the Crevillente Fault Zone (Betic Cordillera, SE Spain): stratigraphical and sedimentological considerations". *Geol. J.* 38, pp. 1-16.
- OEN, I.S.; FERNÁNDEZ, J.C.; MANTECA, J.I. (1975). "The Lead-Zinc and Associated ores of la Union, Sierra de Cartagena, Spain". *Econ. Geol.*, 70, pp. 1259-1270.
- OEN, I.S.; ULTERWIJK, B.H.; VOERMANS, F.M. (1975). "Bertrandite and Be-enrichment in greenalitic Pb-Zn ores, Sierra de Cartagena, Spain". *Pétrologie*, 1, 2, pp. 121-124.

- OROZCO, M.; MOLINA, J.M.; CRESPO BLANC, A. Y ALONSO-CHAVES, F.M. (1999). "Paleokarst and rauwacke development, mountain uplift and subaerial sliding of tectonic sheets (northern Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, Spain)". *Geol. Mijnbouw* 78, 103-117.
- ORTÍ, F.; GARCÍA-VEIGAS, J.; ROSELL, I.; ROUCHY, J.M.; INGLES, M.; GIMENO, D.; KASPRZYK, A.; PLAYÀ, E. (1993). "Correlaciones litoestratigráficas de las evaporitas messinienses en las cuencas de Lorca y Fortuna (Murcia)". *Geogaceta* 14, pp. 98-101.
- OSETE, M.L. (1992). "Rotaciones paleomagnéticas y deformación en las Cordilleras Béticas". En "Física de la Tierra. Paleomagnetismo y tectónica en las Cordilleras Béticas". M.L. Osete y M. Calvo Eds. Editorial Complutense. Madrid, 151-163.
- OSETE, M.L.; REY, D.; VILLALIN, J.J. Y JUÁREZ, M.T. (1997). "The late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia". *Geologie en Mijnbouw* 00:1-15.
- OSETE, M.L.; FREEMAN R. AND VEGAS, R. (1989). "Palaeomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African Plate boundary". En *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation* (C. Kissel y C. Laj, Eds.), Kluwer Academic Publ., 381-391.
- OTT D' ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. (1985). "Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène". *C. R. Acad. Sci. Paris, T. 300, série II, n° 8*, pp. 363-368.
- OTT D' ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. (1988). "Cadre et environnement structuraux des bassins néogènes du domaine bétique oriental: implications géodynamiques". *Résumes communications, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics", Barcelona, 11-15*, 33 págs.
- OVEJERO, G.; JACQUIN, J.P.; SERVAJEAN, G. (1976). "Les minéralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (Sud-Est de l'Espagne)". *Bull. Soc. géol. France*, 18, pp. 619-633.
- PAQUET, J. (1962). "Contribution à l'étude géologique de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne)". *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXII, 9-17.
- PAQUET, J. (1962). "Les unités supérieures de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne)". *Bull. Soc. géol. France*, (7), IV, 857-866.
- PAQUET, J. (1969). "Etude Géologique de l'Ouest de la Province de Murcie". *Bull. Soc. Géol. France*, 111, 270 págs.

- PAQUET, J. (1974). "Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en la Méditerranée occidentale". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 16 (1), pp. 58-71.
- PAVILLON, M.J. (1963). "Sur un passage latéral de Trias de «couverture» au Trias métamorphique dans la région à l'Ouest de Cartagene (Cordillères bétiques, Espagne)". *C.R.somm. S.G.F.*, 328-332.
- PAVILLON, M.J. (1965). "Sur une discordance stratigraphique au sein des terrains métamorphiques dans la région à l'Est de Carthagène (Cordillères bétiques, Espagne)". *C.R.somm. S.G.F.* 114-116.
- PAVILLON, M.J. (1966). "Mise en évidence d'une relation spatio-temporelle entre un bombement post-tectonique majeure et une richesse particulièrement grande en dolérites intrusives dans la région à l'Est de Carthagène (Cordillères bétiques, Espagne)". *Notas y Comns. Inst. Geol. y Min. Esp.*, 89, 75-78.
