

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

TORRE-PACHECO

El Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Edición Digital, Hoja nº 955 (Torre-Pacheco), 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 han sido realizadas 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)
F. J. García Tortosa (U. de Jaén)
P. Cabra Gil (CONSULNIMA)

Cartografía Geomorfológica y Memoria

P. Cabra Gil (CONSULNIMA)
F. J. García Tortosa (U. de Jaén)

Petrología

M.T. Gómez Pugnaire (U. de Granada)
F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)
F. J. García Tortosa (U. de Jaén)

Geología económica

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

Paleontología

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

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. MARCO GEOGRÁFICO	9
1.2. MARCO GEOLÓGICO	10
1.3. ANTECEDENTES	13
2. ESTRATIGRAFÍA	16
2.1. INTRODUCCIÓN	16
2.2. ZONAS INTERNAS BÉTICAS (ZIB)	16
2.2.1. Complejo Nevado-Filábride	16
2.2.1.1. Manto del Mulhacén	17
2.2.1.1.1. Esquistos azulados con cloritoide (1). Anfibolitas (2). Formación de micaesquistos verde-azulados con cloritoide. Paleozoico	17
2.2.1.1.2. Mármoles y yesos (3). Miembro de metaevaporitas. Paleozoico	18
2.2.1.1.3. Esquistos con granates (4). Formación de esquistos oscuros con granates. Paleozoico	19
2.2.1.1.4. Mármoles (5). Formación carbonatada. Paleozoico-Triásico?	19
2.3. CUENCAS NEÓGENAS	20
2.3.1. USD-I. Tortoniense Medio-Messiniense Inferior. Unidad de Corvera ..	24
2.3.1.1. Margas gris-azuladas y areniscas (6). Tortoniense Medio-Superior-Messiniense Inferior	25
2.3.1.2. Areniscas y areniscas calcáreas bioclásticas (7). Tortoniense Medio-Superior	26
2.3.2. USD-II. Messiniense Inferior-Plioceno Inferior	28
2.3.2.1. Conglomerados, areniscas calcáreas y calizas (8).	

	Messiniense.....	28
2.3.2.2.	Margas verdoso-amarillentas, masivas, con yeso e intercalaciones lumaquéticas (9). "Margas de ostras". Messiniense.....	29
2.3.2.3.	Volcanismo calcoalcalino potásico y shoshonítico (traquiandesitas-latitas) (10). Messiniense	30
2.3.2.4.	Lutitas carbonatadas rojo-vinoso. A techo, paleosuelo rojo (11). Messiniense-Plioceno Inferior.....	31
2.3.3.	USD III. Unidad Plioceno.....	33
2.3.3.1.	Conglomerados, areniscas amarillentas y areniscas calcáreas bioclásticas (12). Plioceno Inferior-Superior	33
2.3.3.2.	Margas blanco grisáceas, areniscas micáceas y arcillas rosadas con suelos hidromorfos (13). Fm. "Calizas de San Pedro". Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior.....	34
2.3.3.3.	Volcanismo basáltico alcalino (15). Plioceno-Pleistoceno	37
2.4.	CUATERNARIO	38
2.4.1.	Gravas, cantos, arenas y arcillas débilmente cementadas (14, 16, 17, 18, 19 y 26). Abanicos aluviales y abanicos aluviales variablemente encostrados. Pleistoceno inferior-Holoceno.....	38
2.4.2.	Gravas, cantos y arenas, débilmente cementadas (20 y 21). Terrazas. Pleistoceno superior-Holoceno	38
2.4.3.	Limos y arcillas con cantos y bloques (22). Coluviones. Holoceno	39
2.4.4.	Arenas y limos con niveles de gravas (23). Conos de deyección. Holoceno.....	39
2.4.5.	Arenas y limos con cantos y gravas (24). Fondos de rambla. Holoceno.....	39
2.4.6.	Arenas finas, limos y arcillas negras (25). Albuferas. Holoceno.....	40
3.	GEOMORFOLOGÍA Y DEPÓSITOS CUATERNARIOS.....	40
3.1.	DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	40
3.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	42
3.2.1.	Estudio morfoestructural.....	43
3.2.1.1.	Formas estructurales	43
3.2.2.	Estudio del modelado	44
3.2.2.1.	Formas de ladera.....	44
3.2.2.2.	Formas fluviales.....	44
3.2.2.3.	Formas de alteración o de corrosión química	45
3.2.2.4.	Formas poligénicas.....	46
3.2.2.5.	Formas del litoral marino.....	46

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas.....	82
7.2.2. Características hidrogeológicas	83
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	92
9. BIBLIOGRAFÍA	93

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO

La Hoja de Torre-Pacheco, 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 muy suave ya que en ella se encuadra una gran parte de la llanura costera que circunda el Mar Menor. Los mayores relieves se encuentran en el sector occidental donde la altiplanicie que baja desde la Sierra de Carrascoy tiene los 200 m como cota promedio. Pero es en los Cabezos de la Sierra de Las Victorias, al SE de Fuente Álamo, donde se alcanzan las mayores elevaciones dentro de esta Hoja (Cabezo de El Pericón 372). Sin embargo el accidente más conocido en esta área es el Cabezo Gordo (312 m) dado que se trata de un relieve tipo “iceberg” en mitad de la penillanura litoral con cotas promedio de 30 m.

La hidrología superficial tiene un escaso desarrollo. El principal cauce fluvial lo constituye la Rambla de Fuente Álamo y su prolongación como Rambla del Fraile y Rambla del Albuñón. Este sistema cruza la Hoja en sentido O-E desde Fuente Álamo hasta su desembocadura en el Mar Menor en el Camping de Los Alcázares. Esta rambla recibe como afluentes por su margen derecha, desde las Sierras del Algarrobo y de Las Victorias a las Ramblas de La Azohía, de los Rebollos y del Saladillo y por su margen izquierda, desde la vertiente meridional de la Sierra de Carrascoy, a las Ramblas de la Murta, del Campoy, de la Señora y de la Maraña.

La Hoja está atravesada por los Canales del Transvase Tajo-Segura en sus ramales del Campo de Cartagena y del Taibilla que la cruzan en dirección NE-SO desde San Cayetano-Los Dolores hasta La Aljorra.

Como núcleos de población importantes deben citarse los de Corvera, Los Martínez del Puerto, Valladolides, Balsapintada, Fuente Álamo de Murcia, El Estrecho, Lobosillo, Aljubón y La Algorra en el sector occidental; Balsicas, Roldán, Torre Pacheco, Pozo Estrecho, La Palma y La Puebla en el área central, San Cayetano y Pozo Aledo en el área nororiental y Los Dolores y Los Alcázares en el sector litoral.

La red viaria es importante y densa. Cabe destacar la Autovía Murcia-Cartagena que cruza la Hoja por su sector occidental con dirección Norte-Sur, la Autovía del Mar Menor que con dirección Noroeste-Sureste cruza el sector NE y la Autovía Cartagena-Alicante que discurre por la llanura litoral pasando por las cercanías de Los Alcázares. Junto a estas autovías, son importantes las regionales de Cartagena a Alhama de Murcia por Fuente Álamo y la que, partiendo de esta última localidad, pasa por Corvera y enlaza al Norte con la Autovía de Murcia-Cartagena. Además de estas vías de comunicación todas las localidades citadas están unidas por carreteras locales de las que a su vez se derivan multitud de caminos, en muchos casos

asfaltados, que dan acceso a las explotaciones agrícolas o ganaderas, a las urbanizaciones o a las playas.

Salvo un porcentaje poco significativo de los terrenos de la Hoja que se encuentran urbanizados, el resto de la extensión de la Hoja está cubierto por el manto vegetal, prácticamente continuo, de las explotaciones hortofrutícolas. La actividad turística es poco intensa, dentro de esta Hoja puede considerarse poco importante en comparación con las que se desarrolla en áreas colindantes. En este caso queda restringida al sector de Los Alcázares tanto en la ribera occidental del Mar Menor.

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 (Canales del Campo de Cartagena y del Taibilla), intenta equilibrar el volumen creciente de la demanda, aunque los años o periodos de baja pluviometría se constatan la imposibilidad de tal equilibrio lo que ha ocasionado en años precedentes graves impactos en la agricultura de la zona.

1.2. 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 Orogéno 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 más o menos potentes

que constituyen una cobertera y se encuentran estructuradas mediante pliegues y mantos que confieren al edificio bético una arquitectura singular.

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

De los diferentes dominios que constituyen la Cordillera Bética el de la ZIB podría considerarse como el menos conocido y esto a pesar de los numerosos trabajos y tesis doctorales que se han realizado en esta zona. Dado que estos trabajos han atendido a los aspectos estructurales y petrográficos de forma casi exclusiva son muy escasos los que aportan estudios estratigráficos de ámbito regional y correlaciones entre distintos sectores. Así, de este desigual conocimiento entre sectores y aspectos geológicos de la ZIB provendría su problemática geológica, sin olvidar, claro está, que es el único dominio que aparece metamorfizado, lo que le convierte aún en más complejo y difícil de estudiar que el resto de los dominios.

La ZIB se divide en cuatro complejos superpuestos tectónicamente. De inferior a superior son: *Nevado-Filábride*, *Alpujárride*, *Maláguide* y *la Dorsal*. Sin embargo, esta división no es aceptada de forma unánime. Así EGELER y SIMÓN (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 SIMÓN (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) y BOOTH-REA (2000, 2001, 2002), han contribuido a resolver en parte dicha problemática así como un mejor conocimiento de la estratigrafía y la correlación de diferentes unidades y sectores. Las conclusiones de estos trabajos así como las derivadas del análisis de los precedentes serán recogidas en esta memoria.

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

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

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

La sedimentación durante el Terciario esta marcada por distintos episodios marinos de configuración paleogeográfica diversa y a veces compleja, a menos durante los tiempos paleógenos. Durante el Neógeno y concretamente a partir del Aquitaniense, es decir, en el Mioceno Inferior la sedimentación marina se encuentra generalizada en la región objeto de estudio. Se localizan distintos episodios marinos, agrupados en una serie de Unidades o Secuencias Deposicionales que pueden correlacionarse con los de la plataforma marina del "arco valenciano" así como con los de la cuenca del Guadalquivir.

Durante el Mioceno Inferior tuvo lugar el acontecimiento más importante de la cadena debido a la colisión de las placas europea y africana. Por efectos de esta colisión y de forma preferencial comienza a producirse la estructuración de la Cordillera con desplazamientos y vergencias hacia el Norte, favorecidos por la presencia de materiales triásicos en la base. Durante el resto del Mioceno Medio y gran parte del Superior se registra una sedimentación marina, que culmina en el Tortoniense Superior o en el Messiniense/Plioceno en los sectores orientales, próximos al Mediterráneo. Durante esos tiempos acontecen una serie de deformaciones que contribuyen poco a poco a la configuración y geometría actual de la cordillera.

A partir del Mioceno Superior, se crean una serie de cuencas marino-continentales de tipo lacustre (salino), marcadas en su mayoría por una fuerte subsidencia. Este hecho parece acontecer a partir del Messiniense Medio de forma 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 Torre-Pacheco 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 esta Hoja, viene caracterizado por varias problemáticas diferenciadas. De una parte, la presencia en las Sierras de Las Victorias, de Los Gómez, del Algarrobo y del Cabezo Gordo, de unidades estructurales pertenecientes a los Complejos de las ZIB, lo que conlleva a su definición cartográfica y sus relaciones tectoestratigráficas y por otra, un potente registro sedimentario del Neógeno Superior y Cuaternario, afectado por una actividad neotectónica muy importante.

En la cartografía y memoria que se propone se han introducido cambios respecto a la edición anterior del MAGNA. Estos cambios afectan tanto a los terrenos de la 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 a 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-Maastrichtense de características pelágicas y batiales, presentándose desenraizado y cabalgante sobre el Prebético, formado por series jurásicas de características más someras.

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

Tanto para el conocimiento del área de estudio, 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 las tesis doctoral de GARCÍA ROSELL, referente a la transversal Úbeda-Huelma y la tesis doctoral de SANZ DE GALDEANO, que realiza una cartografía geológica de la transversal Jaén-Frailes. En ellas, se describen gran cantidad de series estratigráficas y se presta especial atención a la tectónica de dichas transversales.

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

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

Durante los años 1976 y 1977 el equipo de Fina Ibérica S.A. realiza las Hojas de Murcia (934) y Torreveja (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 (1977, 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 Cuencas Neógeno-Cuaternarias.

Finalmente es necesario hacer referencia a las últimas tesis doctorales que se han realizado en el área de este Proyecto. Se trata de las desarrolladas por BOOTH-REA, G. (2001), en la que realiza un detallado análisis tectónico y metamórfico de los Complejos de ZIB en el área de Lorca y Totana.

GARCÍA TORTOSA, F. J. (2002), aporta un conjunto importantísimo de datos, esenciales para el conocimiento de la cronoestratigrafía, la tectónica y las correlaciones de los Complejos Alpujárride y Maláguide en el ámbito de la zona oriental de las Cordilleras Béticas. También se ha utilizado como información regional que permite una comparación de las series mesozoicas del C. Maláguide con las del Subbético la de NIETO, L.M. (1997), que en su tesis doctoral sobre la Cuenca Mesozoica Subbética en el sector oriental de la Cordillera Bética, realiza el completo estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

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

2.2. ZONAS INTERNAS BÉTICAS (ZIB)

En la Hoja de Torre-Pacheco afloran tan sólo materiales del Complejo Nevado-Filábride en el sentido de EGELER (1963), PUGA *et al.*, (1974,1976), DÍAZ DE FEDERICO (1971,1980), no aflorando materiales de los complejos Alpujárride y Maláguide.

2.2.1. Complejo Nevado-Filábride

Aflora fundamentalmente en el sector SE de la Hoja, donde se encuentran las terminaciones septentrionales de las Sierras del Algarrobo y Las Victorias. Aparece además de manera aislada un afloramiento en el sector NE, concretamente el constituido por el Cabezo Gordo, el cual está rodeado por los cuaternarios recientes de la llanura central del Campo de Cartagena.

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 todo el Sector Oriental de la Zona Interna Bética, allí donde aflora el Nevado-Filábride, ver en la bibliografía existente la asignación incorrecta de materiales nevado-filábrides al complejo Alpujárride. 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, como en la Sierra de Carrascos (Hoja de Totana).

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 del Algarrobo y Las Victorias, los materiales que aparecen pertenecen al Manto del Mulhacén, no estando representado el Manto del Veleta.

2.2.1.1. *Manto del Mulhacén*

2.2.1.1.1. Esquistos azulados con cloritoide **(1)**. Anfibolitas **(2)**. *“Formación de micaesquitos verdes-azulados con cloritoide”*. Paleozoico

Esta formación se corresponde con la formación TAHAL descrita en otros sectores del Nevado-Filábride (GÓMEZ PUGNAIRE, etc.). Aflora ampliamente en la Hoja de Torre-Pacheco y en otras adyacentes como la de Mazarrón o la de Cartagena, constituyendo la mayor parte de los relieves septentrionales de dichas hojas, ocupando por tanto una gran extensión superficial.

La sucesión 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 bandeado. 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 micaesquistos 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 aparecer 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 términos 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.

En sectores próximos y en general hacia la parte alta de la sucesión, aparecen niveles de anfibolitas entre las que se encuentran relictos de rocas básicas como gabros, sin que se reconozcan bien las relaciones originales 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 metamorizadas, de modo que los minerales que predominan en estos afloramientos son metamórficos, perdiéndose por completo la mineralogía 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 metamorizados suelen aparecer cerca del contacto entre la parte superior de la formación de micaesquistos verdes azulados y la base de la formación carbonatada.

2.2.1.1.2. Mármoles y yesos **(3)**. Miembro de Metaevaporitas. Paleozoico

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 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.

2.2.1.1.3. Esquistos con granates **(4)**. *“Formación de esquistos oscuros con granates”*. Paleozoico

Los esquistos oscuros con granates aparecen sistemáticamente asociados a la unidad superior, siendo igualmente sus afloramientos reducidos y puntuales. Su contraste de color, grisáceo oscuro sobre el verdoso de la Formación de micaesquistos verdes-azulados que se describe a continuación facilita la diferenciación cartográfica de las dos unidades de este Manto. La formación de esquistos oscuros con granates está constituida por una alternancia de micaesquistos grafitosos con granate, cuarzoquistos y cuarcitas con granates, de tonos marrones a grisáceos oscuros, entre los que se intercalan finos niveles de carbonatos y finos niveles cuarzo-feldespáticos que posiblemente se corresponden con metagranitos. Esta formación aflora en la hoja de Cartagena al igual que en hojas adyacentes muy adelgazada, siendo las potencias máximas observadas de unos pocos metros. Su contacto con la formación suprayacente aparece muy tectonizado. Se corresponde con los materiales más antiguos del Manto del Mulhacén, asignándosele una edad paleozoica. Se pueden correlacionar con la Formación Montenegro descrita en otros sectores del Complejo Nevado-Filábride (VOET 1967; GÓMEZ PUGNAIRE y FRANZ 1988; etc.).

2.2.1.1.4. Mármoles **(5)**. Formación carbonatada. Paleozoico-Triásico?

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,

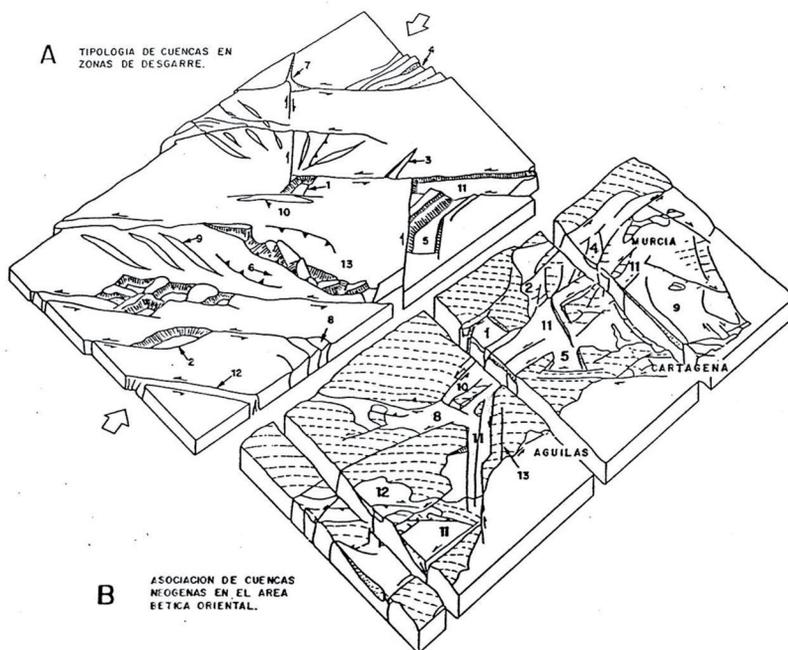
como los de la formación infrayacente. También son importantes, sobre todo a la base de la formación, las intercalaciones de rocas básicas de tonos verdes y/o anfibolitas, así como niveles de brechas carbonatadas. Esta alternancia de litologías se mantendría hacia arriba en lo que sería la mitad inferior 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 característico 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).

2.3. CUENCAS NEÓGENAS

El edificio bético formado en su parte oriental por mantos de corrimiento (EGELER Y SIMÓN 1969; EGELER Y FONTBOTÉ 1976), se presenta muy troceado y ampliamente recubierto por los terrenos neógenos, principalmente de edad Mioceno Superior, OTT d'ESTEVOU *et al.*, (1988). (Fig. 2.1). Esos depósitos se reparten en una sucesión de cuencas de dimensiones modestas, entre las cuales los fragmentos de unidades alóctonas (esencialmente terrenos paleozoicos y triásicos) constituyen umbrales emergidos durante el Neógeno. Este dispositivo, se sitúa sobre el trazado de un vasto corredor de desgarre, que atraviesa toda la parte oriental de la cadena bética, siguiendo una dirección general NE-SO (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).



Cuencas 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 sinexas (LAROUZIERE, 1985)

En Murcia

- Lorca y Albarán
 Quizés Barqueros
- Alcantarilla-Molina de Segura
- Mazarrón

Cuencas en compresión

- 6.- Tipo cuña, sobre la parte contraria (CROWELL, 1974)
- 7.- Intersección compresional subsidente de fallas de desgarre (BEJOLY y CASTAING, 1983)
- 8.- "Cola de caballo" sobre la terminación contraria de la falla de desgarre (ARTHAUD y ot., 1977)
- 9.- Sinclinales "en escalón" (WILCOCK, 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)

- Surcoeste de Puerto Lumbreras
 Quizás el Campo de Cartagena
- Entre Puerto Lumbreras y S^a de Enmedio
 Hinojar, norte de Carrascoy
- Parte de Palomares-Pozo la Higuera
- Arco de Aguilas

Figura 2.1. 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).

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 particularmente intensa durante el Tortonense Superior donde se encuentran una gama, excepcionalmente variada, de manifestaciones plutónicas, volcánicas, y metalogénicas BELLÓN *et al.*, (1983); BORDET (1985); BOLZE *et al.*, (1986); HERNÁNDEZ *et al.*, (1987).

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

En este contexto la variedad de las configuraciones geométricas y de los comportamientos tectono-sedimentarios confiere a las cuencas del Neógeno reciente una gran diversidad tal como se resume en la Fig.2.1.

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

I. *Los surcos sobre desgarre.* Se trata de cuencas subsidentes cuyo ancho inicial era siempre reducido (alrededor de 5 Km), según el trazado de los principales desgarres (algunas decenas de Km de largo), cualesquiera que sean la orientación y el sentido de desplazamiento de estos últimos (Fig. 2.2). Su perfil transverso es fuertemente asimétrico: la parte cercana del accidente, donde el relleno sedimentario es más espeso, ha experimentado, una estructuración vigorosa y contemporánea de los depósitos. Ésta se traduce, bien sea por dispositivos en "flower structure" característicos de deformación en transpresión, o bien, por un pliegue sinclinal, acompañado a menudo por juegos de fallas inversas, cuando domina la deformación por compresión. Los dos tipos de deformación pueden coexistir en una misma cuenca, en función de las respectivas orientaciones de los diversos segmentos de accidentes que controlan su desarrollo, así como de la variación de la dirección de acortamiento regional.