- PAVILLON, M.J. (1969). "Analyses stratigraphique et tectonique dans les sierras de Carthagène et de Portman, Espagne. Contribution à l'histoire paléogéographique des zones internes des Cordillères Bétiques". *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam. XI*, 1, 77-100.
- PAVILLON, M.J. (1969). "Les minéralisations plombo-zincifères de Carthagène (Cordillères bétiques, Espagne). Un exemple d'héritages successifs en métallogénie". *Min. Deposita*, 4, 368-385.
- PECCERILLO, A. Y TAYLOR, S.R. (1976). "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey". *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.
- PERCONIG, E. (1977). "Consideraciones sobre las series carbonatadas del Trías Alpujárride". *I Coloq. Estr. Paleog. Triásico y Pérmico de España. Cuad. Geol. Ibér.*, 4, 295-306.
- PERCONIG, E. (1977). "Estudio Sedimentológico de dos cortes de Sierra de Gádor". *I Coloq. Estr. Paleog. Triásico y Pérmico de España. Cuad. Geol. Ibér.*, 4, 283-294.
- PERMANYER, A.; BARANGUER, R.; LUGARDON, B. (1994). "Oil shale characterization in Messinian pre-evaporitic sediments from the Lorca basin (south-east Spain)". *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 18. pp. 135-149.
- PÉREZ-LÓPEZ, A.; FERNÁNDEZ, J.; SOLÉ DE PORTA, N. Y MÁRQUEZ ALIAGA. (1991). "Bioestratigrafía del Triásico de la Zona Subbética (Cordillera Bética)". *Rev. Esp. de Paleontología*, N° Extraor.: 139-150.

- PÉREZ LÓPEZ, A. (2000). "Epicontinental Triassic of the Souther Iberian Continental Margin (Betic Cordillera, Spain)". *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, FET 9-10, 1009-1031. Stuttgart*.
- PÉREZ LÓPEZ, A.; MÁRQUEZ ALIAGA, A.; SANZ DE GALDEANO, C.; LÓPEZ GARRIDO, A.C. Y GARCÍA TORTOSA, F.J. (2002). "Ladinian Carbonates of the Cope Unit (Betic Cordillera, SE Spain): Tethys-Malaguide Paleogeographic Gateway". *Facies*.
- PÉREZ LÓPEZ, A.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; MÁRQUEZ-ALIAGA, A.; SANZ DE GALDEANO, C. Y GARCÍA TORTOSA, F.J. (en prensa). "Middle Triassic carbonate facies of the Cabo Cope unit (Malaguide Complex, Betic Internal Zone, SE Spain)".
- PEYRE, Y. (1960-62). "Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordilleres Bétiques sur la transversale de Málaga. Fait nouveaux, problèmes et hypothèses". *Livre a la Mem. Prof. Fallot. Soc Geol. France. T.I., pp 199-208*.
- PIERRE, C.; ROUCHY, J.M. Y BLANC-VALLERON, M.M. (2002). "Gas hydrate dissociation in the Lorca Basin (SE Spain) during the Mediterranean salinity crisis". *Sedimentary Geology 147, pp 247-252*.
- PLATT, J.P.; VISSERS, R.L.M. (1989). "Extensional collapse of thickened continental crust: a working hypothesis for the Alboran sea and Gibraltar Arc. *Geology*". 17. pp. 540-543.
- PLATT, J.P.; VAN DEN EECKHOUT JANZEN, E.; KONERT, G.; SIMON, O.J. Y WEJERMARS, R. (1983). "The structure and tectonic evolution of the Aguilón fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain". *Journal of Structural Geology, 5, 519-538*.
- PLATT, J.P.; BEHRMANN, J.H.; MARTÍNEZ, J.M. Y VISSERS, R.L.M. (1984). "A zone of mylonite and related ductile deformation beneath the Alpujarride nappe complex, Betic Cordilleras. S. Spain". *Geol. Rundschau, 73, 773-785*.
- 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.; DÍAZ 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 DÍAZ 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 ROLDÁN, 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.; MARTÍNEZ-GALLEGU, S.; VERA, J.A. (1990). "La Formación Marín: redepósito de material jurásico durante el Mioceno (Zona subbética)". *Geogaceta*, 8, pp. 94-97.
- REY PASTOR, A. (1951). "Estudio sismotectónico de la región sureste de España". *Inst. Geog. Cast.* 52 págs. Madrid.
- REYES, J.L.; CRESPO, V.; FEIXAS, J.C.; ZAPATA, M.J. (1984). "La sedimentación evaporítica en las cuencas neógenas del SE peninsular". *I Congr. Esp. de Geol.*, T. II, pp. 803-815.
- RÍOS, J.M.; ALMELA, A. (1954). "Estudio geológico de la Sierra de Ricote, en la región de Mula (Provincia de Murcia)". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 66. 98 págs.
- 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).*
- ROCKWELL, T.K.; KELLER, E.A. Y JOHNSON, D.L. (1984). "Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California". *In: Tectonic Geomorphology (M. Morisawa Ed.). Pub. in Geomorphology. State Univ. New York at Binghamton.* 183-207.
- RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T.; LILLO, M.J. (1986). "Los movimientos horizontales y verticales recientes y su incidencia en la geomorfología del litoral comprendida entre las Sierras de las Moreras (Murcia) y la de Almagrera (Almería)". *En: Jorn. de est. Del fenom. Sismico y su inc. En la Ord. ETR. Edit. F. LÓPEZ-BERMÚDEZ, J. B. THORMES, pp. 339-363.*
- RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T.; MANCHEÑO, M.A.; GILLÉN-MONDÉJAR, F.; LÓPEZ-AGUAYO, F.; ARANA, R.; FERNÁNDEZ-TAPIA, M.T. Y SERRANO, F. (1992). "Tectónica y sedimentación neogena de la cuenca de Lorca (Murcia)". *III Cong. Geol España T, 1 pp. 201-206.*
- RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. Y MANCHEÑO, R. (1993). "La Neotectónica de Lorca y sus alrededores en relación con la actividad actual de la Falla de Alhama de Murcia. Análisis de las grietas del Tunal de Lorca y de los barrios altos de esta ciudad". *Problemática Geoambiental y Desarrollo*, 1. 709-715.
- RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F. (1984). "Los terremotos alicantinos de 1829". *Inst. Est. Alicantinos. Diputación de Alicante.* 322 págs. Alicante.

- ROMERO DÍAZ, A. Y LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1985). "Procesos de erosión hídrica en la cuenca Neógeno-Cuaternaria de Mula". *Actas IX Colq. Geograf. Esp.* 83-89.
- RONDEEL, H.E. (1965). "Geological investigations in the Western Sierra Cabrera and adjoining areas, South-Eastern Spain". *Tesis Univ. Rotterdam*, 161 p.
- ROUCHY, J.M. (1982). "La genèse des evaporites messiniennes de Méditerranée". *Mus. Nat. Hist. Nat. Mem.* 50, pp. 1-267.
- ROUCHY, J.M.; TABERNER, C.; BLANC-VALLERON, M.M.; SPROVIERI, R.; RUSSELL, M.; PIERRE, C.; DI ESTEFANO, E.; PUEYO, J.J.; CARUSO, A.; DINARES-TURELL, J.; GOMIS-COLL, E.; WOLF, G.A.; CESPUGLIO, G.; DITCHFIELD, P.; PESTREA, S.; COMBOURIEU-NEBOUT, N.; SANTISTEBAN, C.; GRIMALT, J.O. (1998). "Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian.-Sedimentary" *Geology*, 121 pp.23-55.
- RUIZ ORTIZ, P.A. (1979). "El Jurásico de las Unidades Intermedias", en "El Jurásico en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *II. Col. Estr. Paleog. Jurásico de España. Granada*, pp 209-217.