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

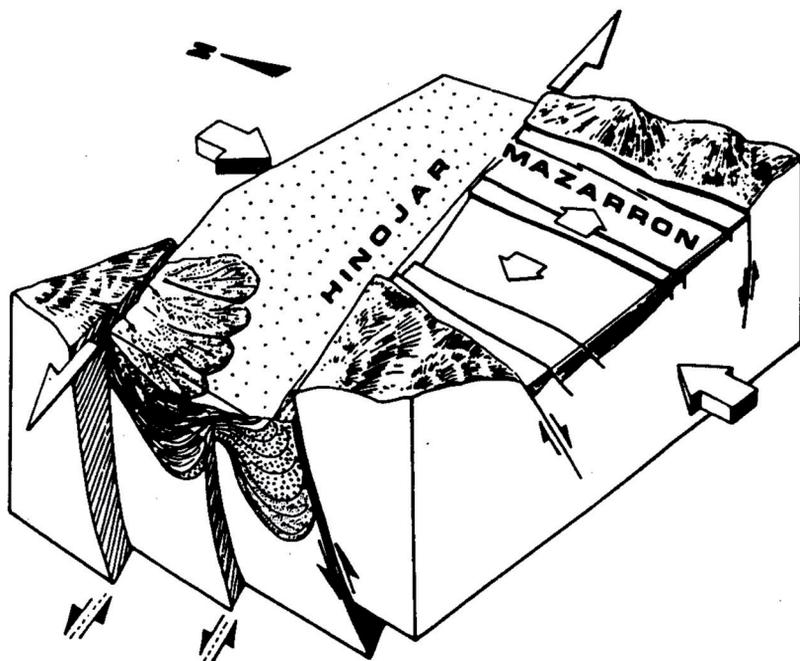


Figura 2.2. Evolución simultánea de las cuencas de Hinojar (compresión) Mazarrón (Distensión) en régimen de compresión N-S. Tomado de OTT d'ESTEVOU *et al.*, (1988).

La amplitud de los movimientos horizontales, una veintena de kilómetros desde el final del Tortonense 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 Agudera en la cuenca del Hinojar (Hoja N° 954, 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 no presentan depocentros con subsidencia notable. Estas cuencas se sitúan en los sectores en extensión de fallas de

desgarre seudo-conjugadas (Mazarrón: LAROUZIERE *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 Torre-Pacheco, ubicada en los sectores centro orientales de la Cuenca del Campo de Cartagena, se han diferenciado las siguientes Unidades Sedimentarias de Depósito con rango de SD.

USD-I. Tortoniense Medio-Messiniense Inferior. Unidad de Corvera

USD-II. Messiniense Inferior- Plioceno Inferior

USD-III. Plioceno

2.3.1. USD-I. Tortoniense Medio-Messiniense Inferior.- Unidad de Corvera

Los materiales neógenos más antiguos aflorantes en el ámbito de esta Hoja, se encuentran en el vértice noroccidental al Norte de la carretera que une las localidades de Covera y La Murta. En esta área afloran retazos del potente registro sedimentario del Mioceno Medio y Superior cuyos afloramientos ocupan gran parte de la Hoja colindante de Murcia (Hoja N° 934) y constituyen el borde septentrional de la cuenca del Campo de Cartagena. El accidente tectónico que bordea la vertiente meridional de la Sierra de Carrascoy corta el afloramiento de estas unidades de depósito en tanto que en el bloque meridional de esta fractura, donde se encuadra esta Hoja, los materiales que rellenan la cuenca son los potentes y extensos abanicos aluviales que enraízan en la Sierra de Carrascoy y sus prolongaciones orientales.

Dentro del ámbito de esta Hoja, los escasos afloramientos, restringidos exclusivamente al vértice NO, no permiten observar la arquitectura sedimentaria de esta unidad de depósito por lo 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.

2.3.1.1. *Margas gris-azuladas y areniscas (6). Tortoniense Medio–Superior–Messiniense Inferior*

Cuando el afloramiento es de calidad, el tránsito entre la Unidad Inferior (conglomerados en las Hojas de Murcia y Totana) y estas margas, es un paso gradual con una alternancia de capas finas de areniscas y margas grises a margas con láminas y linsen de arena-limo. La facies extensiva de esta unidad la constituyen margas de color gris azulado (azul oscuro en corte fresco), con aspecto masivo a estratificación difusa y tramos o paquetes con aspecto noduloso a foliar concoideo. 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 acostaeensis* Blow, *Globorotalia obesa* Bolli, *Hastigerina pelagica* (d'Orbigny), *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina* af. *Foliata* Bolli, *Globorotalia* gr. *Scitula* (Brady); *Siphonina reticulata* (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.), *Bolivinooides* sp., *Ammonia beccarii* (Linneo), *Bulimina affinis* (d'Orb.), *Brizalina dilatata* (Reuss), *Spiroplectamina* 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-Perez&Aguado, 1990, *Cocolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930, *Cocolithus miopelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930, *Calcidiscus leptoporus* (Murria&Black, 1898) Loeblich&Trappan, 1978, *Discoaster quinqueramus*, Gatner, 1969, *Discoaster calcaris*, Gatner, 1969, *Discoaster neorectus* Bukry, 1971a, *Discoaster variabilis* Martíni&Bramlette, 1963, *Discoaster bollii* Martíni&Bramlette, 1963, *Discoaster bellus* 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* (Geit-

zenauer, 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.

2.3.1.2. Areniscas y areniscas calcáreas bioclásticas (7). Tortoniense Medio-Superior

Como cambio lateral y vertical de las facies, 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. Hacia techo del tramo, disminuye el tamaño de los terrígenos en tanto que de forma progresiva se intercalan láminas y capas finas de limos carbonatados. La serie descrita varía entre los 20 a 25 m en el sector de Corvera-La Murta.

Las observaciones realizadas en este sector, muestran que en las margas azules, se intercalan progresivamente láminas y capas de areniscas blanco grisáceas de grano fino a medio, carbonatadas y limolitas amarillentas masivas y con fuerte bioturbación. Las capas de calizas ("packstone" y "wackestone") 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 la mayoría de los recorridos de campo se ha constatado que las facies HCS son las más abundantes en las litologías de sublitoarenitas de grano medio a fino y cuarzoarenitas de grano fino a muy fino. En detalle, se trata de secuencias decimétricas, entre 30 a 50 cm, en las facies HCS de grano medio a fino con secuencias tipo PHM y PHFM, y de 15 a 40 cm en las facies de grano fino a muy fino con secuencias tipo PHFM y HM. La relación arena/marga varía de 3/1 en las primeras hasta 1/5 en estas últimas.

Con una composición litológica prácticamente idéntica y una relación arena/marga es similar a la descrita para las facies HCS de grano fino a muy fino (1/5), se tienen alternancias de areniscas y margas cuya estructuración externa y tipos secuenciales se corresponde con las facies 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, se cartografían cuerpos carbonatados de espesor decimétrico y extensión lateral hectométrica.

De la misma forma que ocurría con los cuerpos masivos de arenisca, estos afloramientos de carbonatos, si bien discontinuos, tectoestratigráficamente se encuentran conformando un horizonte cartográfico subparalelo a techo de las facies siliciclásticas.

En estos depósitos de carbonatos se pueden diferenciar con claridad dos facies, aparentemente distintas. La más llamativa, son “packstone” y “wackestone” bioclásticas a “mudstone” laminadas de color gris crema, gradadas, en capas decimétricas a centimétricas. Se trata de secuencias BPHX y PHXM, WALTER *et al.*, (op. cit.) en las que los siliciclásticos están sustituidos por bioclastos de tamaño arena gruesa a media.

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

Este conjunto de facies siliciclásticas y detrítico carbonatadas del grupo de las “hummocky”, conforman un ciclo de facies grano y estrato creciente, en el que la secuencia de facies descrita, parece configurar un modelo sedimentario de plataforma siliciclástica con dominio de tormentas en la que se definen los depósitos turbidíticos de plataforma externa por debajo del nivel de ola, los de “offshore” distal y proximal (facies HCS), en el dominio de acción de las tormentas, y finalmente depósitos de plataforma interna posiblemente relacionados con taludes deltaicos (facies pelíticas microeslumpadas), 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 anteriormente descritas, permite definir una SD delimitada por discordancias (límites de tipo 1) a muro y techo en la que la Uni-

dad 15 sería asimilable al LST, las Unidades 16 y 17 serían el TST y el SMST de esta secuencia deposicional del Tortonense Medio-Superior.

2.3.2. USD-II. Messiniense Inferior-Plioceno Inferior

En discordancia sobre el registro sedimentario de la USD anterior, se encuentra una sucesión en la que pueden distinguirse fundamentalmente tres grupos de facies: un tramo basal constituido por depósitos *terrigeno-carbonatados marinos de carácter somero*, que localmente contiene pequeños biohermos a techo, un tramo intermedio con *margas gris verdosas, normalmente muy ricas en restos fósiles* y un tramo superior, en cambio lateral y vertical de facies con las margas, constituido por *lutitas carbonatadas de color rojo*. La serie finaliza con un *paleosuelo* de espesor centi a decimétrico en el que las lateritas con ooides manganesíferos son las litologías dominantes. Estas últimas facies rojas, muestran un buen desarrollo en los sectores centrales de la Hoja N° 934 (Murcia). En esta Hoja sólo se tiene la referencia del buen afloramiento de Corvera recubierto de inmediato por los depósitos cuaternarios. Estas unidades litológicas se encuentran ordenadas de muro a techo en un ciclo de facies en posición regresiva.

2.3.2.1. Conglomerados, areniscas calcáreas y calizas (8). Messiniense

En el único afloramiento ya citado de Corvera-La Murta el espesor de la unidad cartográfica es de 25 a 30 m. Las facies litológicas más comunes, son las areniscas calcáreas bioclásticas de color amarillento y los carbonatos oolíticos o bioconstruidos. 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 todos los casos los conglomerados de esta unidad son homométricos y subredondeados, con un espectro calcilitífico y fracciones muy 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 limosas gris amarillentas y areniscas calcáreas bioclásticas de color pardo amarillento. La arquitectura estratigráfica de esta unidad muestra una macrosecuencia grano y estrato decreciente (F.U.S.). En las series realizadas en los sectores centro-occidentales se observan de muro a techo un primer paquete constituido por calcarenitas de grano muy grueso ("grainstone" a "rudstone"), con fragmentos de briozoarios, algas rodofíceas (melobesias) y fragmentos de ostreidos. El cemento es carbonatado y hay una fracción de grava dispersa disminuyendo hacia techo del paquete. Como ya se ha reseñado la base de este paquete es una capa o banco de conglomerados de grano a matriz soportados con espectro calcilitífico.

A techo de este primer paquete detrítico grueso se ubican las calizas bioconstruidas ("boundstone"), con aspecto masivo y color blanco amarillento. Son muy abundantes los briozoarios

con estructura concéntrica (“balls”) y las algas melobesias. Estos edificios no superan el espesor métrico y extensiones decamétricas. Estas calizas bioconstruidas se interpenetran con calcarenitas bioclásticas (“grainstone”), masivas, de grano medio a grueso. Este tramo es muy rico en macrofauna, aunque suele encontrarse fragmentada. Aun así, los ejemplares de equinodermos, bivalvos y ostreidos, junto a los briozoarios y rodolitos de algas confieren a este paquete unas características muy definidas desde el punto de vista composicional. Este paquete de calcarenitas muestra capas decimétricas con superficies de estratificación irregulares. Tienen una fracción siliciclástica, de composición litorenítica, 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. Este tramo de transición litológica tiene un desarrollo importante en el sector de Corvera.

2.3.2.2. *Margas verdoso-amarillentas, masivas, con yeso e intercalaciones lumaquéllicas (9). “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, más 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 lamelibranchios 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 inmaturus*, *G. Obliquus extremus*, *G. rubber parker* y *Orbulina universa*, y de entre las bentónicas las formas someras litorales *Heterolepa bellicioni*, *Ammonia beccari*, *Ammonia inflata*, *Nonium boumeamun*, *Bulimina pyrula* y *Textularia sagittula* como más abundantes (SILVA, 1994, SILVA *et al.*, en prensa). Esta asociación de taxones no permite una buena aproximación bioestratigráfica dada su amplia distribución en el Neógeno Superior. Sin embargo, la presencia característica y abundante del ostrácodo *Peteraurila cf. musculus* Aruta & Ruggieri, permite situar estos depósitos dentro del Messiniense, ya que esta especie únicamente ha sido descrita en este período, 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 éste aparecen los ostrácodos *Semicytherura*, *Cytheridea*, *Aurila*, y *Costa batey*, géneros muy frecuentes en los depósitos messinienses y pliocenos de las cuencas de Campo de Cartagena-Mar Menor y Elche (ARKANNI 1987; CARBONELL 1990).

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

En el nanoplancton se identifican:

Calcidiscus macintyreii (Bukry&Bramlette 1969) *Loeblich&Trappan*, 1978, *Coccolithus pelágicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Coccolithus miopelágicus* (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 pseudoubilicus* (Gartner, 1967) Gartner 1969, que se atribuyen a la Zona NBN12 que se sitúa como Messiniense Superior.

2.3.2.3. *Volcanismo calcoalcalino potásico y shoshonítico (traquiandesitas-latitas) (10). Messiniense*

En esta Hoja aparece un afloramiento de rocas lamprofíticas, situado a unos 2.5 km al Oeste de la localidad de Aljorra (Cerro de la Cabezuela), próximo a la Sierra de los Gómez, que está

constituida por esquistos oscuros del Complejo Nevado-Filábride. De hecho el cuerpo de lamprófitas de Aljorra aparece como elemento intrusivo en dichos esquistos.

Estudios previos y datos geoquímicos o mineralógicos de estas rocas se pueden encontrar en PELLICER (1973); VENTURELLI *et al.*, (1984); BENITO *et al.*, (1999). No han efectuado dataciones radiométricas directamente a estas rocas, pero por comparación con el conjunto de rocas lamprófitas del Sureste peninsular, su edad puede establecerse muy probablemente en el fin del Tortonense o en el Messiniense (BELLÓN *et al.*, 1983).

El cuerpo volcánico es de reducidas dimensiones (600 x 300 m). En su interior está formado por roca masiva, de colores grises a rojizos, bastante diaclasada. En los bordes del cuerpo pasa a facies más vacuolares y a brechas, que a veces contienen xenolitos de esquistos y cuarcitas (Pellicer 1973).

2.3.2.4 *Lutitas carbonatadas rojo-vinoso. A techo, paleosuelo rojo (11). Messiniense-Plioceno Inferior*

Estos depósitos y las subfacies lutítico yesíferas asociadas son los depósitos relacionados con la denominada "crisis de salinidad messiniense". Las cuencas neógenas de las Cordilleras Béticas Orientales estuvieron durante este periodo, en una posición marginal respecto a las cuencas internas del Mediterráneo. El Campo de Cartagena, estaría incluida en este tipo de cuencas marginales en las que SANTISTEBAN (1981); ORTIZ *et al.*, (1993, 1994); PLAYÁ (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.

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 sabkha costera en el que las facies de lutitas rojas son los depósitos de la llanura salina ("mud flat").

De los dos tramos de la unidad intermedia, en el inferior las características isotópicas indican que se trata de yesos secundarios procedentes de salmueras continentales por lo que 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).

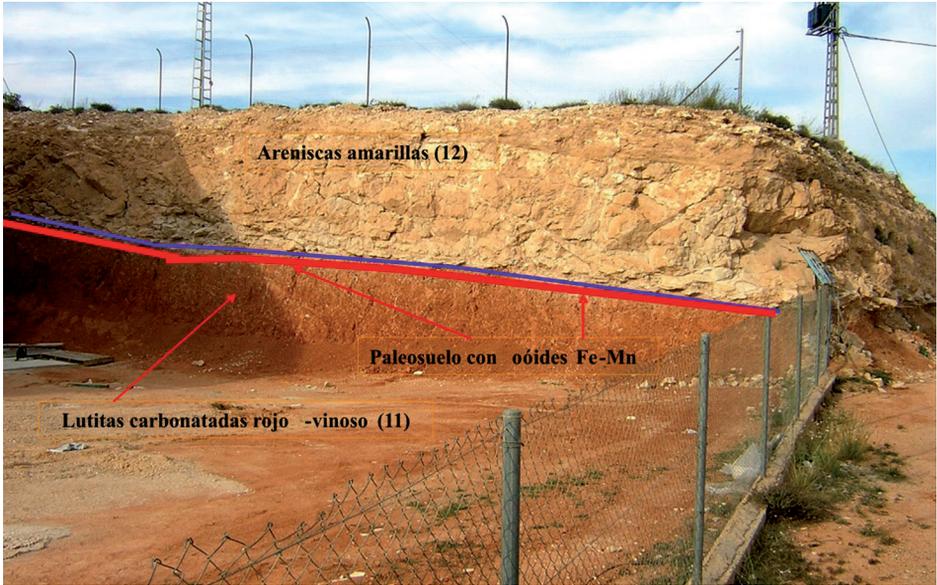


Figura 2.3. Pequeña cantera en la localidad de Corvera (sector NE), donde puede observarse el contacto entre las lutitas carbonatadas rojo-vinoso de la unidad (11) y las areniscas amarillentas de la (12)

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 delimitación de los medios restringidos donde se acumulaban las salmueras.

El conjunto de techo, constituido por una gran cantidad de litofacies con rápidos cambios laterales de facies, de tal forma que en cada sector de la cuenca se encuentran como materiales finimiocenos desde depósitos de áreas continentales de fan-deltas, los submarinos de

dichos sistemas y los salinos que se desarrollan en áreas intermareales o sobre lóbulos pasivos del sistema deltaico.

Finalmente, en términos de estratigrafía secuencial puede indicarse que el conjunto inferior representaría el LST y especialmente el SMST (“Shelf-margin-system-tract”) y el superior el HST de esta secuencia de depósito. Posiblemente las diatomitas que afloran hacia el Este dentro de la Hoja N° 935 (Torrevieja) podrían corresponder al nivel de mar alto.

2.3.3. USD III. Unidad Plioceno

Los únicos afloramientos de esta unidad se encuentran en la localidad de Corvera y en la carretera local que une esta población con Los Martínez (Fig. 2.3).

2.3.3.1. *Conglomerados, areniscas amarillentas y areniscas calcáreas bioclásticas (12). Plioceno Inferior-Superior*

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 detríticos con respecto a unidades anteriores y el segundo, a techo, constituido por margas versicolores masivas ó finamente laminadas.

SILVA (1994), describe en las series realizadas en la localidad de Corvera, depósitos de tipo “Lagoon”-Isla barrera. Al igual que en el caso anterior se pueden diferenciar dos secuencias, una calcarenítica en la base y otra margosa a techo. La primera son 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 detríticos. 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 (40–50 cm), ricos en elementos detríticos (micas, cuarcita, etc.), en facies predominantemente Sh que incluyen pequeños canales microconglomeráticos de elementos detríticos, de las mismas características que los del 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 bioespecífica 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 hipersalinas, 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 o deltaicas de climas subtropicales (CARBONELL 1983, 1986; LOEBLICH y TAPPAN 1988). Hacia techo, y ligadas a las entradas de detríticos extracuencales, acompañando a la asociación biospecífica *A. beccarii* y *C. torosa*, aparecen algunas formas de *Elphidium* sp. y *Bullimina elongata* poco abundantes, destacando de nuevo la presencia de Globotruncalidos mesozoicos reelaborados muy desgastados. De forma que se puede correlacionar la entrada de detríticos extracuencales con el episodio de reelaboración y resedimentación citado anteriormente.

Así en conjunto, y en base a sus características sedimentarias, relaciones laterales y evolución vertical de la microfauna diferenciada, esta Unidad ha sido interpretada como un sistema deposicional de tipo estuarino (sector occidental) que, procedente de la Depresión del Guadalentín, desembocaba en una zona de lagoon parcialmente cerrada por barras litorales del sector oriental (SILVA 1994). A techo de esta unidad se verifica un importante período de reelaboración y/o resedimentación de depósitos más antiguos registrándose una mezcla de microfauna de diferentes edades, así como la mezcla de formas 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, Lebor y Totana. 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, Paleolebor) 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 biospecífica, yesos diagenéticos) eurihalinos o hipersalinos, hasta biotopos lagunares con marcadas influencias de aportes de aguas continentales (canales y microconglomerados de detríticos, 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 constituiría la base de la “Serie blanca pliocena” de MONTENAT (1973), el resto de la secuencia de la mencionada Serie blanca de este autor estaría constituida por la siguiente unidad cartográfica.

2.3.3.2. *Margas blanco grisáceas, areniscas micáceas y arcillas rosadas con suelos hidromorfos (13). Fm. “Calizas de San Pedro”. Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior*

En el ámbito regional, esta unidad se observa desde discordancia erosiva a paraconcordancia en sentido Oeste–Este, sobre la anterior, mostrando por tanto un carácter progresivamente más marino hacia los sectores orientales en el entorno de las Hojas N° 934 y 935 así como una tendencia evolutiva vertical de clara somerización, distinguiéndose dentro de ella dos miembros diferentes. El término basal son arenas micáceas y margas blancas y el superior son margas, margocalizas, calizas dismicríticas y arcillas con paleosuelos hidromorfos, descritas por SILVA (1994).

El Miembro de Margas blancas y Arenas micáceas, con un espesor variable de 20 a 40 m 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 (8/5 m x 250/100 m) 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 2 m de potencia) y de 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 5 m 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.

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 en los relieves de los cuerpos de arenas micáceas del sector occidental (Corvera), ya empiezan a mostrar claras influencias marinas (“ripples” y de oscilación y laminación cruzada de bajo ángulo de tipo “foreshore”), casi por completo de carácter marino (SILVA 1994). En esta zona los cuerpos arenosos individuales intercalados en la serie margosa, que 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.

El Miembro de margas y arcillas con paleosuelos hidromorfos, se observa en continuidad estratigráfica sobre el miembro inferior de esta unidad (SILVA 1994). Se trata de 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, 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 4 m, 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 granodecrescentes 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 USD 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*). Por tanto 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 cronoestratigráfica 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 de El Moncayo-El Molar de SOMOZA (1989), que en base a datos paleomagnéticos llega a alcanzar el Pleistoceno inferior (BARDAJÍ *et al.*, 1997). Así pues estas correlaciones permiten situar a sus depósitos superiores en la inauguración del período 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 está representado por las Calizas Lacustres de San Pedro de MONTENAT (1973), que también registran claras influencias marinas en su sector más oriental (SOMOZA 1989).

2.3.3.3. *Volcanismo basáltico alcalino (15). Plioceno-Pleistoceno*

Las volcanitas de la serie basáltica están bien representadas en el Campo de Cartagena, afloran a manera de coladas poco potentes a veces acompañadas de materiales piroclásticos. Los afloramientos de rocas basálticas se concentran al NO de Cartagena, formando varios cuerpos aislados de reducido tamaño.

En esta Hoja, afloran rocas basálticas alcalinas de edad Pliocuaternaria, significativamente ricas en xenolitos ultramáficos y granulíticos. Los afloramientos son la terminación septentrional de la zona de rocas basálticas que aparece más extensamente inmediatamente al Sur, en la Hoja 977 (Cartagena).

Albergan abundantes xenolitos de origen mantélico (xenolitos ultrabásicos) y cortical (granulitas, esquistos, etc.). Contienen olivino, augita, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti como constituyentes esenciales. La textura es porfídica con matriz micro-criptocristalina. Según BELLÓN *et al.*, (1983) y MUNKSGAARD (1984), las dataciones radiométricas indican edades entre 4 y 2 Ma (Plioceno). Se trata de cuerpos aislados y de pequeño volumen, de color muy oscuro, y que parecen ser los restos muy erosionados de un número reducido de edificios volcánicos monogenéticos.

La mayoría de los afloramientos son coladas de lava emitidos por estos cuerpos. En algunos puntos se reconocen facies volcanoclásticas que se originaron en las fases más explosivas de actividad, y que originariamente constituirían conos de Zinder, de dinámica subestromboliana.

2.4. CUATERNARIO

En la Hoja de Torre-Pacheco, el Cuaternario está representado mayoritariamente por depósitos de abanicos aluviales, que procedentes de la vertiente Sur de la Sierra de Carrascoy y de la vertiente Norte de la Sierra de Cartagena, ocupan gran parte del Campo de Cartagena-Mar Menor. También tienen representación las terrazas, en la Rambla de Fuente Álamo, los fondos de valle y rambla, algunos coluviones y los depósitos de una pequeña albufera a orillas del Mar Menor.

2.4.1. Gravas, cantos, arenas y arcillas débilmente cementadas (**14, 16, 17, 18, 19 y 26**). Abanicos aluviales y abanicos aluviales variablemente encostrados. Pleistoceno inferior-Holoceno

Los abanicos aluviales llegan a esta depresión del Campo de Cartagena procedentes de los relieves de la Sierra de Carrascoy, por el Norte y de la Sierra de Cartagena, por el Sur. En la vertiente Sur de la Sierra de Carrascoy se han definido cuatro sistemas de abanicos aluviales (SOMOZA 1989; SOMOZA *et al.*, 1989), que se han denominado como: Sistema de Rebate, Sistema de Campoamor, Sistema de la Murta y Sistemas Holocenos, tres de los cuales tienen representación en esta hoja. Considerados en su conjunto, se caracterizan como abanicos de muy baja pendiente, escasa potencia, 5-10 m y con encostramientos calcáreos en los sistemas más antiguos. En general unos sistemas se van encajando en otros, pero a veces el dispositivo varía por las características del levantamiento del relieve, siendo el más frecuente el de encajamiento. Cada sistema o cada unidad aluvial se encuentra dividida a su vez en varios cuerpos sedimentarios con dispositivo de solapamiento distal (SOMOZA 1989 y SOMOZA *et al.*, 1989). Estos abanicos aluviales llegan a alcanzar en su zona más amplia hasta 30 km.

En cuanto a la litología, los abanicos han sido descritos por diversos autores (SOMOZA 1989 y SILVA 1994) que los definen como conglomerados con niveles de cantos y gravas, de naturaleza metamórfica, con presencia de calizas y areniscas rojas del Maláguide, aunque también pueden aparecer otras litologías como cuarcitas, calizas mesozoicas y calizas y areniscas neógenas. La textura es muy variable pues los tamaños oscilan entre clastos de un metro en las áreas más próximas a los relieves y limos y arcillas en las partes distales. El grado de redondeamiento también varía, siendo más redondeados a medida que el relieve está más lejano. Muchos abanicos presentan niveles de costras que alcanzan mayor empaque a medida que crecen en edad. También se observan algunos clastos encostrados. La edad de abanicos aluviales que aparecen en la hoja abarca desde el Pleistoceno Inferior alto hasta el Holoceno.

2.4.2. Gravas, cantos y arenas, débilmente cementadas (**20 y 21**). Terrazas. Pleistoceno Superior-Holoceno

Las terrazas tienen un desarrollo muy limitado, ciñéndose a la Rambla de Fuente Álamo. Se trata de dos niveles, uno de ellos, el superior (+10-12 m), con muy escasa representación. El inferior (+5-7 m) da lugar a dos bandas alargadas y estrechas, paralelas por ambos márgenes

al fondo de valle. Se encuentran encajadas en la superficie de algunos de los abanicos aluviales. Tienen una superficie muy plana y presentan una ligera inclinación hacia el cauce.

Están constituidas por gravas, cantos y arenas débilmente cementadas que muestran facies típicamente fluviales como son las imbricaciones de cantos, los rellenos de fondo de canal, etc. La potencia del nivel inferior es de 3-4 m, mientras que el superior no supera los 3 m. Se les asigna una edad Pleistoceno Superior alto, pero es muy probable que la terraza más baja pueda ser incluso más reciente.

2.4.3. Limos y arcillas con cantos y bloques **(22)**. Coluviones. Holoceno

Son formas asociadas a depósitos gravitacionales y se instalan en las partes bajas o medias de las vertientes con mayor inclinación como sucede en las Sierras de Los Gómez o Los Victorias, al Suroeste, y en el Cabezo Gordo, en el cuadrante Noreste. Se trata de formas alargadas y estrechas que se disponen alrededor de los relieves a modo de orlas. En casi todas las ocasiones interfieren con las partes proximales de los abanicos aluviales o de los conos de deyección que es donde alcanzan su máxima pendiente.

Están formados por limos y arcillas con cantos y bloques. La naturaleza de los clastos es variable dependiendo de la naturaleza del sustrato, en este caso esquistos y mármoles mayoritariamente. Los clastos son bastante angulosos por no haber sufrido apenas desplazamiento. La potencia oscila entre 2 y 6 m y la edad asignada corresponde al Holoceno, aunque no se descarta que alguno de ellos pueda ser algo más antiguo.

2.4.4. Arenas y limos con niveles de gravas **(23)**. Conos de deyección. Holoceno

Se forman en la confluencia de algunas ramblas que procedentes del Norte, acceden a la Rambla del Albujón, produciéndose un depósito con forma de abanico. Están constituidos por arenas y limos con niveles de gravas. Los únicos ejemplos aparecen en la localidad de Fuente Álamo y se alimentan de los abanicos aluviales procedentes de la Sierra de Carrascoy por lo que la naturaleza de los clastos deriva de aquellos, incluyendo además fragmentos de naturaleza calcárea característicos de los encostramientos. La potencia no parece superar los 5-6 m y por su situación se les supone una edad Holoceno.

2.4.5. Arenas y limos con cantos y gravas **(24)**. Fondos de rambla. Holoceno

Los fondos de valle y rambla que existen en la hoja son característicos por haberse originado bajo condiciones de una dinámica torrencial, siendo prácticamente activos en los periodos de avenidas y riadas (CONESA GARCÍA 1995). La mayor parte están constituidos por gravas, gravillas, arenas y bloques, en diferente estado de redondeamiento y que a veces forman una potente cubierta. En algunos puntos, al Noroeste de la hoja, es posible encontrar afloramientos en los que se observan las estructuras sedimentarias propias de este tipo de depósitos como son: cicatrices erosivas, imbricación de cantos, barras laterales y longitudinales.

CONESA GARCÍA en 1987, hace un estudio muy completo sobre la dinámica y la morfología de las barras de rambla del Campo de Cartagena, y en él señala que las más frecuentes son las longitudinales, es decir, aquellas que se sitúan en el centro de los lechos, subdividiendo y multiplicando el número de canales en el interior de las ramblas. Ahora bien, unas de las características más peculiares es que las acumulaciones producidas en los fondos de rambla, son muy efímeras, pues cambian de fisonomía casi después de cada avenida o riada. Pero, al igual que en los abanicos aluviales, ocurre que las partes más distales de las ramblas, como en la rambla del Albuñón, los tamaños van disminuyendo considerablemente y hay un aumento de los sedimentos más finos, como son las arenas, los limos e incluso las arcillas. También el grado de encajamiento disminuye en estos sectores más próximos a la costa del Mar Menor.

2.4.6. Arenas finas, limos y arcillas negras (25). Albuferas. Holoceno

El único ejemplo de este tipo se encuentra en el borde del Mar Menor, al Este de la hoja. Se trata de una pequeña albufera colmatada de poca importancia en el paisaje. No tiene un significado morfológico especial salvo que se trata de una forma de enlace entre los abanicos aluviales y el Mar Menor, es decir, entre las aguas dulces y saladas. Es posible que existan algunas formas similares, pero la intensa urbanización en el litoral, impide en muchas ocasiones su reconocimiento.

Estos depósitos están constituidos por arenas finas, limos y arcillas de color gris oscuro o negro por su alto contenido en materia orgánica. Suelen ser sedimentos bioturbados donde abundan fragmentos de raíces, tubos de tallos e incluso algunos gasterópodos de agua dulce. Dada la situación, a orillas del Mar Menor, en una zona de topografía muy plana, es difícil observar cortes limpios, pero pequeñas excavaciones han permitido ver algunas de las características expuestas anteriormente. Se les asigna una edad Holoceno.

3. GEOMORFOLOGÍA Y DEPÓSITOS CUATERNARIOS

3.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

El territorio representado por la Hoja de Torre-Pacheco, pertenece a la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, situándose en la parte centro-oriental de la misma.

Fisiográficamente la zona se encuentra en el corazón del Campo de Cartagena, caracterizado en este sector por una topografía extremadamente suave, prácticamente una llanura, a excepción de los relieves que sobresalen en el cuadrante Suroeste, Los Simonetes (247 m), El Pericón (369 m) y Cabezo de la Cruz (213 m), Sierras de Los Gómez y de Los Victorias, o los situados al Noreste, como el Cabezo Gordo con 308 m. Esta configuración está estrechamente relacionada con las características litológicas y tectónicas que se resumen a continuación.

Desde el punto de vista geológico, los materiales aflorantes en la hoja pertenecen al Sector Oriental de la Cordillera Bética, de gran complejidad, abarcando desde el Paleozoico al Cuaternario. Los materiales más antiguos son los que conforman los principales relieves, Sierras de Los Gómez o Los Victorias, al Suroeste, y Cabezo Gordo, al Noreste, perteneciendo al Complejo Nevado-Filábride, de edad Paleozoico-Triásico, de marcado carácter metamórfico y constituido por esquistos y mármoles. Sobre este edificio bético se instalan las cuencas neógenas, representadas aquí por el Mioceno Superior, observable en el cuadrante Noroeste, en los taludes dejados por algunas ramblas, y que constituyen parte del piedemonte de la Sierra de Carrascoy. Finalmente y cubriéndolo todo, se instalan una serie de abanicos aluviales que procedentes de esta Sierra y de la de Cartagena, más al Sur, se van encajando unos en otros hasta acceder al mar. Estos abanicos ocupan la mayor parte de la superficie de la hoja confiéndole esa morfología tan horizontal.

El drenaje se ordena en torno a la Rambla del Albuñón que atraviesa la hoja O-E, desembocando en el Mar Menor y que cambia de nombre hacia la cabecera, Rambla del Fraile, y algo más arriba, Rambla de Fuente Álamo. Sus afluentes por la derecha son las Ramblas de Los Rebollos, de la Azohía y del Saladillo y, por la izquierda las Ramblas de la Murta, del Campoy, de la Maraña y de la Señora. Además hay que añadir que en esta hoja se encuentran dos ramales del Transvase Tajo-Segura, los del Campo de Cartagena y Taibilla.

El clima pertenece al tipo Mediterráneo, de tendencia semiárida como corresponde a este sector del Sureste peninsular, con inviernos suaves y veranos muy calurosos y secos. Las temperaturas medias anuales presentan dos valores claramente diferenciados (LÓPEZ GÓMEZ 1978). En las áreas litorales los promedios anuales tienen unos valores de 17-18 °C, con 10 °C en los meses de invierno y unos 26 °C en los meses de verano, con máximas entre 44-46 °C. Sin embargo, en las estribaciones de la Sierra de Carrascoy, los valores descienden considerablemente, pasando a promedios de 5-7 °C en invierno y a 23-25 °C en los meses de verano. Las escasas precipitaciones, inferiores a 300 mm/año, hacen claramente deficitarios los aportes pluviales respecto a la evapotranspiración, con tasas superiores a los 1.000 mm/año. Sólo un 2% de las precipitaciones se produce durante los meses de Julio y Agosto, mientras que se concentra, como formas torrenciales, en los meses de Septiembre y Octubre. Al carácter irregular de estas precipitaciones se suman las diferencias de temperatura entre atmósfera y superficie del mar y la acumulación de calor en la zona terrestre. Así pues, y como consecuencia de la alta evapotranspiración en el verano, hay una formación rápida de nubes en la vertical que da lugar a lluvias torrenciales entre el verano y el otoño, constituyendo casi la totalidad de las precipitaciones anuales (CASTILLO REQUENA 1982). Cuando estas condiciones alcanzan gran proporción, tiene lugar el fenómeno conocido como "gota fría" que suele ocasionar diversos tipos de desastres naturales.

Los principales núcleos urbanos son Fuente Álamo de Murcia y Torre-Pacheco, seguidos de los de Corvera, Los Martínez del Puerto, Valladolides, Balsapintada, El Estrecho, Lobosillo, Albuñón, La Algora, Balsitas, Roldán, Pozo Estrecho, La Palma, La Puebla, San Cayetano, Pozo Aledo, Los Dolores y Los Alcázares, estos dos últimos, en el litoral del Mar Menor.

La red de comunicaciones es muy buena, destacando las autovías de Murcia-Cartagena, Mar Menor y Alicante-Cartagena. Existen también algunas carreteras de cierta importancia como las de Cartagena-Alhama de Murcia y Fuente-Álamo-Corvera. Todos los núcleos urbanos están magníficamente comunicados con el resto de las poblaciones de la hoja y de la región a través de una red de carreteras comarcales y locales. Hay que añadir una densa trama de caminos, relacionados con las explotaciones agrícolas, pero que permiten el acceso a la práctica totalidad de la superficie de la hoja.

La principal fuente de riqueza del sector la constituye la agricultura hortofrutícola y la agroindustria derivada de la primera. En menor porcentaje se encuentra el turismo que, aunque en esta hoja en concreto, a excepción de Los Alcázares, no posee centros vacacionales de gran importancia, sí los tiene en el entorno más próximo.

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

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

Dadas las características de esta hoja es necesario considerar el entorno próximo con el fin de encontrar referencias en áreas adyacentes.

En esta hoja de Torre-Pacheco, así como en las hojas limítrofes, la distribución del relieve está controlada mayoritariamente por la actividad tectónica, debiéndose su origen a un proceso de inversión de las antiguas cuencas marinas por elevación tectónica e isostática (LAROUZIERE *et al.*, 1988; SILVA *et al.*, 1993). Este proceso de inversión debió provocar el hundimiento de antiguos macizos béticos, situados fuera de la hoja, como los del Guadentín o del Segura y la elevación de otras zonas que posteriormente formaron sierras como las de La Tercia, del Hinojar o de Carrascoy (LAROUZIÈRE y OTT d'ESTEVOU 1990; SILVA *et al.*, 1993; BARDAJÍ *et al.*, 2003).

A partir de aquí, quedan configurados grandes desniveles entre los frentes montañosos y las depresiones. Si a ello se suma la escasa resistencia a la erosión del sustrato bético, se desarrollan grandes mantos de derrubios producidos en épocas de lluvias torrenciales que son trasladados, en dichos episodios, a las zonas más deprimidas de la región como son el Corredor del Guadentín, la Cuenca del Segura o el Campo de Cartagena, este último en la hoja.

En cuanto al drenaje, dominan los sistemas de ramblas que vierten directamente a los sistemas fluviales axiales, la Rambla de Fuente Álamo o del Albujión (NAVARRO HERVÁS 1992; SILVA 1994) que en este caso constituye un único sistema.

3.2.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural, la hoja de Torre-Pacheco pertenece al Campo de Cartagena, gran depresión cuyos límites están situados fuera de la hoja de estudio. Estos límites son: la Sierra de Carrascoy por el Norte, y la Sierra de Cartagena por el Sur, configurando un extenso corredor de forma triangular, con una dirección general O-E y que culmina en el Mar Menor, por el Este, donde alcanza su máxima anchura (40 Km). Hay que señalar, sin embargo, que así como la Sierra de Carrascoy tiene por el Norte un frente montañoso de falla, muy rectilíneo, que alimenta la Depresión del Guadalentín, su límite meridional se asimila más acordemente con un frente erosivo que alimenta, al Campo de Cartagena por el Norte y el Noroeste. Esta depresión se va rellenando con los grandes piedemontes que partiendo de dicha Sierra o de la de Cartagena, por el Sur, dan origen a una potente secuencia de relleno que ha sido estudiada por diversos autores (SOMOZA 1989; SOMOZA *et al.*, 1989 y SILVA 1994). Los piedemontes están constituidos por varias generaciones de abanicos aluviales, a merced de las elevaciones de los frentes montañosos. Los abanicos más modernos y las facies distales de los mismos son los que cubren mayoritariamente la superficie de la hoja de Torre-Pacheco, dando lugar a una inmensa llanura sobre la que los únicos relieves que resaltan son los constituidos por los materiales metamórficos del Manto de Mulhacén, pertenecientes al Complejo Nevado Filábride de edad Paleozoico-Triásico.

Se puede observar, sin embargo, que existe una cierta orientación en la progradación de los abanicos aluviales. Los más antiguos, es decir, los que tienen encostramientos calcáreos, siguen determinadas alineaciones tectónicas, principalmente las de fracturas N 120-150°. Pero a partir del Sistema de la Murta, tercer sistema de los definidos por SOMOZA (1989), los abanicos se ven afectados por una flexura E-O, produciéndose un cambio de dirección de N 150° a N 90°. Esta influencia sobre la dirección de crecimiento de los sistemas parece indicar el comienzo de la actuación de los ejes E-O, los cuales condicionan la morfología del área costera hasta Alicante (SOMOZA 1989).

En la actualidad el eje de la depresión de Campo de Cartagena es recorrido por la Rambla de Fuente Álamo y por su continuación, la Rambla del Albuñón que, ya con una dirección E-O, vierte directamente al Mar Menor.

3.2.1.1. *Formas estructurales*

Estas condiciones morfológicas y tectónicas no dan casi lugar al desarrollo formas estructurales. Los únicos elementos que se pueden considerar como tales son algunas *fallas* que se detectan por la linealidad de los cursos de agua o por la presencia anómala de escarpes en algunos de ellos. Un ejemplo singular es el de la Rambla de la Murta donde a uno de los lados de la misma se observa una potencia mucho mayor del abanico que al otro, lo que explica la existencia de una serie de pequeñas explotaciones de áridos en el primero.

3.2.2. Estudio del modelado

En este apartado se describe el conjunto de las formas, tanto erosivas como sedimentarias, producidas por la actuación de los procesos externos sobre el sustrato geológico existente.

3.2.2.1. *Formas de ladera*

Las únicas formas de ladera que aparecen en esta hoja son los *coluviones*. Se asocian a depósitos gravitacionales y se instalan en las partes bajas o medias de las vertientes de mayor inclinación como sucede en las Sierras de Los Gómez, Los Victorias, al Suroeste, y en el Cabezo Gordo, en el cuadrante Noreste. Se trata de formas alargadas y estrechas que se disponen alrededor de los relieves a modo de orlas. En casi todas las ocasiones se mezclan o se solapan con las partes proximales de los abanicos aluviales o de los conos de deyección que es donde alcanzan su máxima pendiente.

3.2.2.2. *Formas fluviales*

Las formas fluviales que aparecen en la hoja de Torre-Pacheco son numerosas y diversas, con los grandes abanicos aluviales procedentes de los relieves próximos, como las formas más representativas. También se han cartografiado conos de deyección, terrazas y fondos de valle o rambla. En cuanto a las formas erosivas se reconocen aristas, surcos producidos por la arroyada difusa, escarpes e incisión vertical.

Los *abanicos aluviales* llegan a esta depresión del Campo de Cartagena procedentes de los relieves que la limitan, que como ya se ha señalado con anterioridad son la Sierra de Carrascoy, por el Norte, y la Sierra de Cartagena, por el Sur. En la vertiente Sureste de la Sierra de Carrascoy se han definido varios sistemas de abanicos aluviales por SOMOZA (1989) y son los siguientes: Sistema de Rebate, Sistema de Campoamor, Sistema de la Murta y Sistemas Holocenos. Todos ellos, menos el primero tienen representación en esta hoja. Considerándolos en su conjunto, SOMOZA (1989) los ha descrito como abanicos aluviales de muy baja pendiente y escasa potencia, 5-10 m, con encostramientos calcáreos en los sistemas más antiguos. Cada sistema se va encajando en los anteriores por lo que el dispositivo morfológico más frecuente es el de encajamiento, aunque localmente puede variar, como consecuencia de las características del levantamiento del relieve en un momento determinado. Cada sistema o cada unidad aluvial se encuentra constituida a su vez por varios cuerpos sedimentarios con un dispositivo de solapamiento distal (SOMOZA 1989 y SOMOZA *et al.*, 1989). Los abanicos aluviales llegan a alcanzar en su zona más amplia hasta 30 km.