- SAGREDO, J. (1972). "Enclaves peridotíticos encontrados en los afloramientos basálticos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia)". *Estudios geol.*, 28, pp. 119-135.
- SAGREDO, J. (1973). "Estudio de las inclusiones de rocas ultramáficas con anfíbol que aparecen en los basaltos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia)". *Estudios Geol.* 29, pp.53-62.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.; DE PEDRO, F. (1945). "Afloramientos de fortunitas en puebla de Mula (Murcia)". *Not. y Com. I.G.M.E.*, nº 33, pp. 9-24.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.; ALMELA, A.; FUSTER, J.M. (1951). "Sobre un volcán de veritas recientemente descubierto en el Mioceno de Barqueros (Murcia)". *Estudios Geol.*, 7, pp. 411-429.
- SÁNCHEZ-VIZCAÍNO, V.L.; GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T. Y FERNÁNDEZ-SOLER, J.M. (1991). "Petrological features of some alpujarride, mafic igneous bodies from the Siera de Almagro (Betic Cordilleras, Spain)". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 3-4, 321-335.
- 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.; TABERNER, C. (1983). "Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin: the Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna basin, SE Spain". *Journée Geol. Soc. London*, 140: pp. 401-411.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Estudios geol.* 39, pp. 157-167.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1989). "Estructura de las Sierras Tejeda y Cómputa (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-FERNÁNDEZ, J.; LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1990). "Les Cordillères Bétiques dans le cadre géodynamique néoalpin de la Méditerranée Occidentale". *Riv. It. Paleont. Strat.*, 96, 2-3, pp. 191-292.
- SANZ DE GALDEANO, C.; VERA, J.A. (1992). "Stratigraphic record and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Research*, 4, 21-36.
- SANZ DE GALDEANO, C.; 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.; DELGADO, F.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C. Y MARTÍN ALGARRA, A. (1995b). "Appartenance alpujárride 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 LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (1995c). "Estructura del Alpujárride y del Maláguide al NO de Sierra Nevada (Cordillera Bética)". *Rev.Soc.Geol. España*, 8, pp. 239-250.
- SANZ DE GALDEANO, C.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; GARCÍA-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-MARTÍN, 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.; GARCÍA-TORTOSA, F.J. Y LÓPEZ-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.
- SERRA-KIEL, J.; MARTÍN-MARTÍN, M.; EL MAMOUNE, B.; MARTÍN-ALGARRA, A.; MARTÍN-PÉREZ, J.A.; TOQUELLA, J.; FERNÁNDEZ-CANADEL, C.; SERRANO, F. (1998). "Biostratigrafía y litoestratigrafía del Paleógeno del área de Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España)". *Act. Geol. Hispánica*, v. 31, nº1-3, pp. 161-189.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (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. Geomorph.*, 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 Guadalentín (Murcia, SE España)". *Geogaceta*, 11, pp. 67-70.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, 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 Guadalentín (Murcia). Desde el Mioceno Superior hasta la Actualidad: Neotectónica y Geomorfología". *Tesis Doctoral UCM*. 642 pp.

- 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. 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-ÁVILA, M.; GOY, J.L.; ZAZO, C. Y BORJA, F. (2003^a). "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.
- SIMANCAS, J.F. Y CAMPOS, J. (1993). "Compresión NNO-SSE tardi a postmetamórfica, y extensión subordinada, en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético)". *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 1,2, 23-25.
- SIMON, O.J. (1964). "The Almagro Unit: a new structural element in the Betic Zone?". *Geol. Mijnbouw*, 43, pp. 331-334.
- SIMON, O.J. (1966a). "Note préliminaire sur l'âge des roches de l'unité Cucharon dans la Sierra de Carrascoy (Province de Murcie, Espagne)". *Geol. Mijnbouw*, 45, pp. 112-113.