En este sector del Campo de Cartagena, el desarrollo de los abanicos es coetáneo con el encajamiento de sus canales alimentadores, dando lugar a lo que se denominan trincheras de abanicos, que progresan a partir de los sucesivos puntos de intersección activos, antes de cada riada. Se originan, entonces, una serie de escalones de erosión remontante durante los largos periodos de inactividad hídrica. Este proceso da lugar a perfiles longitudinales esca-

lonados distalmente, muy característicos del relieve del Sureste peninsular, controlando los procesos de propagación de la incisión distal de los abanicos, y que eventualmente pueden terminar por integrar su rambla alimentadora en el cauce fluvial axial (HARVEY 1987 y SILVA 1994). Este caso la rambla de Fuente Álamo o del Albuji3n.

Las *terrazas fluviales* tienen un desarrollo muy limitado, ciñéndose a la Rambla de Fuente Álamo y su continuaci3n en la Rambla del Albuji3n. Se trata de dos niveles, uno de ellos, el superior (+10 - 12 m), con muy escasa representaci3n. El inferior (+5 - 7 m) da lugar a dos bandas alargadas y estrechas, paralelas por ambas m3rgenes al fondo de valle. Se encuentran encajadas en la superficie de algunos de los abanicos aluviales. Su superficie es plana y presentan una ligera inclinaci3n hacia el cauce.

Tambi3n integran este grupo los *conos de deyecci3n* que aparecen al Oeste de la hoja, en Fuente Álamo. Se forman a la salida de algunas ramblas que proceden del Norte, en su acceso a la Rambla del Albuji3n, dando una característica forma en abanico.

Finalmente, dentro de las formas sedimentarias se han considerado los *fondos de rambla*. Se trata de formas alargadas y estrechas que ofrecen una gran linealidad. Las que proceden de la Sierra de Carrascoy tienen direcci3n NO-SE, desembocando en la Rambla del Albuji3n. Las de la margen Sur ofrecen direcciones m3s variadas pero terminan en esa misma rambla que constituye el eje del drenaje. Las ramblas se definen por el car3cter dinámico, por la torrencialidad y por un funcionamiento efímero o epis3dico. La mayor parte del tiempo est3n secos, hecho muy característico en casi todas las ramblas del Mediterr3neo, VIDAL ABARCA *et al.*, (1987) y L3PEZ BERMUDEZ *et al.*, (2002). Seg3n SILVA (1994), en el Campo de Cartagena las ramblas funcionan como canales alimentadores activos de los sistemas aluviales holocenos s3lo algunas de ellas se han integrado en la red de drenaje regional.

Por lo que se refiere a las formas erosivas se han cartografiado procesos de *incisi3n lineal*, frecuentes en los relieves m3s altos y en las zonas de cabecera de los abanicos aluviales, relacionados probablemente con el importante descenso del nivel del mar registrado durante el Último M3ximo Glaciar, hace c.a. 18.000 a3os BP (BARDAJÍ 1999 y BARBAJÍ *et al.*, 2003). Este hecho debe ser tambi3n el responsable de la formaci3n de los *escarpes de terraza* que se dan en la Rambla de Fuente Álamo. Por otra parte, la incisi3n acusada en las 3reas de mayor relieve ha dado lugar a que los interfluvios sean muy acusados, en forma de aristas. Y, finalmente, sobre la superficie de los abanicos aluviales se pueden observar, sobre todo en la fotografía a3rea, multitud de peque3os surcos serpenteantes, en el sentido de la m3xima pendiente y que de alguna manera configuran los grandes aparatos fluviales. Son las huellas dejadas por los procesos de *arroyada difusa*.

3.2.2.3. Formas de alteraci3n o de corrosi3n quí mica

En este apartado se han tenido en cuenta todos aquellos *encostramientos calc3reos* que afectan a la superficie de algunos abanicos aluviales. Ciertamente no constituyen una forma,

pero se han considerado por ser elementos muy característicos en el paisaje semiárido del Sureste peninsular. Concretamente, en esta hoja de Torre-Pacheco, se localizan en el borde Noroeste, sobre los abanicos más antiguos. A consecuencia de la incisión de las ramblas, estos encostramientos dan lugar a una serie de mesas o cuestras de baja pendiente, alargadas en el sentido del declive, relieves que alcanzan mayor desarrollo en la contigua hoja, por el Norte de Murcia.

La génesis de estos encostramientos calcáreos o calcretas tiene que ver con la actividad microbiológica de raíces y plantas en periodos fríos y secos. Algunas de ellas son laminares lo que podría indicar una formación en episodios diferentes.

3.2.2.4. *Formas poligénicas*

Este tipo de formas deben su origen a la actuación de varios procesos a la vez. En la hoja de Torre-Pacheco se ha diferenciado el *techo de piedemonte* del Campo de Cartagena, que se corresponde con los abanicos más antiguos del sistema aluvial procedente de la Sierra de Carrascoy (al Norte). Sobre éstos se han desarrollado encostramientos calcáreos en los que la erosión por encajamiento ha dado lugar a un pequeño *escarpe o reborde del depósito* encostrado. Se reconocen también una serie de pequeños *cerros aislados* situados en el cuadrante Suroeste, al Sur de El Saladillo y que han sido labrados sobre materiales metamórficos del Complejo Nevado-Filábride. A veces son de planta redondeada y otras veces, ovalada, pero casi nunca son de gran tamaño.

3.2.2.5. *Formas del litoral marino*

El único ejemplo de este tipo se encuentra junto al Mar Menor, al Este de la hoja. Se trata de una pequeña marisma desecada de poca importancia en el paisaje pues no destaca de forma especial. No tiene un significado morfológico importante salvo que se trata de una forma de enlace entre los abanicos aluviales y el Mar Menor, es decir, entre las aguas dulces y las saladas. Es posible que existan formas similares, pero la intensa urbanización en esta parte del litoral mediterráneo, impide en muchas ocasiones su reconocimiento.

3.2.2.6. *Formas antrópicas*

La alteración llevada a cabo por el hombre, en este sector, es muy acusada debido a la actividad agrícola tan intensa que ha hecho necesaria la construcción de balsas de riego, la creación de nuevos caminos, además de las modificaciones que conlleva el propio laboreo y de la construcción de numerosos invernaderos. Todas estas transformaciones artificiales se han obviado en la cartografía, pero por el contrario, sí se han señalado una cantera existente en el Cabezo Gordo, aunque no es de gran tamaño y actualmente está abandonada. Existen otras canteras, pero son de menor importancia y son aquellas que se encuentran en la Rambla de la Murta, afectando a los cantos y gravas de los abanicos aluviales.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

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

Las *formaciones superficiales de ladera*, representadas exclusivamente por los coluviones, están formadas por limos y arcillas con cantos y bloques. La naturaleza de los clastos varía dependiendo de la naturaleza del sustrato, que en este caso consiste en esquistos y mármoles, mayoritariamente. Los clastos son bastante angulosos pues apenas han sufrido desplazamiento y la potencia oscila entre 2 y 6 m. La edad asignada corresponde al Holoceno, aunque no se descarta que alguno de ellos pueda ser algo más antiguo.

Las *formaciones superficiales de origen fluvial* están constituidas por abanicos aluviales, conos de deyección, terrazas y fondos de valle o rambla. Los abanicos aluviales de este sector del Campo de Cartagena han sido descritos por diversos autores (SOMOZA 1989 y SILVA 1994) que los definen como conglomerados con niveles de cantos y gravas, de litología metamórfica, con presencia de calizas y areniscas rojas del Maláguide, aunque también pueden aparecer otras litologías como cuarcitas, calizas mesozoicas y calizas y areniscas neógenas. El tamaño de los elementos es muy variable pues oscila entre un metro en las áreas más próximas a los relieves, hasta limos y arcillas en las partes distales. El grado de redondeamiento también varía, estando sus aristas más suavizadas con la lejanía del relieve. Muchos de ellos presentan niveles de costras cuya importancia y desarrollo aumenta a medida que crecen en edad. También se observan algunos clastos encostrados. La edad de los cinco episodios de abanicos aluviales que aparecen en la hoja va desde el Pleistoceno Inferior hasta el Holoceno.

Por otra parte, los conos de deyección están constituidos por arenas y limos con niveles de gravas. Los únicos ejemplos aparecen en la localidad de Fuente Álamo y se alimentan de los abanicos aluviales que descienden de la Sierra de Carrascoy, por lo que la naturaleza de los clastos es similar a la de aquellos, pero incluyendo además fragmentos de materiales calcáreos de los encostramientos. La potencia no parece superar los 5-6 m y por su situación se les supone una edad Holoceno.

Las terrazas aparecen desarrolladas a favor de la Rambla de Fuente Álamo y están formadas por gravas, cantos y arenas débilmente cementadas. Se han cartografiado dos niveles a +5 - 7 m y +10 - 12 m, que muestran facies típicamente fluviales: imbricaciones de cantos, rellenos de fondo de canal, facies de barras, etc. La potencia del nivel inferior es de 3 - 4 m, mientras que el superior no supera los 3 m. Se les asigna una edad Pleistoceno Superior alto, pero es muy probable que la terraza más baja pueda ser incluso más reciente.

Los fondos de valle y rambla que existen en la hoja se caracterizan por haberse originado bajo condiciones de una dinámica torrencial, por lo que son prácticamente activos en los periodos de avenidas y riadas (CONESA GARCÍA 1995). La mayor parte de los fondos están constituidos por gravas, gravillas, arenas y bloques, en diferente estado de redondeamiento y que a veces forman una potente cubierta. En algunos puntos, al Noroeste de la hoja, es posible encontrar afloramientos en los que se observan las estructuras sedimentarias propias de estos depósitos como cicatrices erosivas, imbricación de cantos, barras laterales y longitudinales. CONESA GARCÍA en 1987, hace un estudio muy completo sobre la dinámica y la morfología de las barras de las ramblas del Campo de Cartagena, y en él señala que las más frecuentes son las longitudinales que se forman en el centro de los lechos, subdividiendo y multiplicando el número de canales en el interior de los cauces. Ahora bien, una de las características más peculiares es que las acumulaciones producidas en los fondos de rambla, son muy efímeras, pues cambian de fisonomía después de cada avenida o riada. Pero, al igual que en los abanicos aluviales, ocurre que las partes más distales de las ramblas, como en la rambla del Albujón, los tamaños disminuyen considerablemente y hay un aumento de los sedimentos más finos, arenas, limos e incluso arcillas. También el grado de encajamiento disminuye en estos sectores más próximos a la costa del Mar Menor.

Las *formaciones superficiales de corrosión o alteración química* están representadas por las costras calcáreas o calcretas que afectan al abanico más antiguo de la hoja. En este caso, se trata de las costras cartografiables, pero en otros muchos abanicos también aparecen encostamientos pero son más pequeños, ya sea formando nivelillos o envolviendo a los clastos. Conviene puntualizar, en relación a las calcretas, que no se trata de un sedimento, puesto que su origen es edáfico, pero pueden llegar a alcanzar un importante desarrollo que en este caso es de casi 2 m. Las costras del campo de Cartagena han sido estudiadas por SILVA (1994) y ALONSO ZARZA *et al.*, (1998), autores que las definen como calcretas evolucionadas en las que se puede reconocer un perfil tipo en el que se inicia con un horizonte transicional de carácter prismático-nodular para pasar a otros horizontes pulverulentos, nodulares y masivos, y culminar en horizontes laminares brechificados. Un rasgo también importante es la ruptura de algunos perfiles, en las partes proximales, y la superposición de los mismos, en las partes distales, lo que indicaría la coexistencia de procesos de sedimentación con la construcción de superficies terminales en los abanicos.

Por último, añadir que los autores anteriores señalan que la formación de costras no sólo se produce en las superficies terminales de los abanicos, sino que también afectan a otras superficies más antiguas como sucede en la contigua hoja, por el Norte, de Murcia. La edad asignada es variable según la formación a la que afecta.

Las *formaciones superficiales del litoral marino* están representadas única y exclusivamente por los depósitos de albufera. Estos depósitos están constituidos por arenas finas, limos y arcillas de color gris oscuro o negro por su alto contenido en materia orgánica. Suelen ser sedimentos bioturbados en los que abundan fragmentos de raíces, tubos de tallos e incluso algunos gasterópodos de agua dulce. Dada su situación a orillas del Mar Menor y en una

zona de topografía acusadamente plana, es muy difícil obtener cortes limpios, pero pequeñas excavaciones han permitido observar algunas de las características expuestas anteriormente. Se les asigna una edad Holoceno.

3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

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

El punto de partida de la morfogénesis regional puede considerarse como el momento de la retirada del mar que, en este sector, parece que no tuvo lugar hasta ya entrado el Cuaternario. Es entonces cuando se desarrolla un sistema lagunar-palustre de desembocadura como respuesta a la instalación de una importante llanura costera, de carácter arenoso que estaría alimentada por los grandes sistemas de abanicos aluviales que procedentes de los relieves de alrededor, alimentarían un colector que atravesando axialmente el Campo de Cartagena (SILVA 1994), desembocaría en la zona del Mar Menor. En esta hoja de Torre-Pacheco y en la contigua, por el Este, de San Javier, estas facies, entonces, estarían alimentadas por los materiales de las circundantes Sierras de Carrascoy, al Norte, y de Cartagena, al Sur.

Pero, por entonces, al Mar Menor accedía el Sistema Fluvial del Guadalentín (desde la hoja de Totana), situación que se mantiene hasta que en el Pleistoceno Medio la propagación hacia el Norte de las fallas N-S del Graben de Mazarrón, desconecta al antiguo Guadalentín de su desembocadura en el Mar Menor. Este hecho da lugar a la formación de la Depresión del Guadalentín, pero ya de carácter endorreico, y al abandono del Campo de Cartagena, donde la sedimentación lateral, en forma de grandes abanicos aluviales, y los encostramientos calcáreos, se generalizan.

Paralelamente a este proceso tiene lugar la estructuración de los frentes montañosos de falla, originada por un cambio en las direcciones de esfuerzo desde NE-SO a N-S, y que hace que los movimientos verticales sean más importantes que los horizontales a lo largo de las fallas (SILVA *et al.*, 1992a; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE 1992; SILVA 1994). Una vez iniciada la reestructuración, con el levantamiento de los grandes relieves, en este caso las Sierras de Carrascoy y Cartagena, se inicia la sedimentación de los abanicos aluviales que por sus características se han agrupado, en la Depresión del Guadalentín, en tres fases. La primera es la originada por la reactivación principal (SILVA 1992 a y b). La segunda tiene lugar una vez reestructurado el relieve y en sus depósitos se refleja un amortiguamiento de la elevación tectónica de los frentes de falla. Esta segunda fase es la que da lugar a los abanicos con superficies convexas que actualmente se ven adosados a los frentes montañosos. Posteriormente, el amortiguamiento continúa, lo que unido al proceso de extensión de las cuencas de drenaje de los abanicos en su interior, produce una drástica reducción del aporte de sedimentos y tiene

lugar la tercera fase de abanicos aluviales, abarcando la parte final del Pleistoceno Superior y el Holoceno.

Este modelo, aplicable a la Depresión del Guadalentín (vertiente Norte de la Sierra de Carrascoy), es mucho más simple para el Campo de Cartagena (vertiente Sur), área donde se sitúa el territorio que representa la hoja de Torre-Pacheco. Aquí se resuelve en un encajamiento progresivo de los diferentes sistemas aluviales procedentes de la vertiente Sur de la Sierra de Carrascoy, abarcando todo el Pleistoceno. SOMOZA *et al.*, (1989) diferencia cuatro sistemas de abanicos aluviales a los que denomina como: Sistema de Rebate, Sistema de Campoamor, Sistema de la Murta y Sistemas Holocenos. Los dos primeros sistemas constituyen un techo de piedemonte escalonado que se observa claramente en la contigua hoja de Murcia y sobre ellos se observa un desarrollo de calcreta generalizado. La evolución y encajamiento de los sistemas aluviales está dirigido por la elevación progresiva de la Sierra, la tectónica regional y el encajamiento de los sistemas fluviales axiales como las Ramblas de Fuente Álamo y del Albuñón, pero también es consecuencia, en gran medida, de la importante bajada del nivel de base que tuvo lugar durante el último máximo glaciar hace c.a. 18 ka BP.

Los movimientos tectónicos dan lugar a que los abanicos aluviales se orienten en una determinada dirección. Los más antiguos, es decir, los que tienen encostramientos calcáreos, siguen ciertas alineaciones tectónicas, principalmente las de fracturas N 120-150°. Pero a partir del Sistema de la Murta, tercer sistema de los definidos por SOMOZA (1989), los abanicos se ven afectados por una flexura E-O, produciéndose un cambio de dirección de N 150° a N 90°. Esta influencia sobre la dirección de crecimiento de los sistemas parece indicar el comienzo de la actuación de los ejes E-O, los cuales condicionan la morfología del área costera hasta Alicante (SOMOZA 1989). Los sistemas más recientes que ya se desarrollan a favor de la flexura E-O, están más influenciados por los movimientos del nivel.

Todo este proceso es el que antecede a la instalación de la red fluvial actual, pero existen además otros, de diverso carácter, que contribuyen a modelar el relieve local. No puede olvidarse, sin embargo, la importante modificación que ha sufrido el paisaje como consecuencia de la actuación humana y que se refleja tanto en las labores agrícolas como en la creación de grandes infraestructuras.

3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL

La morfogénesis actual en la hoja de Torre-Pacheco, está altamente influenciada por los procesos neotectónicos, íntimamente relacionados con la sismicidad y también por la tendencia semiárida del clima. Por lo que se refiere a los dos primeros, existen multitud de datos que se encuentran registrados y catalogados en el Atlas de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) y en los Mapas Geotectónico y Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia (BAENA *et al.*, 1993).

La sismicidad de la Región de Murcia se encuadra dentro de la provincia sismotectónica del SE peninsular que se extiende hasta el Magreb, en el Norte de África. Esta actividad sísmica está relacionada con el proceso de convergencia y colisión N-S de las placas Euroasiática y Africana. 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 Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales que constituye una zona de cizalla a 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 las Béticas, durante el Neógeno y Cuaternario (MONTENAT *et al.*, 1987; SILVA *et al.*, 1993). La Depresión del Guadalentín, al Norte de la Sierra de Carrascoy, y de la que ya se ha hablado con anterioridad, se corresponde con la zona de desplazamiento principal de esta gran cizalla cortical (SILVA *et al.*, 1993). En esa depresión se han catalogado más de cien eventos sísmicos, además de las réplicas más importantes de los terremotos de Lorca (1977/1978), Alcantarilla (1966) y los más recientes de Mula (1999) que se han dejado sentir en la zona con intensidades máximas de V-VI grados y magnitudes superiores a 4 mb.

En la zona del Mar Menor y en el Campo de Cartagena disminuye la sismicidad en relación al Corredor del Guadalentín o al Valle del Segura. Sin embargo hay datos de subsidencia en la zona axial del Campo de Cartagena y en la parte exterior del cordón litoral, así como tasas de elevación en el área de las Salinas de San Pedro (hoja de San Javier), todo ello con posterioridad al Tirreniense III (SOMOZA 1993).

Por lo general la sismicidad registrada en la zona es moderada, 5,5 mb, y de carácter superficial, aproximadamente 30 Km, con una concentración de focos alrededor de los 10 km de profundidad (SANZ DE GALDEANO *et al.*, 1995), de hecho, desde la Falla de Lorca-Alhama de Murcia hasta la costa de Cartagena, el 90% de la sismicidad registrada se sitúa en el intervalo de 9-11 km (MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*, 2000).

La peligrosidad sísmica de la zona puede catalogarse de media-alta comparada con el resto del territorio español. Lo cierto es que los valores máximos se hallan en la zona de Murcia y Orihuela, seguidas del municipio de Lorca, Alhama, Fuente Álamo, Totana y Mazarrón.

En cuanto a los procesos de inundación y sedimentación, algunas ramblas y las zonas más distales de los abanicos aluviales pueden constituir áreas de peligrosidad dentro del territorio murciano. Aunque es cierto que hay sectores que han sido más afectados (Murcia, Lorca, Cartagena, Valle del Segura, etc.) que este del Campo de Cartagena, también aquí se han sufrido los efectos de la climatología, tanto en las principales ramblas procedentes de la Sierra de Carrascoy, con alta torrencialidad, como en las áreas próximas al Mar Menor, donde la suave topografía y la subsidencia pueden favorecer la acumulación de agua. Ahora bien, todos estos episodios están relacionados con periodos de grandes lluvias, muy localizadas en las cabeceras de las Sierras de Carrascoy y de Cartagena.

Por lo que se refiere a los procesos de erosión los más importantes suelen estar ligados al encajamiento de las ramblas, siendo la Rambla de Fuente Álamo la que ofrece los escarpes más netos. También se reconocen procesos de incisión vertical en las sierras del Suroeste y en el Cabezo Gordo, aunque no son de gran envergadura y marcas de arroyada difusa sobre las superficies de los abanicos aluviales y que definen claramente la circulación del agua no encajada.

Ahora bien, la mayor alteración en la hoja de Torre-Pacheco es la debida a la acción del hombre ya sea por las necesidades y consecuencias del laboreo agrícola o por la nueva urbanización.

4. TECTÓNICA

En esta Hoja, al igual que en las Hojas adyacentes, aparecen macro y microestructuras características de la Zona Interna Bética. En los materiales cartografiados solo afloran unidades nevadofilábrides del Manto del Mulhacén.

4.1. DISPOSICIÓN ACTUAL DE UNIDADES

Las dos unidades Nevado-Filábrides pertenecientes al Manto del Mulhacén y que se han denominado unidad Inferior y Superior no se encuentran relacionadas espacialmente de manera directa en los afloramientos cartografiados. La unidad inferior del Manto del Mulhacén se encuentra en el sector suroccidental en el entorno de las Sierras de los Gómez y de Los Victorias, en tanto que los materiales de la Unidad Superior afloran en el sector nororiental (Cabezo Gordo). Ambos afloramientos se encuentran desconectados en el ámbito de la llanura cuaternaria del Campo de Cartagena. Lo reducido de los afloramientos, la presencia de sólo dos unidades nevadofilábrides y su desconexión, no permiten, en esta Hoja, ir más allá de realizar una descripción general de los conceptos tectónicos del ámbito general de las ZIB en esta área.

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

Estructuras compresivas.

Cabalgamientos e imbricaciones. La superposición inicial de las unidades tanto alpujárrides como nevadofilábrides es una de las estructuras más notables de la región, aún cuando los contactos entre dichas unidades hayan sido posteriormente afectados por importantes movimientos, especialmente los de extensión que serán descritos más adelante, y que por tanto en los contactos entre dichas unidades actualmente se observen estructuras distensivas.

La dirección de emplazamiento hacia el N o NO de las unidades parece avalado por diversas microestructuras, entre ellas micropliegues de dirección E-O y también por los grandes

pliegues de igual dirección, así como estructuras SC cerca del contacto entre unidades. Los micropliegues de esta dirección presentan sus planos axiales paralelos a la foliación principal y ligeramente buzantes hacia el Sur y por tanto convergencia hacia el Norte.

Dentro de cada unidad existen además diversas imbricaciones que presentan vergencias tanto hacia Norte como hacia el Sur, mientras que en los contactos entre diferentes unidades predominan las vergencias hacia el Norte.

Micropliegues de vergencia Norte. Se trata de pliegues apretados que se reconocen sobre todo dentro de las filitas de la base de las unidades alpujárrides, en donde se observa que sus planos axiales son paralelos a la foliación principal. No obstante, en algunos puntos se han conservado pliegues de escala decamétrica de esta generación, que aparecen como pliegues tumbados conservados en materiales calcoesquistosos. La vergencia generalmente es hacia el Norte y su formación estaría relacionada con la estructuración principal de los contactos entre complejos y, en parte también, con la superposición de unidades. Esta generación podría correlacionarse con los observados en algunas unidades nevadofilábrides, fundamentalmente en las del Manto del Mulhacén.

Pliegues E-O de mayor escala. Presentan en no pocos casos doble vergencia, siendo precisamente éstos los que mejor se observan a gran escala, mientras que a escalas menores son más abundantes los de vergencia Norte. Su origen parece relacionado con la superposición de unidades (aunque esta superposición haya sido modificada en parte por las demás estructuras que se describen más adelante) pudiéndose considerar como de una etapa tardía de los primeros movimientos que produjeron la superposición de las mismas. Los ejes asociados a este plegamiento tienen una orientación comprendida entre N60°E y E-O (aunque a veces pueden estar afectados por estructuras posteriores como fallas de desgarre, etc., que pueden modificar esta dirección) y que queda reflejada en la cartografía, de manera que los contactos entre las diferentes unidades están orientados fundamentalmente según esa misma dirección.

Como ya se ha indicado estos pliegues presentan vergencias tanto al Norte como al Sur, dando en ocasiones una característica geométrica en "seta", que queda bien conservada en las formaciones carbonatadas de las unidades alpujárrides del sector adyacente a esta Hoja (Sector del Portús en la Hoja de Cartagena). En las filitas son menos corrientes, si bien se observan en el núcleo de anticlinales y sinclinales, sobre todo en intercalaciones de calcoesquistos. Dentro de las filitas estos pliegues pueden llegar a ser muy apretados. Predomina la vergencia Norte sobre la vergencia Sur y es característica la disarmonía de los pliegues, condicionada por la diferente competencia de los materiales, observándose desde pliegues muy apretados a pliegues suaves, éstos últimos sobre todo en carbonatos.

Pliegues con ejes N-S a N25°E. Se han observado tan sólo a escala microestructural y su característica principal es que su plano axial es horizontal, o ligeramente buzante al ESE, con vergencia hacia el Oeste. Están afectados por los pliegues antes señalados, dando en ocasiones interferencias en gancho, observadas sobre todo en las filitas de unidades alpujárrides y en los

esquistos nevadofilábrides. Es importante diferenciar estos micropliegues de otros paralelos asociados a la extensión, los cuales, a diferencia de los del sistema que se está tratando, no están afectados por los sistemas de plegamiento con ejes E-O.

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

Las medidas y direcciones de traslación que se dan a continuación de manera resumida, se han tomado principalmente en los contactos entre las diferentes unidades o cerca de los mismos así como entre los diferentes complejos. En la parte más oriental del sector que se está tratando, se han observado dentro del *Complejo Nevado-Filábride*, cerca del contacto con la unidad alpujárride de San Julián, entre otras, estructuras como boudines con ejes de dirección media N155°E, con dirección de extensión tectónica OSO-ENE; lineaciones de estiramiento de dirección media N77°E; fallas de bajo ángulo con microestructuras asociadas, de tipo SC, etc. con dirección media de los planos de falla N165°E y, sentido de movimiento del bloque de techo hacia el OSO.

El contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride está representado por una banda de cataclasitas que afecta a las filitas de la Unidad alpujárride de San Julián y los esquistos del Manto del Mulhacén o a los del Manto del Veleta, cuando los anteriores han sido omitidos totalmente por la extensión. En esta banda de cizalla se han encontrado tanto en uno como en otro complejo estructuras extensionales como boudines con ejes de dirección media N175°E, dirección de extensión tectónica OSO-ENE; estructuras SC ligadas a fallas de bajo ángulo, sentido de movimiento hacia el S – SE; fallas de bajo ángulo con estructuras SC asociadas, etc., dirección media de los planos de falla N170°E, sentido de movimiento hacia N260°E.

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

Estructuras miloníticas asociadas a la extensión se observan también en el contacto entre las dos unidades del Nevado-Filábride, que indican direcciones de adelgazamiento similares a las anteriores. Esta tectónica extensional hace desaparecer por completo en la mayoría de las verticales de esta Hoja el Manto del Mulhacén y las unidades alpujárrides más bajas del sector.

Estructuras extensionales frágiles se observan además de en los contactos entre diferentes complejos o unidades tectónicas, en los contactos entre diferentes formaciones de una misma unidad, fundamentalmente entre los carbonatos y las metapelitas infrayacentes, formándose una banda cataclástica donde aparecen mezcladas.

4.3. 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 Serravallienense pero sobre todo son posteriores. De los diferentes juegos de fracturas que actúan tras la etapa extensional el más antiguo y el más importante desde el punto de vista de su influencia en la configuración actual de los conjuntos de materiales es el siguiente:

Fallas de desgarre dextrorsas ENE-E-O. En todo el sector estudiado se ha observado un juego de fallas con direcciones comprendidas entre N85°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 dextrorsa.

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

Juego de fallas de desgarre sinistroso NE-SO. Se trata de un juego de fallas cuya dirección oscila entre N40°E y N60°E. Los planos de este juego de fallas son predominantemente verticales y sus estrías horizontales, pero a diferencia del anterior, su movimiento es sinistroso. Mientras que el sistema anterior no siempre afectaba a los sedimentos serravallienenses, este sistema sí lo hace. Esto, junto con el hecho evidente de que suele afectar al sistema anterior, indica que es posterior al mismo.

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

SÍNTESIS

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

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

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

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

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

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. AFLORAMIENTOS Y TIPOS DE ROCAS VOLCÁNICAS

En la Hoja de Torre-Pacheco afloran rocas basálticas alcalinas de edad Pliocuaternaria, significativamente ricas en xenolitos ultramáficos y granulíticos. Los afloramientos son la terminación septentrional de la zona de rocas basálticas que aparece más extensamente inmediatamente al Sur, en la Hoja 977 (Cartagena). Por otro lado, en esta hoja se encuentra un afloramiento de rocas lamprofíticas, situado a unos 2.5 km al Oeste de la localidad de Aljorra (Cerro de la Cabezuela).

5.1.1. Rocas Basálticas Pliocuaternarias (15)

En esta Hoja los afloramientos se reducen al Cerro Blanco y la zona de Los Pérez, que aparecen situados sobre esquistos negros de Complejo Nevado-Filábride (Sierra de Los Gómez), y fosilizado por la llanura cuaternaria.

5.1.1.1. *Antecedentes y edad*

Estas rocas han sido objeto de numerosos trabajos específicos, muchos de ellos concentrados especialmente en el estudio de los nódulos ultramáficos, y de otros tipos de xenolitos presentes en ellas (e.g. SAGREDO 1972, 1973, 1976; NAVARRO FALCONES 1973; BOIVIN 1982; VIELZEUF 1983; DUPUY *et al.*, 1986; CAPEDEI *et al.*, 1989; ARAI *et al.*, 2003 y BECCALUVA *et al.*, 2004). Datos adicionales pueden encontrarse en los trabajos de LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980); Bellón *et al.*, (1983); BENITO *et al.*, (1999); TURNER *et al.*, (1999) y DUGGEN *et al.*, (2004).

BELLÓN *et al.*, (1983) calcularon edades K/Ar de 2.6-2.8 Ma para muestras de este grupo de rocas procedentes de la Hoja de Cartagena.

5.1.1.2. *Tipos de afloramientos*

Se trata de cuerpos aislados y de pequeño volumen, de color muy oscuro y que parecen ser los restos muy erosionados de un número reducido de edificios volcánicos monogenéticos.

La mayoría de los afloramientos son coladas de lava emitidos por estos cuerpos. En algunos puntos se reconocen facies volcanoclásticas que se originaron en las fases más explosivas de actividad, y que originariamente constituirían conos de Zinder, de dinámica subestromboliana.

5.1.1.3. *Descripción petrográfica*

Macroscópicamente las rocas son de color oscuro, de marrón a negro, con tonos verdosos en zonas más alteradas. Varían de rocas masivas con poco contenido en vacuolas a escorias. Las vacuolas no suelen estar rellenas de material secundario.

A simple vista los únicos fenocristales distinguibles son olivinos, pero es llamativa la abundancia de xenocristales (olivino, piroxeno, kaersitita, cordierita, etc.) y sobre todo de xenolitos, de muy variada naturaleza, que van desde fragmentos de sedimentos neógenos (muy afectados térmicamente), así como fragmentos de rocas carbonatadas y esquistos, y una alta proporción de xenolitos de rocas ultramáficas (peridotitas, piroxenitas, hornblenditas), y de granulitas.

Al microscopio los basaltos son microporfídicos, con una baja proporción (<20%) de microfeno-cristales (< 0.4 mm) de olivino y piroxeno, de pequeño tamaño, y que pasan gradualmente a la matriz. La matriz es microcristalina o microlítica, y está compuesta por piroxeno, plagioclasa, olivino, vidrio, y en ocasiones magnetita, y esferulitos de analcima. En las muestras más

vesiculares la matriz es criptocristalina y la cantidad de fenocristales es muy baja. Se reconocen también rellenos secundarios de ceolitas y carbonatos. La cantidad de xenocristales es elevada, y suelen alcanzar mayores tamaños y a veces mayor cantidad que los fenocristales. Estos xenocristales son de ortopiroxeno, olivino, plagioclasa, cordierita y megacristales de anfíbol pargasítico.

Los fenocristales de *olivino* son los más abundantes y aparecen con contornos euhédricos, bipiramidales a tabulares, parcial o totalmente alterado a iddingsita, y con engolfamientos. En las facies más escoriáceas se presentan como cristales con hábitos esqueletales, casi dendríticos. En cambio, los xenocristales y olivinos procedentes de xenolitos desagregados, suelen tener contornos irregulares, menor iddingsitización e inclusiones de espinela.

El *piroxeno* (augita) es también euhédrico o subhédrico, y suele estar poco alterado. Forma la mayor parte de la matriz. Hay también xenocristales de ortopiroxeno, con bordes de reacción y de tonalidad más verdosa, resultado de la disgregación de enclaves ultramáficos en la lava. La *plagioclasa* aparece formando parte de la matriz, donde puede ser muy abundante, llegando a dar texturas bastante fluidales en alguna muestra. Apatito y minerales opacos son accesorios comunes en la matriz. Se reconocen también grandes xenocristales de plagioclasa, con bordes de reacción.

Es llamativa la abundancia y variedad de xenolitos en este grupo de rocas. Los *xenolitos ultramáficos* son de pequeño tamaño (<20 cm) y representan muestras directas del manto superior. Los más comunes son peridotitas (lherzolitas y harzburgitas), formadas por olivino (80%) con cantidades menores de ortopiroxeno, clinopiroxeno (<12%), espinela (<2%), y a veces algo de plagioclasa, en una textura allotromórfica heterogranular (protogranular). Otros nódulos ultramáficos son más oscuros y contienen además proporciones variables de orto y clinopiroxeno, anfíbol pargasítico y/o flogopita. En ocasiones estas facies se muestran como venas tabulares dentro de la peridotita (nódulos compuestos), sugiriendo un origen por percolación de magmas hidratados ricos en K a través de la peridotita (BECCALUVA *et al.*, (2004). A veces se observan texturas poikilíticas de tipo acumulado, en las que el anfíbol engloba cristales de augita, olivino y algo de plagioclasa.

Los *xenolitos de granulitas* (VIELZEUF 1983) muestran textura granoblástica, con cristales de cuarzo, plagioclasa, ortopiroxeno, sillimanita, espinela, y/o granate y vidrio. Estos xenolitos se interpretan como muestras de la corteza inferior.

5.1.1.4. Composición

La composición de estas rocas (Tabla 1) se ha estudiado a partir de datos propios de muestras tomadas de la prolongación de los mismos cuerpos en la Hoja 977 (Cartagena) y datos de SAGREDO (1972); DUPUY *et al.*, (1986) y TURNER *et al.*, (1999).

Los datos son bastante homogéneos. Se trata de rocas alcalinas, subsaturadas en sílice (1-9% nefelina en la norma CIPW). En el diagrama TAS (Fig. 5.1a) se clasifican como traquibasaltos, aunque algunos alcanzan ligeramente el campo de las basanitas.

Son rocas algo evolucionadas, que muestran valores medios de Mg (55-65%) y moderado-alto en TiO_2 , K_2O y P_2O_5 . Los contenidos de Tierras Raras (Fig. 5.1b) son típicos de basaltos alcalinos, con patrones convexos y suaves, fraccionados (La/Yb: 32-37), enriquecidos en Tierras Raras Ligeras, y sin anomalía de Eu. Los contenidos en otros elementos incompatibles son típicos de magmas alcalinos intraplaca.

Las relaciones isotópicas de Sr (0.70454-0.70560) y Nd (0.5126) (CAPEDRI *et al.*, 1989; TURNER *et al.*, 1999; BECCALUVA *et al.*, 2004) muestran valores típicamente mantélicos.

Las relaciones isotópicas de los xenolitos anhidros (sin pargasita o flogopita) son también mantélicas. En cambio, los xenolitos hidratados muestran caracteres isotópicos indicativos de un metasomatismo en el manto ligado a posibles procesos de subducción (BECCALUVA *et al.*, 2004).

Mayores (%)	Peñas Blancas	Cerro Negro	Bolete	Trazas (ppm)	Peñas Blancas	Cerro Negro	Bolete	Trazas (ppm)	Peñas Blancas	Cerro Negro	Bolete
SiO ₂	48.14	46.51	45.71	Zr	292.2	277.4	309.4	Sn	1.23	1.08	1.24
TiO ₂	2.53	2.47	2.55	Li	11.61	12	10.38	Tl	0.23	0.15	0.2
Al ₂ O ₃	16.6	15.3	16.11	Rb	17.06	59.32	18.35	Pb	8.04	7.67	7.84
Fe ₂ O ₃	9.84	9.73	9.73	Cs	6.86	6.16	7.95	U	4.18	4.97	4.83
MnO	0.16	0.16	0.16	Be	2.21	2.43	2.71	Th	20.74	19.35	20.63
MgO	5.71	7.66	5.71	Sr	948.89	906.62	1251.9	La	59.58	54.54	61.28
CaO	8.55	9.71	9.13	Ba	899.96	827.74	893.98	Ce	112.73	103.61	114.7
Na ₂ O	4.48	3.78	4.07	Sc	15.33	14.57	13.69	Pr	12.21	11.51	12.29
K ₂ O	1.25	1.94	1.14	V	203.78	194.98	198.37	Nd	46.77	44.13	46.12
P ₂ O ₅	0.84	0.75	0.79	Cr	164.41	203.65	125.15	Sm	9.08	8.06	9.13
LOI	1.29	1.88	2.61	Co	32.1	33.21	30.56	Eu	2.64	2.47	2.71
SUMA	99.39	99.89	97.72	Ni	100.8	145.41	81.4	Gd	7.18	6.86	6.96
				Cu	40.39	32.24	37.07	Tb	1.02	0.96	0.96
				Zn	108.4	100.8	106.23	Dy	4.98	4.75	4.65
				Ga	23.66	19.97	23.51	Ho	0.89	0.85	0.82
				Y	24.12	22.5	23.4	Er	2.19	2.06	2.12
				Nb	89.62	85.63	96.83	Tm	0.3	0.3	0.28
				Ta	5.04	4.92	5.48	Yb	1.69	1.72	1.65
				Hf	6.04	5.94	6.57	Lu	0.26	0.24	0.26
				Mo	4.01	4.33	4.82				

TABLA 5.1. Elementos mayores y en trazas de los basaltos Pliocuaternarios analizados de muestras de los mismos cuerpos volcánicos que afloran en la Hoja 977 (Cartagena).

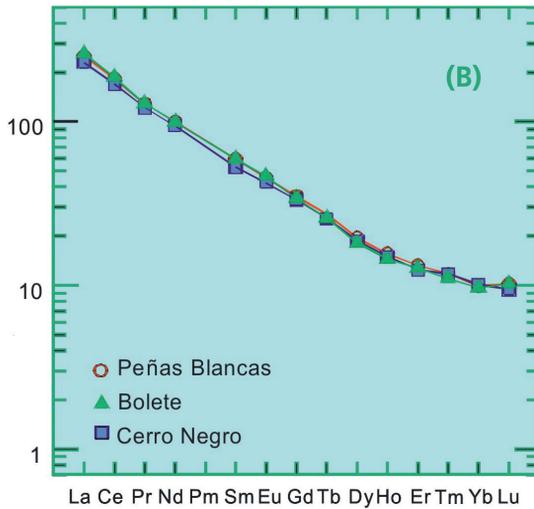
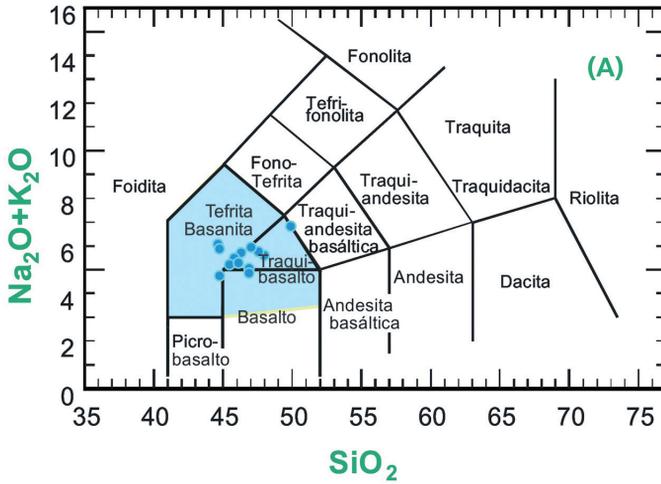


Figura 5.1. (A) Puntos representativos de los análisis de basaltos (datos propios) en la clasificación TAS (Le BAS et al., 1986. **(B)** Patrón de Tierras Raras, las tres muestras analizadas de basaltos de distintas localidades. Valores normalizados con valores condriticos de SUN y McDONOUGH (1989).

5.1.2. Lamproítas de Aljorra (10)

En la hoja aparece un afloramiento de rocas lamproíticas, situado a unos 2.5 km al Oeste de la localidad de Aljorra (Cerro de la Cabezuela), próximo a la Sierra de los Gómez, que está

constituida por esquistos oscuros del Complejo Nevado-Filábride. De hecho el cuerpo de lamprofitas de Aljorra aparece como elemento intrusivo en dichos esquistos.

5.1.2.1. *Antecedentes y edad*

Estudios previos y datos geoquímicos o mineralógicos de estas rocas se pueden encontrar en PELLICER (1973); VENTURELLI *et al.*, (1984); BENITO *et al.*, (1999). No han efectuado dataciones radiométricas directamente a estas rocas, pero por comparación con el conjunto de rocas lamproíticas del Sureste peninsular, su edad puede establecerse muy probablemente en el fin del Tortoniense o en el Messiniense (BELLÓN *et al.*, 1983).

5.1.2.2. *Tipos de afloramientos*

El cuerpo volcánico es de reducidas dimensiones (600 x 300m). En su interior está formado por roca masiva, de colores grises a rojizos, bastante diaclasada. En los bordes del cuerpo pasa a facies más vacuolares y a brechas, que a veces contienen xenolitos de esquistos y cuarcitas (Pellicer 1973).

5.1.2.3. *Descripción petrográfica*

Las rocas son afaníticas, de grano muy fino, poco o nada vesiculares, con cristales visibles de olivino. Al microscopio presenta texturas porfídicas holocristalinas, con fenocristales (<1mm) euhédricos o subhédricos de olivino (15%) y diópsido (5%), en una matriz muy rica en sanidina, con algo de diópsido, flogopita, apatito, opacos y posiblemente carbonato magmático, con muy escaso vidrio. La sanidina suele formar cristales poikilíticos que engloban a otros minerales en la matriz. A diferencia de otras rocas lamproíticas de Murcia, la flogopita es muy escasa como fenocristal (<1%). En zonas de coloración más rojiza (oxidación) se encuentra además ortopiroxeno. La alteración secundaria localizada produce óxidos de hierro, minerales de arcilla, ceolitas y carbonatos.

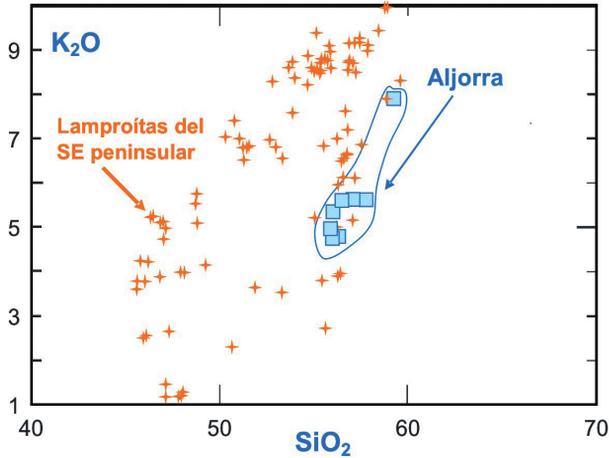


Figura 5.2. Posición de las lamproitas de Aljorra en comparación con otras lamproitas del Sureste de España, en el plano SiO_2 - K_2O . Datos de Aljorra procedentes de PELLICER et al., (1973); VENTURELLI et al.; (1984) y BENITO et al., (1999)

5.1.2.4. Composición

En cuanto a la composición, los datos disponibles (PELLICER 1973; VENTURELLI *et al.*, 1984; BENITO *et al.*, 1999) muestran que las rocas pertenecen a una serie ultrapotásica, semejante a las lamproitas "típicas del SE de la península", con contenidos moderados en SiO_2 (54-59%) y P_2O_5 (0.6-0.9), y altos en MgO (6.9-10%), K_2O (4.8-7.8) y así como una alta relación K_2O/Na_2O (Fig. 5.2).