- SIMON, O.J. (1966b). "The age of the conodont-bearing carbonate rocks from the Sierras de Carrascoy, de Almagro and Alhama and the Zarcilla de Ramos region (SE, Spain)". *Proc. Kon. Ned. Akad. V. Wetensch.*, B-69, pp. 9-19.
- SIMON, O.J. (1966c). "La Unidad Almagro: ¿Un nuevo elemento estructural en la Zona Bética?". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 83, 49-54.

- SIMON, O.J. (1967). "Note préliminar sur la géologie des Sierras de Carraschoy, de Orihuela et de Callosa de Segura (provinces de Murcia et d'Alicante, Espagne)". *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, f. 2, pp. 42-44.
- SIMON, O.J.; WESTERHOF, A.; RONDEEL, H. (1976). "A propos d'une nouvelle paléogéographie de la zona bétique (Espagne méridionale); implications géodynamiques". *Bull. Soc. géol. France*, t. XVIII, n° 3, pp.601-605.
- SIMON, O.J. Y VISSCHER H. (1983). "El Pérmico de las Cordilleras Béticas". *En: Carbonífero y Pérmico de España. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero* (Ed. Martínez Díaz C.), Madrid, 453-499.
- SIMON, O.J. (1987). "On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain)". *Cuadernos Geol. Ibérica*, 11, 385-402.
- SOLER, R.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; MEGÍAS, A.G.; ABERGER, J.A. (1983). "Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español". *Mediterránea Ser. Geol. N° 1* pp.71-82.
- 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.
- SOTO, J.I. AND PLATT J.P. (1999). "Petrological and Structural Evolution of High-Grade Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Sea Basin, Western Mediterranean". *Journal of Petrology*, Volume 40, n°1, 21-60.
- SOTO, J.I.; COMAS, M.C.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; BOOTH-REA, G. (2002). "Morfología y Estructura de los Márgenes de Mazarrón y Palomares (SE España)". 3ª *Asamblea de la Asociación Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica, Valencia*.
- TENDERO, J.A.; MARTÍN-ALGARRA, A.; PUGA, E. AND DÍAZ DE FEDERICO, A. (1993). "Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Nevado-Filabride (SE Espagne) et mise

en évidence d'objets ankéritiques évoquant des foraminifères planctoniques du Crétacé: conséquences paléogéographiques". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, 1115-1122.

- TENT-MANCLUS, J.E.; MARTÍN-MARTÍN, M. Y ESTÉVEZ, A. (2000). "El Complejo caótico El Francés: una melange de colisión del Subbético". *Geotemas* 1 (2), pp. 267-271.
- TENT-MANCLUS, J.E.; ESTÉVEZ, A.; MARTÍN-MARTÍN, M. (2000). "Olistostromas originados por Glaciares de sal al Sur de la Sierra del Cajar (cuenca neógena de Mula, Murcia)". *Geotemas* 1 (2), pp. 273-276.
- TENT-MANCLUS, J.E.; MARTÍN-MARTÍN, M.; MARTÍN-PÉREZ, J.A. Y SERRANO, F. (2001). "Structural evolution of the early Miocene in the eastern Betic internal-external zone boundary (SE Spain)". *Bull. Soc. Géol. France*, t. 172, n°1, pp. 41-47.
- TORRES-ROLDÁN, R.L. (1974). "El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujárrides al SE de Sierra Almirajara (Sector central de las Cordilleras Béticas, S. de España)". *Cuad. Geol.*, 5, 21-77.
- TUBIA, J.M. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (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.; ÁLVAREZ, F. Y ALDAYA, F. (1992). "Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain)". *Journal of Structural Geology*, 14, 2, 193-203.
- TUBIA, J.M.; NAVARRO-VILA, F. Y CUEVAS, J. (1993). "The Maláguide-Los Reales Nappe: an example of crustal thinning related to the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordillera)". *Physics of the Earth and Planet. Interiors*, 78, 343-354.
- TURNER, S.P.; PLATT, J.P.; GEORGE, R.M.; KELLEY, S.P.; PEARSON, D.G.; NOWELL, G.M. (1999). "Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic-Alboran Domain, SE Spain". *Journal of Petrology* 40, 1011-1036.
- VEGAS, R.; BARRANCO, L.M.; VÁZQUEZ, J.T. (1987). "Tectónica de bloques en el SE de España: Aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intracontinental". *Geogaceta*, 3., pp. 17-19.
- VENTURELLI, G.; CAPEDEI, S.; DI BATTISTINI, G.; CRAWFORD, A.; KOGARKO, L.N.; CELESTINI, S. (1984). "The ultrapotassic rocks from southeastern Spain". *Lithos.*, 17, pp. 37-54.

- VENTURELLI, G.; TOSCANI, L. Y SALVIOLI MARIANI, E. (1991). "Mixing between lamproitic and dacitic components in Miocene volcanic rocks of S.E. Spain". *Mineralogical Magazine* 55, 282-285.
- VERA, J. (1988). "Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética". *Rev. Soc. Geol. de España*, 1, 3-4, pp. 373-392.
- VIDAL ABARCA, M.R.; MONTES, C.; SUÁREZ, M.L. Y RAMÍREZ DÍAZ, L. (1987). "Caracterización morfométrica de la Cuenca del Río Segura, estudio cuantitativo de las formas de las subcuencas". *Papeles Geograf. Física*, 12. 19-31.
- VILLASANTE, F.B. (1892). "Criaderos metalíferos de Mazarrón". *Revista Minera, Madrid*, XLIII, n° 1393, 145-146, n° 1395, 163-164, n° 1396, 169-171.
- VILLASANTE, F.B. (1913). "La Unión y Cartagena". *Criaderos de Hierro de España. I: Criaderos de Hierro de Murcia. Mem. Inst. Geol. Min. España*, 26, 193-295.
- WEIJERMARS, R. (1987). "The Palomares brittle-ductile shear zone of southern Spain". *J. Struct. Geol.*, 9, 139-157.
- WEIJERMARS, R. (1988). "Neogene tectonics in the western Mediterranean may have caused the Messinian salinity crisis and an associated glacial event". *Tectonophysics* 148, pp. 211-219.
- WESTERVELD, J. (1929). "De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der oostelijke betische ketens". *Tesis. Proefschrift Delft*, 120 p.
- WROBEL, F. Y MICHALZIK, D. (1999). "Facies successions in the pre-evaporitic Late Miocene of the Lorca Basin, SE Spain". *Sedimentary Geology* 127, pp. 171-191.
- ZANINETTI, L. (1976). "Les foraminifères du Trias". *Riv. It. Paleont. Strat.* 82/1, 1-258. Milano.
- ZANINETTI, L. (1984). "Les Involutinidae (Foraminifères), proposition pour une subdivision". *Rev. Paléob.*, 3, 205-207.
- ZANINETTI, L.; CIARAPICA, G.; MARTINI, R.; SALVINI-BONNARD, G. Y RETTORI, R. (1987). "Turriplomina scandonei, n. sp., dans les calcaires recifaux du Trias moyen (Ladinian) en Apennin meridional". *Rev. De Paléobiologie*, 6,2, 177-182.

- ZANINETTI, L.; RETTORI, R. Y MARTINI, R. (1994). "Aulotortus? eotriasicus, n.sp., un nuevo foraminifero del Trias medio (Anisico) delle Dinaridi ed Ellenidi". *Boll. Soc. Paleont. It.*, 33(1), 43-49.
- 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 Academic Publis.*, 256, pp. 257-262.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L. Y SILVA, P.G. (1993). "The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial". *Global and Palnetary Change*, 7. 109-117.
- ZECK, H.P. (1970). "An Erupted Migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain". *Contributions to Mineralogy and Petrology* 26, 225-246.
- ZECK, H.P. (1992). "Restite-melt and mafic-felsic magma mixing and mingling in an S-type dacite, Cerro del Hoyazo, southeastern Spain". *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 83, 139-144.