5.2. ROCAS METAMÓRFICAS

5.2.1. Materiales del Complejo Nevado-Filábride

5.2.1.1. Manto del Mulhacén

5.2.1.1.1. Esquistos oscuros con granates (4)

Composición mineralógica

Minerales principales: cuarzo, mica incolora, granate, clorita.

Minerales accesorios: grafito, minerales opacos, turmalina, apatito.

Descripción de las rocas

Las rocas de esta formación son micaesquistos grafitosos con granate con texturas predominantes granoblástica y lepidoblástica debidas a la alternancia a escala microscópica de niveles más ricos en *cuarzo* con otros en los que predomina la *mica incolora*. El *grafito* se concentra preferentemente en los niveles con mica incolora. Ésta aparece como agregados fusiformes de cristales de pequeño tamaño orientados paralelamente a la esquistosidad y, frecuentemente, crenulados. En algunas muestras los niveles ricos en cuarzo presenta texturas típicas de milonización: granos alargados, extinción ondulante, textura en mortero.

El *granate* se encuentra como porfiroblastos mayoritariamente xenomorfos y con un tamaño de grano muy homogéneo (en torno a 0,75 mm). Las inclusiones dentro de ellos son muy escasas. Los porfiroblastos de granate son precinemáticos con respecto a la foliación principal de la roca, como se deduce por los cristales de mica que rodean a los granos y las sombras de presión con cuarzo y, ocasionalmente, agregados tabulares desorientados de clorita.

5.2.1.1.2. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide

Composición mineralógica

Minerales principales: cuarzo, mica incolora, clorita, granate, albita, (cloritoide).

Minerales accesorios: epidota, minerales opacos, turmalina, apatito, circón, rutilo.

Descripción de las rocas

Los niveles más pelíticos de esta formación (**1**) son micaesquistos sin grafito que, ocasionalmente, pueden contener cristales de cloritoide o porfiroblastos de granate. La esquistosidad está marcada por la alternancia de niveles más ricos en *cuarzo* y textura granoblástica y niveles más ricos en cristales y agregados de *mica incolora* y *clorita* con orientación preferente definen la esquistosidad (textura lepidoblástica). Los cristales de cloritoide, minerales opacos, epidota y turmalina están mayoritariamente orientados paralelamente a la esquistosidad. En las rocas más deformadas los niveles ricos en cuarzo presentan texturas miloníticas: granos de cuarzo estirados, deformación ondulante y textura en mortero.

Los *porfiroblastos de granate* aparecen como cristales de xenomorfos a idiomorfos y tamaño muy variable (hasta 6 mm de diámetro). En general contienen inclusiones, que pueden llegar a ser muy numerosas, de cuarzo y opacos y cantidades mucho menores de mica incolora y turmalina. Las relaciones geométricas entre los porfiroblastos de mayor tamaño y la esquistosidad indican que el granate es claramente precinemático con respecto a la foliación principal de la roca. El granate presenta evidencias de reacciones metamórficas de desestabilización, total o parcial, que han dado lugar a la formación de *clorita* en el borde de los porfiroblastos y, en algunos casos, a agregados de *albita* y *clorita*. Estos son especialmente abundantes en las sombras de presión de los porfiroblastos, pero pueden llegar a desarrollarse también como aureolas que rodean por completo a los cristales de granate.

En las rocas que presentan *cloritoide* este mineral aparece concentrado en los niveles más pelíticos como cristales orientados, con hábito prismático o acicular (hasta 0.30 mm) y un leve pleocroismo en tonos verde-azulados. Más raramente se pueden encontrar también cristales de cloritoide orientados oblicuamente con respecto a la esquistosidad y rodeados por ésta.

Entre los minerales accesorios, destacan por su abundancia en algunos niveles la epidota, la turmalina, con cristales fuertemente zonados e intenso pleocroismo en tonos verdes, azulados y pardos, y un mineral opaco, probablemente ilmenita, con hábito columnar o acicular orientado paralelamente a la foliación.

En esta formación se pueden encontrar todos los términos intermedios entre micasquistos y cuarcitas (**2**). Éstas raramente son puras desde el punto de vista mineralógico y, junto al cuarzo mayoritario, contienen siempre cantidades variables de mica incolora, clorita, granate, turmalina y epidota.

5.2.1.1.3. Mármoles (**3** y **5**)

Composición mineralógica

Minerales principales: calcita, cuarzo, mica incolora, biotita, tremolita.

Minerales accesorios: minerales opacos, grafito.

Descripción de las rocas

Las mayores variaciones texturales observables en los mármoles de la Formación carbonatada dependen de la variación en la cantidad de minerales silicatados que se encuentren en ellos. Así los mármoles más puros presentan una textura granoblástica típica, característica también de los niveles más ricos en calcita de los mármoles más impuros. En éstos, la presencia de silicatos, minerales opacos o, incluso, grafito, da lugar a un bandeado paralelo a la foliación principal. Entre los silicatos, los más abundantes son el cuarzo y la mica incolora, normalmente orientada paralelamente al bandeado. Se han podido identificar también cristales tabulares de plagioclasa y granos de anfíbol incoloro, de probable composición tremolítica.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el registro sedimentario de la Hoja de Torre-Pacheco, 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 se atenderá a las propuestas fundamentadas en estudios regionales y más coherentes con los datos obtenidos en esta Hoja.

Son muy escasos los datos que aportan los escasos afloramientos del registro sedimentario atribuible al Ciclo Hercínico. Las grauwacas con intercalación de rocas carbonatadas de la Unidad 11 son depósitos de plataforma con dominio de tormentas y posiblemente puedan ser correlacionables con los depósitos de la Formación Almogja 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 más 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.

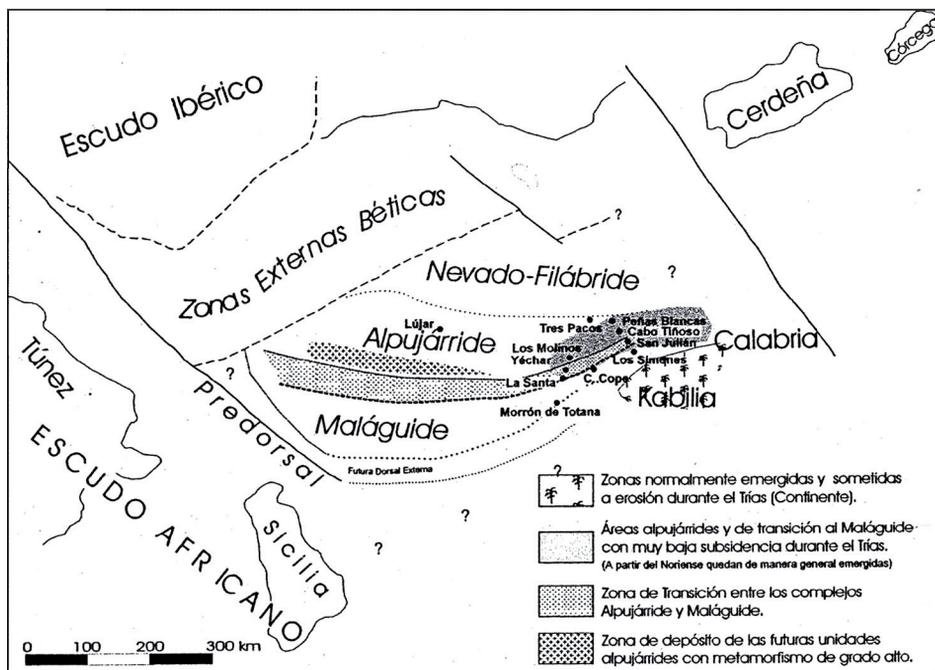


Figura 6.1. Esquema donde se muestra la posición a comienzos del Triásico de los futuros dominios paleogeográficos de las Z.I.B.R. Tomada de GARCÍA TORTOSA 2002. Modificada de Sanz de Galdeano *et al.*, 2001.

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 Kabilide y Calábride. Estos dominios representaban un microcontinente que debió ser el área fuente de los sedimentos detríticos constitutivos de las series estudiadas en esta área. 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 que son la del Alpujarride central y algunos sectores de la Calabria con series similares a los Alpujarrides orientales pero con un registro sedimentario del Noriense bien desarrollado.

La evolución sedimentaria del Triásico de las Z.I.B. podría resumirse como sigue: durante el Scytiense y la mayor parte del Anisiense se instalaron, de manera generalizada, ambientes fluviales y costeros sobre los materiales paleozoicos previos. Los depósitos de dichos ambientes

de carácter siliciclástico se corresponden, de manera general, con las formaciones detríticas inferiores de las distintas unidades tectónicas descritas.

La evolución sedimentaria que se deduce de las secuencias de depósito mejor conservadas en el área de estudio, indica una progresiva disminución de la energía hacia techo junto a un ascenso relativo del nivel del mar. Durante este período se comienza la fracturación del Tethys occidental en su contacto con el Escudo Ibérico. La homogeneidad de las potencias en las formaciones detríticas en esta área, lleva a considerar que esta fracturación es aún muy débil y genera escasa subsidencia diferencial. Es a finales del Anisiense y principios del Ladiniense, cuando el proceso de fracturación se acentúa, generándose un aumento de la subsidencia en determinados sectores, lo que se traduce en diferencias considerables, en cuanto al espesor de los depósitos de esta edad, entre las distintas unidades descritas. Es este periodo, los sistemas fluviales retrogradan debido a la transgresión marina que instaura ambientes mareales, con depósitos de tipo sabkha, 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 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 período, el sector de la Sierra de Almagro debió ser la 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 continua la subsidencia y el depósito durante el Triásico Superior y en periodos prolongados del Jurásico y Terciario.

Como ya se ha citado con anterioridad, estudios geofísicos recientes indican que la corteza continental, en este sector, es anómala en cuanto a su poco espesor (20 a 27 Km). Parte de esta atenuación cortical puede asociarse al rifting mesozoico durante el cual el área de la Z.E.B. se encuadraba en un margen pasivo que rodeaba la Placa Ibérica por su borde meridional VERA (1981); DE RUIG (1992). Este margen se individualizó tras la etapa de rifting intracontinental iniciada en el Lías Medio GARCÍA HERNÁNDEZ (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 Me-

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

En los distintos modelos de evolución de márgenes pasivos que se han propuesto se admite una cierta contemporaneidad entre el final del rifting, el inicio de la subsidencia térmica del margen y la aparición de la primera corteza oceánica; en el caso del margen continental de

las Codilleras Béticas los tres eventos ocurrieron en el tránsito Dogger-Malm. Y si bien no hay argumentos directos -aflorescimientos 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 marino-somero y mareal. En el dominio Subbético los depósitos son de ritmitas carbonatadas con frecuentes estructuras de deslizamiento e intercalaciones de conglomerados y brechas (formaciones Miravetes y Carretero), secuencia característica de una cuenca inestable de pendientes acentuadas; las áreas más internas del Subbético funcionaron como umbral pelágico: emersiones y discontinuidades frecuentes, diques neptúnicos, procesos kársticos.

El intervalo Barremiense-Albiense 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 más internos del dominio Subbético, antes (durante el Albiense 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 más 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. 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 continúa la expulsión hacia el Oeste del "Bloque de Alborán" mediante accidentes transformantes en medio continental, tales como el de Cádiz-Alicante o el Nor-Bético. Estos accidentes juegan como desgarres dextros arrastrando, no sólo a las Z.I.B., sino también a gran parte de las Z.E.B. hacia el Oeste.

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

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 dexas con dirección N60°/70°E. 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 transtensivos. 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 Serravaliense (aproximadamente 9 M.a.). Durante este periodo, el estiramiento que sufrió la Zona Subbética hizo que desapareciera como dominio sedimentario diferenciado al ser arrastrada en la zona frontal del Bloque de Alborán. El volcanismo más antiguo se corresponde con esta edad.

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

A partir del Tortoniense, en lo que se ha venido denominando *época neotectónica* para esta región, la compresión giró de NNO-SSE a ONO-ESE y NNO-SSE, llegando a ser N-S durante el Plioceno Superior y Cuaternario, en consonancia con la compresión general entre Iberia y África (Figura 6.3). Con ello las fallas N60°/70°E 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 destrorso.

A partir del Plioceno son las fallas de dirección general NO-SE y las NE-SO a NNE-SSO las que van a presentar movimientos muy importantes. A destacar entre estos sistemas en el área de estudio el corredor de Puerto Lumbreras-Murcia o del Guadalentín y las del Segura Medio. Para entender su complejo funcionamiento, es necesario recordar que, durante este tiempo, no sólo 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, éstos 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.

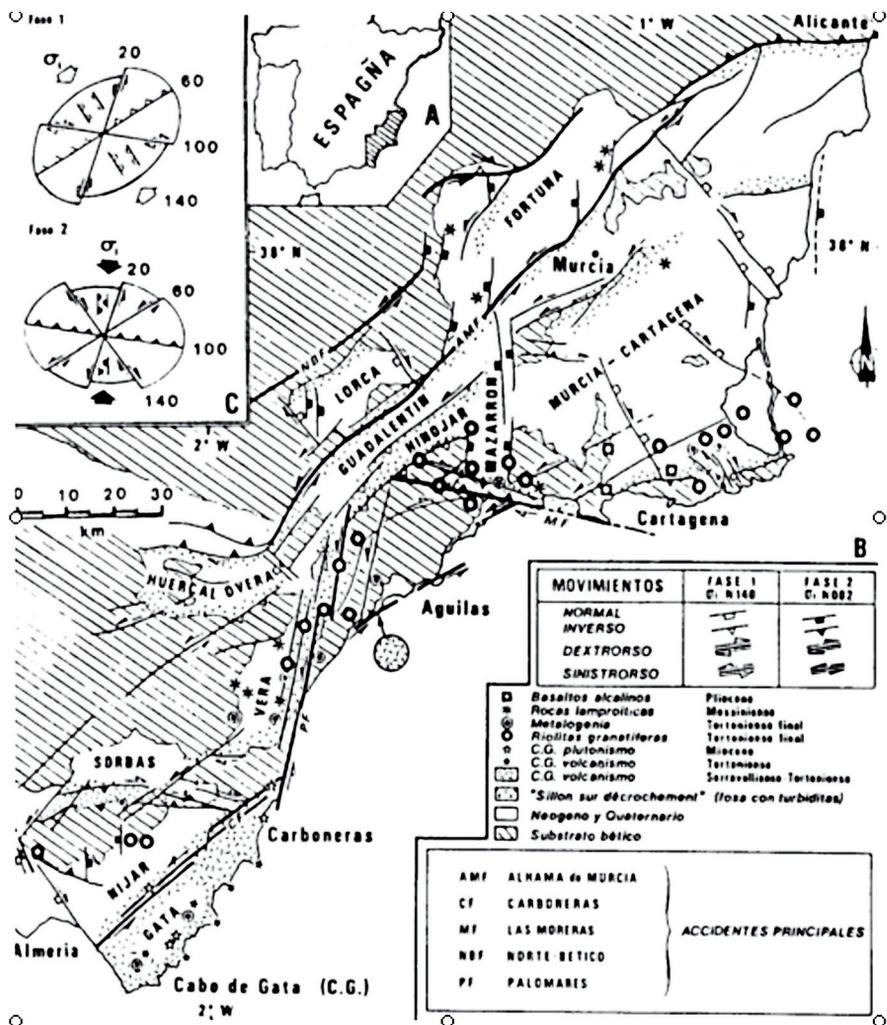


Figura 6.3. Las Cuencas del Neógeno en la Zona Bética Oriental. A) Localización. B) Esquema estructural. C) Sentido de movimiento de los accidentes. Tomado de OTT d'ESTEVOU *et al.*, 1988.

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

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

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: los indicios de la Sierra de Las Victorias y los del Cabezo Gordo dentro de los indicios de minerales metálicos y los de la Rambla de Murta en el capítulo de rocas industriales.

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios de minerales metálicos reconocidos dentro de la Hoja de Torre-Pacheco son de hierro (Fe) en Cabezo del Rey y Minas de Cabezo Gordo y de cobre (Cu) en el indicio de la finca Casa Grande situada en la vertiente nororiental de la Sierra de Las Victorias. Cuadro 7.1.

Casa Grande.- Este indicio se encuentra dentro de la finca Casa Grande, en la proximidad de la carretera de Fuente Álamo a la Aljorra y en la margen derecha de la Rambla de Fuente Álamo (663,30; 4176,70). Se trata de un indicio de malaquita, calcosina y hematites especular con morfología filoniana. Este filón N110°E/30°N, encaja en las cuarcitas, cuarzoquistos y micasquistos del Complejo Nevado-Filábride. Los planos de labores indican que su espesor variaba de 1 a 2 m.

Cabezo del Rey.- Este indicio se encuentra al NE de fuente Álamo y SO de Valladolides, en un otero que domina la planicie de los tramos inferiores de la Rambla de la Murta en su margen izquierda (663,15; 4181,80). El mineral extraído era hematites roja, hematites especular, magnetita, goetita y calcita. La mineralización tiene una morfología estratiforme con dirección y buzamiento N130°/60°N. Se encuentra interestratificada en los mármoles bandeados del Complejo Nevado-Filábride. Los datos de mina indican que se trataba de al menos dos niveles mineralizados con espesores de hasta 7 m y corridas de 350 m.

Minas de Cerro Gordo (NO).- Este grupo minero se encuentra en la ladera NO del Cabezo de Cerro Gordo, al Sur de la Autovía del Mar Menor (684,20; 4186,20). El mineral extraído era hematites roja, hematites especular, magnetita, goetita, siderita, malaquita, pirita, calcopirita y calcita. La mineralización tiene morfología estratiforme y se encuentra interestra-

tificada en los mármoles bandeados del Complejo Nevado-Filábride. Los datos de los planos de labores indican la existencia de una banda de dos metros de espesor conteniendo dos o más niveles mineralizados y una corrida en torno a los 600 m.

Minas de Cerro Gordo (SE).- Situadas en la ladera SE del Cabezo de Cerro Gordo, al Sur de la Autovía del Mar Menor (685,10; 4185,70). El mineral extraído era hematites roja, goetita, hematites especular, magnetita, siderita, pirita, calcopirita, calcita y cuarzo. La mineralización tiene una morfología estratiforme con dirección y buzamiento N170°E/20°-40°E. Se encuentra interestratificada en los mármoles bandeados del Complejo Nevado-Filábride. Los datos de mina indican que se trataba de dos bandas mineralizadas de hasta 3 m de espesor cuyas direcciones y buzamientos eran N100°-130°E/40°-60°NE y N100°-110°E/20°-60°N.

Salvo el indicio de Casa Grande, de cobre y con morfología filoniana, el resto de los indicios descritos cuya paragénesis esta constituida por hematites roja, hematites especular, goetita y magnetita, son encuadrables en el grupo de **mineralizaciones estratoligadas en rocas carbonatadas**, muy abundantes en este sector de la cordillera. El calificativo "estratoligadas" 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 con morfología lentejona 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.), pusieron en evidencia que allí el primero y principal proceso metalo-genético 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.

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, dolomías 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 sólo 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:

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS							
INDICIO N°	COORDENADAS		SUSTANCIA	Provincia/Término Municipal	MINERALOGÍA	MORFOLOGÍA	Observaciones
	X	Y					
1	666300	4176700	Cu	Fuente Álamo	Malaquita, calcosina y hematites	Filoniana	Casa Grande
2	663150	4181800	Fe	Fuente Álamo	Hematites, magnetita y goetita	Estratiforme	Cabezo del Rey
3	684200	4186200	Fe	Torre Pacheco	Hematites roja y especular, magnetita, goetita, siderita, malaquita, pirita y calcopirita	Estratiforme	Minas de Cerro Gordo
4	685100	4185700	Fe	Torre Pacheco	Hematites roja y especular, magnetita, goetita, siderita, malaquita, pirita y calcopirita	Estratiforme	Minas de Cerro Gordo

Cuadro 7.1

MINERALES ENERGÉTICOS Y ROCAS INDUSTRIALES					
INDICIO N°	COORDENADAS		SUSTANCIA	Provincia/Término Municipal	Observaciones
	X	Y			
5	667250	4181500	Ari	Fuente Álamo	
6	664250	4178850	Ari	Fuente Álamo	
7	663500	4180350	Ari	Fuente Álamo	
8	683450	4186200	Ma	Fuente Álamo	
9	684000	4186630	Ma	Fuente Álamo	

Cuadro 7.2

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.

El indicio de cobre de la Sierra de Las Victorias se encuadraría en el grupo de mineralizaciones filonianas y específicamente en un pequeño subgrupo de estas en las que las menas de cobre han sido el objetivo prioritario de la explotación. Suele tratarse de filones que encajan en tramos con facies cuarcítics o de cuarzoesquistos siendo con frecuencia “filones en dirección” subparalelos a las capas y/o esquistosidad principal. En cualquier caso son bastante irregulares y discontinuos con potencias desde centimétricas a métricas y longitudes desde métricas a hectométricas. En algunos indicios son verdaderos “stockwork” de venas centimétricas en zonas de fractura de hasta varios metros de potencia. El relleno filoniano es casi siempre brechoide en el que fragmentos de la roca de caja se encuentran cementados por una mineralización en la que predominan carbonatos de cobre, minerales secundarios de hierro a los que acompañan escasos sulfuros, baritina ocasional y cuarzo.

MOLINA y RUIZ MONTES (1993), los interpretan como productos de relleno epitermal de fracturas distensivas tardías, invocando incluso mecanismos *per descensum* y apuntando que las variaciones paragenéticas son reflejo de ciertas peculiaridades (litológicas, geoquímicas, etc.) del entorno geológico y de la conexión más o menos estrecha con otros procesos como, por ejemplo, el volcanismo terciario tan bien desarrollado en el sector oriental de la Cordillera.

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

En esta Hoja, los recursos de productos de cantera han tenido y tienen un aprovechamiento moderado, como materiales destinados a la construcción. Aunque existen distintos tipos de litologías que han sido motivo de explotación (arcillas para cerámica, arenas silíceas para la industria del vidrio, gravas, calizas, mármoles, rocas básicas, yesos, etc.), es en el capítulo de los áridos de machaqueo y en las rocas ornamentales, donde se encuentra actualmente el máximo de actividad dentro de esta Hoja. Cuadro 7.2

De una parte, se tienen las graveras para áridos detríticos enclavadas en los conglomerados de los abanicos holocenos del borde suroriental de la Sierra de Carrascoy. La situación de las canteras actualmente en actividad es (667,250; 4181,500). La composición de estos conglomerados los incluiría en el grupo de áridos carbonatados-detríticos.

En este mismo grupo, son reseñables tanto por su importancia como por su génesis, un grupo de canteras situadas a lo largo de la Rambla de la Murta, en el extremo NO de la Hoja, en las que se explota o se ha explotado de manera intensiva los depósitos tanto de los abanicos holocenos como los depósitos de rambla. Constituyen un frente de explotación prácticamente continuo a lo largo del cauce con una extensión mínima de 10 Km de los cuales los siete finales se encontrarían en esta Hoja y el resto en la colindante de Totana (Nº 954), con unos frentes activos localizados en (664,250; 4178,850), al Oeste del Cabezo de La Cruz y (663,500; 4180,350), aguas arriba del puente, sobre de la Rambla de la Murta, en la carretera de Fuente Álamo a Corvera. 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 el Cabezo Gordo donde se explotan los mármoles del Complejo Nevado-Filábride.

La localización de los frentes activos en la actualidad es (683450; 418620 y 684000; 4186630). Como es obvio se trata de canteras para áridos carbonatados o áridos de machaqueo.

Los áridos detrítico-carbonatados y los carbonatados son utilizados para la preparación de hormigones, aglomerados asfálticos y morteros hidráulicos, para la manufactura de elementos prefabricados.

En la vertiente meridional del Cabezo Gordo y muy próximo a las Casas de la Aldea se encuentra una cantera que explota el mármol como roca ornamental. Se trata de los mármoles cipolínicos del Complejo Nevado-Filábride descritos en el capítulo 2. Su aprovechamiento va desde su utilización como piedra ornamental a su uso en construcción como piedra de mampostería y sillería.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas

La Hoja de Torre-Pacheco 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 sólo del 15%, el más bajo de toda la península, al ser muy elevada la evapotranspiración.

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

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

En la Hoja de Torre-Pacheco, el clima, según la clasificación climática de Köppen, se incluiría dentro del 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, en general por

debajo de 300 mm/año, y las tasas de evapotranspiración entre 900 mm/año y 950 mm/año, e incluso superiores, 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 (-23°C) con curvatura ciclónica en las capas altas de la atmósfera que dan lugar a la formación de "gotas frías" principalmente durante los meses de octubre y noviembre (Alonso Sarría 2002). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta) dando lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria, que constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (Castillo Requena 1982).

Desde el punto de vista fluvial, el ámbito territorial que nos ocupa está caracterizado por cauces con desagüe directo al Mar Menor que son ramblas efímeras de respuesta hidrológica muy irregular y condicionada directamente a los aguaceros sobre sus cuencas vertientes, a excepción de la rambla del Albuñón que tiene un curso casi permanente de agua debido al ascenso del nivel freático de los acuíferos. 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, cono-

cida 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.

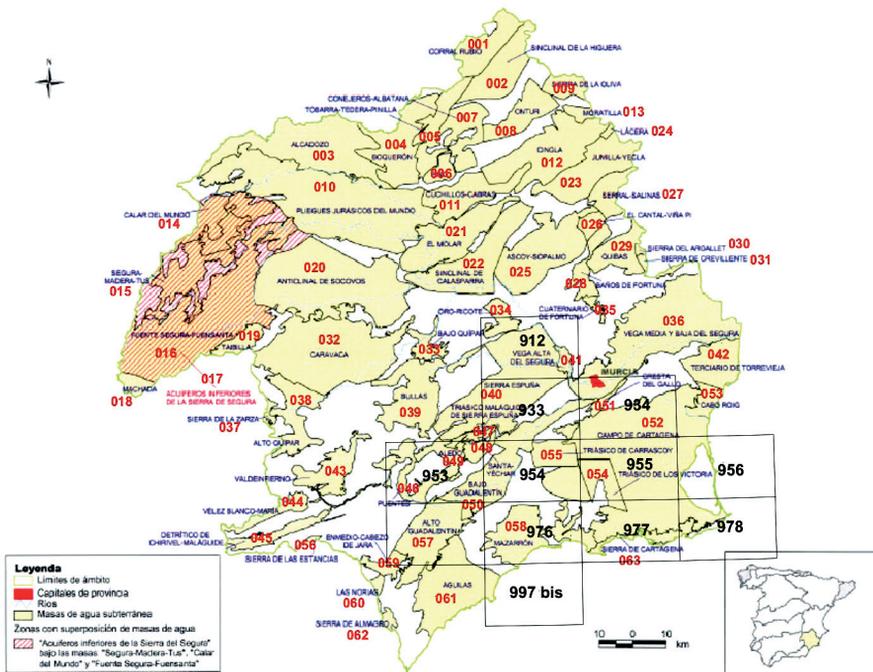


Figura 7.1. Masas de Agua Subterránea en la Cuenca del Segura. MMA (2005).

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-Águilas. 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	COORXUTM	COORYUTM	COTA	NOMBRE_MUN	DES_INAT	PROF	DESCRIPCIÓN_UTILIZACIÓN	VOLUMEN
2738	3	0044	30	678098	4187234	101,9	TORRE-PACHECO	POZO	95	DESCONOCIDO	
2738	4	0045	30	689073	4183686	22,5	SAN JAVIER	POZO CON SONDEO	173	AGRICULTURA	1042
2738	6	0046	30	673036	4174673	69,25	CARTAGENA	POZO CON SONDEO	100	DESCONOCIDO	
2738	7	0011	30	678773	4178624	51	TORRE-PACHECO	POZO CON SONDEO	160	AGRICULTURA	180
2738	7	0054	30	677964	4171928	42	CARTAGENA	POZO CON SONDEO	85	DESCONOCIDO	15
2738	8	0020	30	684934	4173867	15,75	CARTAGENA	POZO CON SONDEO		DESCONOCIDO	572
2738	1	0023	30	666390	4181134	133	FUENTE-ALAMO	SONDEO	260	AGRICULTURA	1000
2738	1	0044	30	666896	4181779	138,55	FUENTE-ALAMO	SONDEO	380	DESCONOCIDO	
2738	1	0052	30	663456	4183160	188	MURCIA	SONDEO	635	AGRICULTURA	1620
2738	1	0053	30	665530	4182867	162	MURCIA	SONDEO	400	AGRICULTURA	1685
2738	1	0054	30	664747	4182073	160	MURCIA	SONDEO	330	AGRICULTURA	900
2738	1	0057	30	661186	4183780	238	FUENTE-ALAMO	SONDEO	430	AGRICULTURA	2644
2738	1	0059	30	663623	4182208	178,5	MURCIA	SONDEO	504	AGRICULTURA	2333
2738	1	0060	30	663838	4181031	161	MURCIA	SONDEO	418	AGRICULTURA	1140
2738	1	0061	30	666600	4182232	147	MURCIA	SONDEO	460	AGRICULTURA	1166
2738	2	0037	30	667277	4182526	142	FUENTE-ALAMO	SONDEO	400	AGRICULTURA	3110
2738	3	0019	30	678493	4186630	94,7	TORRE-PACHECO	SONDEO	314	AGRICULTURA	580
2738	3	0035	30	678578	4184829	82,64	TORRE-PACHECO	SONDEO	250	DESCONOCIDO	
2738	3	0036	30	678578	4184829	82,44	TORRE-PACHECO	SONDEO	140	DESCONOCIDO	
2738	3	0040	30	679373	4185402	83,7	TORRE-PACHECO	SONDEO	410	DESCONOCIDO	
2738	4	0024	30	689073	4183686	22,5	SAN JAVIER	SONDEO	73	AGRICULTURA	667
2738	4	0026	30	686054	4187414	59,5	TORRE-PACHECO	SONDEO		AGRICULTURA	522
2738	4	0050	30	684316	4183197	47,5	TORRE-PACHECO	SONDEO	300	AGRICULTURA	580
2738	4	0055	30	688205	4187446	44,75	SAN JAVIER	SONDEO	290	AGRICULTURA	201
2738	4	0059	30	685049	4184672	44,8	TORRE-PACHECO	SONDEO	260	AGRICULTURA	973
2738	4	0094	30	686694	4180555	19,2	TORRE-PACHECO	SONDEO		DESCONOCIDO	
2738	5	0012	30	661175	4179628	159	FUENTE-ALAMO	SONDEO		AGRICULTURA	466

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORDUTM	COORDUTM	COTA	NOMBRE_MUN	DES_MAT	PROF	DESCRIPCIÓN_UTILIZACIÓN	VOLUMEN
2738	5	0024	30	662661	4178015	127	FUENTE-ALAMO	SONDEO	119	NO SE UTILIZA	
2738	5	0049	30	661768	4178773	143	FUENTE-ALAMO	SONDEO	250	AGRICULTURA	415
2738	5	0050	30	661886	4178021	135	FUENTE-ALAMO	SONDEO	260	AGRICULTURA	720
2738	5	0051	30	662288	4178243	133	FUENTE-ALAMO	SONDEO	380	AGRICULTURA	900
2738	6	0007	30	667466	4178323	106,5	FUENTE-ALAMO	SONDEO	385	DESCONOCIDO	434
2738	6	0016	30	670654	4176794	79,5	MURCIA	SONDEO	152	DESCONOCIDO	453
2738	6	0028	30	671648	4176110	77	CARTAGENA	SONDEO	192	DESCONOCIDO	1200
2738	6	0058	30	667441	4178323	109,43	FUENTE-ALAMO	SONDEO	300	AGRICULTURA	907
2738	6	0059	30	667513	4178022	103	FUENTE-ALAMO	SONDEO	250	AGRICULTURA	751
2738	6	0064	30	671778	4176610	74	CARTAGENA	SONDEO		AGRICULTURA	480
2738	7	0067	30	679423	4178618	50	TORRE-PACHECO	SONDEO	390	DESCONOCIDO	336
2738	7	0068	30	679423	4178618	50	TORRE-PACHECO	SONDEO	146	DESCONOCIDO	336
2738	7	0082	30	680096	4175511	37,5	CARTAGENA	SONDEO	125	DESCONOCIDO	250
2738	7	0107	30	681448	4175599	31	CARTAGENA	SONDEO	115	AGRICULTURA	220
2738	8	0007	30	682389	4171739	26	CARTAGENA	SONDEO	110	DESCONOCIDO	180
2738	8	0021	30	684493	4174897	18	CARTAGENA	SONDEO	80	DESCONOCIDO	572
2738	8	0051	30	682948	4175536	24,13	CARTAGENA	SONDEO	120	AGRICULTURA	
2738	8	0054	30	683516	4177582	27	TORRE-PACHECO	SONDEO		DESCONOCIDO	
2738	8	0071	30	682052	4176094	27	CARTAGENA	SONDEO	130	AGRICULTURA	110
2738	8	0077	30	685848	4175360	14	CARTAGENA	SONDEO	90	AGRICULTURA	130

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.

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

070.052.- Campo de Cartagena

070.054.- Triásico de Los Victoria

La única Unidad Hidrogeológica presente en este mismo ámbito es 07.31. (Campo de Cartagena), que incluye ambas masas.

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), la primera 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 natu-

rales protegidos del Parque Regional de Las Salinas y Arenales de San Pedro del Pinatar y los Paisajes Protegidos del Cabezo Gordo y de los Espacios Abiertos e Islas del Mar Menor.

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

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

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 (a través del acuífero Cuaternario). Hay que tener en cuenta, también, la interconexión interna entre diferentes acuíferos, realizada en condiciones naturales y a través de sondeos deficientemente construidos, que ha sido estimada en un valor medio anual orientativo próximo a 40 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 concreto, en el periodo comprendido entre los años 1991 y 1995 las extracciones desde los acuíferos del Campo de Cartagena aumentaron considerablemente con respecto a las que tienen lugar en épocas de características hidrológicas medias, habiendo sido evaluadas en esta zona, sin incluir el sector de Cabo Roig, entre 98,5 hm³/año y 129 hm³/año (Albacete *et al.*, 2001).

En el sector litoral del Campo de Cartagena, es decir, en aquel donde se localiza la laguna del Mar Menor y el Mar Mediterráneo, únicamente aparecen los acuíferos del Messiniense, Plioceno y Cuaternario, aunque por cuestiones stratigráficas y tectónicas la relación de dichos mares con la unidad hidrogeológica se realiza exclusivamente a través del acuífero más superficial, es decir, del acuífero Cuaternario. En el caso de este acuífero, el ascenso de niveles freáticos mencionado ha producido un notable incremento de su descarga al Mar Menor, con la consiguiente repercusión en la mayor aportación de nitratos procedentes de excedentes del abonado en los cultivos de superficie, siendo éste un caso especial en las relaciones de conflicto entre las extracciones de aguas subterráneas en sistemas acuíferos y la conservación de humedales asociados a los mismos (Pérez Ruzafa y Aragón 2003).

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. Es interesante mencionar que la infiltración de los excedentes del riego con las aguas del trasvase Tajo-Segura (de mejor calidad que la de los acuíferos de la unidad) ha producido sensibles mejoras en la calidad química del agua subterránea.

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 agr-

rias, 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. De acuerdo con los estudios existentes, la interconexión hidráulica entre la unidad del Campo de Cartagena y los mares Mediterráneo y Menor se efectúa a través del Cuaternario, detectándose procesos de intrusión marina en la zona meridional que también podrían afectar al Plioceno, aunque existen incertidumbres al respecto.

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

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

Las aguas del acuífero Plioceno presentan una mineralización generalmente creciente según la dirección de flujo; los valores menores de salinidad se localizan en la zona Noroeste (1.000 a 4.000 mg/l), siendo los más elevados los encontrados entre Torre-Pacheco y Los Alcázares (4.000 a 6.000 mg/l), donde ha sido detectada la existencia de una cuña salina fósil de unos 12 km de longitud y 5 km de anchura media (Mora *et al.*, 1988). La facies predominante es clorurada-sulfatada sódico-magnésica. El contenido en nitratos supera en algunos puntos 50 mg/l como consecuencia de mezcla con aguas del Cuaternario.

070.054.- Triásico de Los Victoria

Esta masa de agua, que aparece en su práctica totalidad dentro de la Hoja, se encontraba anteriormente integrada en la U.H. 07.31. Localizada en las inmediaciones de Fuente Álamo, tiene una superficie de 110 km², pertenecientes a la Región de Murcia. La ocupación general del suelo en el año 2000 era del 92% agrícola (distribuidos a partes iguales entre regadío y seco), 5% como suelo urbano y 3% como suelo forestal.

Los materiales que constituyen esta masa de agua son mármoles paleozoico-triásicos del Manto del Veleta (Complejo Nevado-Filábride). Tienen un espesor de 50 metros y se encuen-

tran, geométricamente, sobre los esquistos y cuarzoesquistos de dicho manto, que forman el impermeable de muro. A techo de los mármoles se sitúan los depósitos cuaternarios compuestos por conglomerados, arenas y lutitas de los glaciares, coluviones y terrazas antiguas.

Los límites de la masa quedan definidos al Sur por los afloramientos de rocas metamórficas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride; al Oeste y Este, por las fallas de Fuente Álamo y Albujión-Lobosillo, respectivamente, de dirección NO-SE, que delimitan el horst bético y provocan el contacto lateral de los materiales permeables con las potentes formaciones margosas de las depresiones de Cuevas de Reylo y Torre-Pacheco; al Norte, limita con los materiales triásicos de la Sierra de Carrascoy mediante una falla que desconecta ambos sectores.

La recarga, estimada en 3,4 hm³/año, procede de la infiltración directa del agua de lluvia (2,4 hm³/año) y los retornos de riego (1 hm³/año). La descarga se realiza por bombeos, en una cuantía de 27 hm³/año. No existen descargas naturales. Existe, por tanto, un acusado desequilibrio entre los recursos renovables y la extracción de agua subterránea, por lo que se procedió a la declaración de sobreexplotación (Junta de Gobierno de CHS de 06/04/2004).

Como consecuencia de este déficit hídrico, el acuífero ha experimentado un importante descenso de nivel del agua, al menos desde el año 1973 en que se comenzó el control piezométrico. La magnitud del descenso medio es del orden de 4 m/año entre los años 1973 y 1978 y de 14 m/año desde 1979 hasta 1982, con posterior atenuación hasta la actualidad.

Las facies predominantes de las aguas subterráneas son las sulfatadas-cloruradas mixtas, no aptas para consumo humano. Las conductividades oscilan entre 3.000 µS/cm y 5.000 µS/cm, con una ligera tendencia ascendente de la salinidad. En el quimismo influyen tanto factores naturales relacionados con las características geológico-estructurales de la formación acuífera y su entorno como antrópicos debidos a la extracción intensiva de las aguas subterráneas.

8.- PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En el área de la Hoja de Torre-Pacheco, se propone como Punto de Interés Geológico el que se denominan Cabezo Gordo (**FIG 1**)

FIG 1.- Al Sur de la autovía del Mar Menor (Murcia-San Javier) y al NE de Torre-Pacheco, en la planicie septentrional del Campo de Cartagena, se levanta de forma brusca el Cabezo Gordo con desniveles superiores a los 200 m sobre la planicie. En una Hoja como esta en la que los afloramientos son escasos esta elevación es ya excepcional desde el punto de vista geomorfológico. Su constitución litológica esencialmente mármoles paleozoicos del C. Nevado-Filábride, son el material que se extrae en las importantes canteras activas que salpican el cabezo. Los magníficos afloramientos que proporcionan los frentes de cantera han permitido definir su estructura como un anticlinal tumbado en cuyo núcleo afloran los esquistos oscuros con granate del Manto del Mulhacén.

9.- BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; PASSINI, G. (1985).- "The Plio-Pleistocene Boundary". *Episodes*, 8, 2: pp. 116-120.
- AGUSTÍ, J. (1986).- "Nouvelles espèces de cricetidés vicariantes dans le Turolien moyen de Fortuna (prov. Murcia, Espagne)", *Geobios* 19 (1), pp. 5-11.
- AGUSTÍ, J.; FREUDENTHAL, M.; LACOMBAT, J.L.; MARTÍN, E.; NAGELI, C. (1990).- "Primeros microforaminíferos del Pleistoceno Superior de la Cuenca de Mula (Murcia, España)". *Rev. Soc. Geol. España*, 3, pp. 289-293.
- AKKERMAN J.H.; MAIER, G. Y SIMÓN, 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.
- ALABERT, J. (1973).- "La province Plombo-Zincifère des Cordillères Bétiques (Espagne Méridionale)". *Essai Typologique*, 148 p. (No publicado).
- ALBACETE, M.; SOLÍS, L.; QUINTANA, J.L.; GIL, F.; GÓMEZ, A.; GÓMEZ, A. Y SÁNCHEZ, M. (2001).- "Bases para una gestión sostenible de las aguas subterráneas del Campo de Cartagena. VII Simposio de Hidrogeología". *AEH. Tomo XXIII*, pp. 13-24. *AEH-IGME. Madrid*.
- 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 Geològica Hispànica. 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. AND YÉBENES, A. (2002).- "Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain)". *Marine Geology*, 186, 337-349.
- ALLERTON, S.; PLATT, J. P.; PLATZMANN, E. S.; MCCLELLAND, E.; LONERGAN, L. (1992).- "Paleomagnetic study of Tectonic rotation Rotations in the Eastern Betic Cordillera, Souther Spain". *En: "Física de la Tierra. Paleomagnetismo y Tectónica en las Cordilleras Béticas" (M. L. Osete y M. Calvo, eds.) Ed. Complutense, Madrid, 4, pp. 185-204.*

- ALLERTON, S.; LONERGAN, L.; PLATT, J.P.; PLATZMANN, E.S. Y 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. Y 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.; 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 melting of restitic xenoliths from the Neogene Volcanic Province of SE Spain". *Tesis Doctoral, Universidad de Padua (Italia)*, 223 pp.
- ARAGÓN, R.; SOLÍS, L. Y HORNERO, J. (1999).- "Características químicas de las aguas subterráneas de la cuenca del Segura. Aptitud de uso y principales fuentes de contaminación". *En: "La contaminación de las aguas subterráneas: un problema pendiente". ITGE-AIH. pp.* 363-372.
- ARAGÓN, R. (2003).- "Las aguas subterráneas de la cuenca del Segura: problemática y oportunidades". *Hidropres*, 39, agosto-octubre 2003. Madrid. pp. 52-62.
- ARAI, S.; SHIMIZU, Y. Y GERVILLA, F. (2003).- "Quartz diorite veins in a peridotite xenolith from Tallante, Spain: implications for reaction and survival of slab-derived SiO₂-oversaturated melt in the upper mantle". *Proceedings of the Japan Academy, Ser. B*, 79, 145-150.
- 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.

- ARRIBAS, A.; MORO, M.C.; OVEJERO, G.; SANTIAGO, L. (1984).- "El Sn asociado al subvolcanismo neógeno de La Crisoleja, Sierra de Cartagena (Cordilleras Béticas)". *I Cong. Esp. Geol.*, *II*, 403-414.
- ARRIBAS-ROSADO, A.; ARIBAS-MORENO, A. (1995).- "Caracteres metalogénicos y geoquímica isotópica del azufre y el plomo de los yacimientos de minerales metálicos del Sureste de España". *Bol. Geol. Min.*, *106*, 23-62.
- AZANÓN, 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.
- AZANÓN, 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. (1966).- "Geologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7), *8*, pp. 80-86.
- 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.
- BAENA, J.; ÁLVAREZ, F.; BARDAJÍ, T.; CALVO, J.P.; ELIZAGA, E. A.; GOY, J.L.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SANTISTEBAN, C.; SILVA, P.G.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. (1993).- "Mapa geológico de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia". *E 1:200.000. IGME-CARM*.
- BALANYÁ, C.J.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; AZANÓN, J.M. Y SANCHEZ-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. (1991).- "Estructuración de los Mantos Alpujarrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía)". *Geogaceta*, *9*, 30-33.
- 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. AND WARBURTON, J. (1991).- "Mid-Crustal detachment in the Betic and Pyrenean systems of eastern Spain". *Tectonophysics*, *191*, 275-289.

- BARDAJÍ, T.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C.; DABRIO, C. J. (1990).- "Late Pleistocene fan deltas in southeastern Iberian Peninsula: sedimentary controls and sea level changes". *IAS Spec. Publ.*, 10, pp. 129-151.
- BARDAJÍ, T.; GOY, J.L.; MÖRNER, N.A.; ZAZO, C.; SILVA, P.G.; SOMOZA, L.; DABRIO, C.; BAENA, J. (1995).- "Towards a Plio-Pleistocene chronostratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain)". *Geodinámica Acta* 8, pp. 112-126.
- 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 el libro: "Recursos Naturales y Medio Ambiente de Cuevas del Almanzora". García Rosell y Martínez Frías eds. Instituto de Estudios Almerienses y Ayuntamiento de Cuevas del Almanzora*, 133-149.
- BARRAGÁN, G. (1997).- "Evolución Geodinámica de la Depresión de Vera, Prov. de Almería. Cordilleras Béticas". *Tesis. Universidad de Granada*.
- BECCALUVA, L.; BIANCHINI, G.; BONADIMAN, C.; SIENA, F. Y VACCARO, C. (2004).- "Coexisting anorogenic and subduction-related metasomatism in mantle xenoliths from the Betic Cordillera (southern Spain)". *Lithos*, 75, 67-87.
- BENITO, R.; LÓPEZ-RUIZ, J.; CEBRIÁ, J. M.; HERTOGEN, J.; DOBLAS, M.; OYARZUN, R. Y DEMAÏFFE, 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 SIMÓN, 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 SIMÓN, O.J. (1965).- "On the tectonics of the Sierra de Carrascoy (Province of Murcia, Spain)". *Geologie en Mijnbouw*, 44, 251-253.
- BOIVIN, P. A. (1982).- "Interactions entre magmas basaltiques en manteau supérieur. Exemple du Devès (Massif Central français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne)". *Univ. Clermont Ferrand*, 344 pp.

- BON, A.; BIERMANN, C.; KOENEN, D.B. Y SIMÓN, O.J. (1989).- "Middle Miocene strike-slip tectonics in the Aguilas-Mazarrón region, SE Spain". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 92, 143-157.
- BOOTH-REA, G.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (1999).- "Estructuras extensionales en las Unidades Alpujárrides y Maláguides de la Sierra de la Tercia (Murcia, Béticas Orientales)". *Geogaceta*, 25, pp. 39-41.
- BOOTH-REA, G.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; AZAÑÓN, J.M. (2002).- "Extensional attenuation 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.
- BRAGA, J.C. Y MARTÍN, J.M. (1987).- "Sedimentación cíclica lagunar y bioconstrucciones asociadas en el Trías Superior alpujárride". *Cuadernos Geología Ibérica*, 11, 459-473.
- BRIEND, M. (1981).- "Evolution morpho-tectonique du bassin néogène de Huerca Overa (Cordillères Bétiques orientales - Espagne)". *Docum. et Trav. I.G.A.L., París*, 4, 208 p.
- CALMEL-AVILA, M. (2000).- "Geomorphogenese Holocène dans le Bas-Guadalentín. Bassin du Segura, Province de Murcie, Espagne". *Press Universitaires Septentrion, Villeneuve d'Ascq*. 23 pp.
- CALMEL-AVILA, M. (2002).- "The Librilla 'rambla' an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, SE Spain)". *Quaternary International*, 93-94, 101-108.
- 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.; OSETE, M.L. (1996).- "Paleomagnetismo y deformación reciente en la zona interna de las Béticas orientales". *Geogaceta*, 20 (5), pp. 1050-1053.
- CALVO, M.; VEGAS, R.; OSETE, M.L. (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).- "Gasterópodos tortonienses de Archena (Murcia)". *Estud. Geol.*, 34, pp. 299-307.
- CALZADA-BADIA, S. (1978).- "Braquiópodos tortonienses de Murcia". *Estud. Geol.*, 34, pp. 351-358.
- CAPEDRI, S.; VENTURELLI, G.; DI BATTISTINI, G. (1982).- "The ultrapotassic rocks of the Betic Cordillera, Spain". *Terra Cognita*, 2, 3, 212 págs.
- CAPEDRI, S.; VENTURELLI, G.; SALVIOLI-MARIANI, E.; CRAWFORD, A.J. Y BARBIERI, M. (1989).- "Upper-Mantle xenoliths and megacrysts in an alkali basalt from Tallante, South-eastern Spain". *European Journal of Mineralogy* 1, 685-699.
- CARBONELL, G., (1990).- "Les Ostracodes du néogène recent Bétique". *Doc. et travaux IGAL*, 12-13. 57-72.
- CARRION, J.S.; DUPRÉ, M. Y FUMANAL, P. (1995).- "A paleoenvironmental study in the semi-arid south-eastern Spain: the palynological and sedimentological sequence at Perneras Cave (Lorca, Murcia)". *J. Archeological. Science*, 22, 355-367.
- CARRINGTON, D. P. Y HARLEY, S. L. (1995).- "Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: An experimental petrogenetic grid in the KFMASH system". *Contr. Mineral. Petrol.* 120, 270-291.
- CENKI, B.; KRIEGSMAN, L.M. Y BRAUN, I. (2002).- "Melt-producing and melt-consuming reactions in the Achankovil cordierite gneisses, South India". *J. metamorphic Geol.* 20, 543-561
- 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. (2003).- "Primary melt inclusions in andalusite from anatexitic graphitic metapelites: Implications for the position of the Al_2SiO_5 triple point". *Geology* 31, 573-576.
- CONESA GARCÍA, C. (1995).- "Torrential flow, frequency and morphological adjustments of ephemeral channels in southeast Spain". *En: River Geomorphology (E. J. Hickin, Ed.)*. John Willey & Sons Ltd. Chichester, England. 169 - 192.
- CONESA GARCÍA, C. Y MARTÍNEZ ALCOGER (1995).- "Magnitud y frecuencia de sucesos hidromorfológicos del Bajo Segura anterior a su encauzamiento". *Papeles de Geografía*, 22, 67-86.
- COPPIER, G.; OTT D'ESTEVOU, P. Y MONTENAT, C. (1990).- "Kinematics and paleogeographic evolution of the eastern Almería basins". *Doc. et 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 PAYÁ, A.; POMERY, R. Y WALKER, M.J. (1986).- "Palaeoclimatological oscillations in continental upper Pleistocene and Holocene formations in Alicante and Murcia". *In: "Quaternary climate in Western Mediterranean" (F. López Vera Ed.)*. Univ. Autónoma de Madrid. 353-364.
- DABRIO, C. J. (1990).- "Fan-delta facies associations in Late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain". *IAS Spec. Publ.*, 10, pp.91-111.
- 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.; ESTÉVEZ, A.; MARTÍN, J.M.; MARTÍN-ALGARRA, A. (1981).- "Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujárrides (Cordillera Bética)". *Estudios Geol.*, 37, pp. 45-57.
- 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 Escancias, 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.
- DINARÉS-TURRELL, J.; ORTÍ, F.; PLAYÁ, E. y ROSELL, L. (1999).- "Paleomagnetic chronology of the evaporitic sedimentation in the Neogeno Fortuna Basin (SE Spain): early restriction preceding the 'Mesinian Salinity Crisis'". *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 154, pp.161-178.
- DUPUY, C.; DOSTAL, J. y BOVIN, P.A. (1986).- "Geochemistry of ultramafic xenoliths and their host alkali basalt from Tallante, southern Spain". *Mineralogical Magazine* 50, 231-239.
- 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.
- EGELER, C. G. (1963).- "On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras". *Geol. Rundschau*, 53, pp. 260-269.
- EGELER, C. G., SIMÓN, 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., SIMÓN, 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.
- ESTEBAN, M. (1996).- "An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models". *Concepts Sedimentol. Paleontol.* 5, pp. 3-53.
- FERNÁNDEZ, S.; HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1972).- "Las rocas lamproílicas 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 Archiv. des Scienc. Genève*, 15, 2, 363-371.

- FERNEX, F. (1964).- "Remarques sur les roches éruptives basiques du Bétique oriental de la Sierra de las Estancias (Espagne méridionale)". *C.R. Ac. Sc. Paris*, 258, 5482-5485.
- FERNEX, F. (1964).- "Sur le jeu de la tectonique postérieure aux nappes dans l'Est des zones bétiques (Espagne méridionale)". *Arch. Sc. Genève*, 17, 1, 39-46.
- FERNEX, F.; MAGNE, J. (1969).- "Essai sur la paléogéographie des Cordillères 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.
- FREY, M. (1987).- "Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks". En: *Frey M (ed), Low temperatura metamorphism*, Blackie, Glasgow 9-58. FREYTET, P. (1984).- "Carbonate lacustrine sediments and their transformations by emersion and pedogenesis. Importance of indentifying them for paleogeographical reconstructions". *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 233-347.
- 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. (1967).- "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-Aquitanian brittle deformation in the Alpujarride rocks and their relation with the Alpujarride/Nevado-Filábride contact". *Geogaceta*, 10, 130-134.
- GALLOWAY, W.E. (1981).- "Depositional architecture of Cenozoic Gulf Coastal Plain fluvial systems". *Soc. Econ. Pal. Min. Spc. Pub.*, 31, 127-155.
- GARCÍA-CORTES, 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 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.; LOPEZ-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 alpujarrides del sector entre Mazarrón y Cartagena (Murcia, España)". *Estudios Geológicos.*, 56, pp.31-40.
- GARCÍA TORTOSA, F.J.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; SANZ DE GALDEANO, C. (2000c).- "Las unidades alpujarrides y maláguides entre Cabo Cope y Cabo de Palos (Murcia, España)". *Geogaceta*, 28, pp.67-70.
- GARCÍA-VEIGAS, J.; ORTÍ, F.; ROSELL, L.; INGLES, M. (1994).- "Caracterización petrológica y geoquímica de la Unidad Salina messiniense de la cuenca de Lorca (sondeos S4 y S5)". *Geogaceta* 15, pp. 78-81.
- GARRIDO MEGIAS, A. Y VILLENA MORALES, J. (1977).- "El Trías Germánico en España: Paleogeografía y Estudio secuencial". *Cuadernos de Geología Ibérica*. 4. 37-56.
- GAUYAU, F. (1977).- "Étude Géophysique dans le levant espagnol (entre Alicante et Totana). Le problème du prolongement de l'accidents d'Alhama de Murcia". *Thèse d'état. Univ. de Langedoc. Acad. de Montpellier*.
- GEEL, T.; ROEP, TH. 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.

GOFFÉ, B.; MICHARD, A.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; MONIÉ, P.; CAMPOS, J.; GALINDO-ZALDÍVAR, 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.; LÓPEZ-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.; 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.

GORDILLO MARTÍN, A.; ESPINOSA GODOY, J.; MARTÍN VIVALDI, J.L. Y PÉREZ ROJAS, A. (1974).- "Mapa Geológico de España - E: 1:50.000, hoja 977 (Cartagena)". *I.G.M.E., Memoria de 20 p.*

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).- "Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne". *Geodinamica Acta*, 6 (2) pp.103-119.

GUERRERA, F.; MARTÍN-ALGARRA, A.; MARTÍN-MARTÍN, M. Y PUGLISI, D. (1997).- "The Oligo-Miocene geodynamic evolution of the Internal Zones of the eastern Betic Cordillera: new data from

- turbiditic successions". *Interim Colloquium R.C.M.N.S. Catania, Program and Abstracts*, 67-68.
- GUERRERA, F.; MARTÍN-ALGARRA, A.; MARTÍN-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, pp39-42.
- 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. 30-33.150.
- 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.; LÓPEZ-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.
- 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-rifain 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 GAMBÍN, 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 Encuentros. Jov. Geógraf.*, 113-120. *Asoc. Jov. Geógrafos, Murcia*.
- HIRSCH, F.; MARQUEZ ALIAGA, A. Y SANTISTEBAN, C. (1987).- "Distribución de moluscos y conodontos del tramo superior del Muschelkalk en el sector occidental de la Provincia Sefardí". *Cuadernos de G.I.* 11.779-814.
- HOEDEMAEKER, P.J. (1973).- "Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain)". *Thesis Univ. of Amsterdam. Amsterdam, Scripta Geol.* 19, 207 págs.
- JABALOY, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1993).- "The Alpujarride-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.
- KRUGSMAN, W.; GARCÉS, 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.; 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.; BOLZE, J.; DE 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. Y OTT D'ESTEVOU, P. (1990).- "Les Bassins d'Hinojar et de Mazarron. Les Bassins Néogènes du Domaine Bétique 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.; 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. Y PLATT, J.P. (1995).- "The Maláguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact 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 SARRÍA, 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 Wiley & 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 alpujarrides 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 Köppen". *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.
- MACKLIN, M.G.; FULLER, I.C.; LEWIN, J.; MAAS, G.S.; PASSMORE, D.G.; ROSE, J.; WOODWARD, J.C.; BLACK, S.; HAMBLIM, R.H.B. Y ROWAN, J.S. (2002).- "Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean Basin over the last 200 ka and their relationship to climate change". *Quaternary Science Reviews*, 21, 1633 – 1641.
- MÄKEL, G.H. (1981).- "Differences in tectonic evolution of superimposed Malaguide and Alpujarride tectonic units in the España 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 España 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 España (Betic Cordilleras, Spain): comparison of results from a descriptive and a quantitative analysis". *Geol. Mijnbouw*, 63, 39-46.
- MÄKEL, G.H.(1985).- "The geology of the Malaguide Complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen (southern Spain and northern Morocco)". *GUA papers of Geology. Ser 1*, 22, 263 págs.
- 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 Alpujarride del sector central de la Cordillera Bética". *Bol. Geol. Min.* 93, IV, 315-329.
- MARTÍN, J.M.; TORRES RUIZ, J. Y FONTBOTÉ, L. (1987).- "Facies control of stratabound ore deposits in carbonate rocks: the F (Pb-Zn) deposits in the Alpine Triassic of the Alpujarrides, Southern Spain". *Miner. Deposits*, 22, 216-226.

- 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 Alpujarride". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11, 421-444.
- MARTÍN-ALGARRA, A.; SOLÉ DE PORTA, N. Y MAATÉ, A. (1995).- "El Triásico del Maláguide-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 formación 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.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1992).- "Fracturación y control tectosedimentario neógeno en el borde Sureste de la Cuenca de Lorca". *Bol. Geol. Minero*, v. 103, nº 6 pp. 3-15.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J. AND HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (2001).- "Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity along an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain)". *Acta Geol. Hisp.*, 36 (3-4), 297-314.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; ALFARO, P. AND ESTÉVEZ, A. (2000).- "Neotectónica y Tectónica activa en la Cordillera Bética Oriental (sectores de Lorca-Totana y Bajo Segura)". *En: "Itinerarios Geológico por la Provincia de Alicante y limítrofes" (J.C. Cañaveas et al. Eds.)*, pp.75-88. V Congreso Español de Geología (guidebook), Universidad de Alicante, Alicante (Spain).
- MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. Y AZAÑÓN, J.M. (1997).- "Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system". *Tectonics*, Vol,16 Nº 2, pp. 205-225.

- MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; LERET, G.; SUÁREZ, J. (1985).- "Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental". *Trabajos de Geología*, 15, pp. 147-151.
- MECO, J. Y STEARNS, C.E.; (1981).- "Emergent littoral deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Resch.*, 15. 199-208.
- MOLINA CAMARA, 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. (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. Y COPPIER, G. (1990b).- "Les bassins neogenes entre Alicante et Cartagena". *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 313-386.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. Y DELORT, T. (1991).- "Le 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.
- 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 CARRIÓN, J.S. (1991).- "Palinología de un depósito arqueológico en el sureste Ibérico semiárido: Cueva del Algarrobo (Mazarrón, Murcia)". *Cuaternario y Geomorfología*, 5. 107-118.
- MUÑOZ BRAVO, J. (1989).- "Enseñanza de las avenidas históricas en la Cuenca del Segura. In: Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo". *Inst. Univ. Alicante. Caja Ahorros del Mediterráneo*. 459-467.

- 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, F.; VELILLA, N.; PEACOR, D.R. Y ORTEGA HUERTAS, M. (1994).- "Regional retrograde alteration of subgreens-chist facies chlorite to smectite". *Contrib. Mineral. Petrol*, 115, pp.143-252.
- NIETO, L.M.; 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. (1975a).- "The Lead-Zinc and Associated ores of la Zona Union, Sierra de Cartagena, Spain". *Econ. Geol.*, 70, pp. 1259-1270.
- OEN, I.S; WINDT, C.J.; WINNUST, T.G.M.; KAGER, P. (1975b).- "Epigenetic lead-zinc mineralization in Miocene pebbly mudstones, Sierra de Cartagena, Spain". *Mineralium Deposita*, 10, 362-373.
- OSETE, M.L.; FREEMAN, R. Y VEGAS, R. (1988).- "Investigaciones paleomagnéticas en la Zona Subbética". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 39-58.
- 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. Y LAROUZIERE, F.D. (1988).- "Cuencas sedimentarias en régimen transcurrente en la Zona Bética". *II Cong Geol España Simposios*, pp. 163-172.
- 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. (1969).- "Etude Géologique de l'Ouest de la Province de Murcie". *Bull. Soc. Géol. France*, 111, 270 págs.
- PAQUET, J. (1970).- "Transgressivité de l'Éocène supérieur dans les Malaguides de la Sierra Espuña (Cordillères bétiques, Sud-Est de l'Espagne)". *Mise au point. Geol Mijnbouw*, 49 (1), pp. 57-59.

- PAQUET, J. (1974).- "Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en la Méditerranée occidentale". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 16 (1), pp. 58-71.
- PAVILLON, M.J. (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. (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.
- PELLICER, M.J. (1973).- "Estudio petrológico y geoquímico de un nuevo yacimiento de rocas lamprofíticas situado en las proximidades de Aljorra (Murcia)". *Estudios Geológicos* 29, 99-106.
- 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.
- PLATT, J.; VAN DEN EECKHOUT; JANZEN, E.; KONERT, G.; SIMÓN, O.J. Y WEIJERMARS, 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.
- 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.

- REYES, J.L.; CRESPO, V.; FEIXAS, J.C.; ZAPATA, M.J. (1984).- "La sedimentación evaporítica en las cuencas neógenas del SE peninsular". *I Congr. Esp. de Geol., T. II, pp. 803-815.*
- RIOS, J.M.; ALMELA, A. (1954).- "Estudio geológico de la Sierra de Ricote, en la región de Mula (Provincia de Murcia)". *Bol. Inst. Geol. Min. España, 66, 98 págs.*
- 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.*
- SAGREDO, J. (1973).- "Estudio de las inclusiones de rocas ultramáficas con anfíbol que aparecen en los basaltos al NO de Cartagena (provincia de Murcia)". *Estudios Geológicos 29, 53-62.*
- SAGREDO, J. (1976).- "Enclaves granulíticos con hiperstena en los basaltos del NO de Cartagena (prov. Murcia)". *Estudios Geológicos 32, 221-227.*
- SÁNCHEZ-VIZCAINO, V.L.; GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T. Y FERNÁNDEZ-SOLER, J.M. (1991).- "Petrological features of some alpujarride, mafic igneous bodies from the Sierra de Almagro (Betic Cordilleras, Spain)". *Rev. Soc. Geol. España, 4, 3-4, 321-335.*
- 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. (1990).- "Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present". *Tectonophysics, 172, 107-119.*
- 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-GARRIDO, A.C.; GARCÍA TORTOSA, F.J.; DELGADO, F. (1997).- "Nuevas observaciones en el Alpujarride 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.
- SANZ DE GALDEANO, C. Y GARCÍA TORTOSA, F.J. (2002).- "Appartenance Alpujarride du prétendu 'Complexe Almagride' (Zones internes bétiques, prov. d'Almería, Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris*.
- 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-CAÑADELL, C.; SERRANO, F. (1998).- "Biostratigrafía y litostratigrafía 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.; 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.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. AND BARDAJÍ, T. (2003).- "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 tardía postmetamórfica, y extensión subordinada, en el Complejo Alpujarride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético)". *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 1,2, 23-25.
- SIMÓN, O.J. (1964).- "The Almagro Unit: a new structural element in the Betic Zone?". *Geol. Mijnbouw*, 43, pp. 331-334.
- SIMÓN, O.J. (1966).- "Note préliminaire sur l'âge des roches de l'unité Cucharon dans la Sierra de Carrascoy (Province de Murcie, Espagne)". *Geol. Mijnbouw*, 45, pp. 112-113.
- SIMÓN, 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, nº 3, pp.601-605.

- SIMÓN, O.J. Y KOZUR, H. (1977).- "New data on the (Permo)Triassic of the Betic Zone (Southern Spain)". *Cuadernos Geología Ibérica*, 4, 307-322.
- 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.
- 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 ESTEVEZ, 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.
- TUBIA, J.M.; CUEVAS, J.; NAVARRO-VILA, F.; ALVAREZ, F. Y ALDAYA F. (1992).- "Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain)". *Journal of Structural Geology*, 14, 2, 193-203.
- VENTURELLI, G.; CAPEDEI, S.; DI BATTISTINI, G.; CRAWFORD, A.; KOGARKO, L.N.; CELESTINI, S. (1984).- "The ultrapotassic rocks from southeastern Spain". *Lithos.*, 17, pp. 37-54.
- VERA, J. (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 morfo-métrica de la Cuenca del Río Segura, estudio cuantitativo de las formas de las subcuencas". *Papeles Geograf. Física*, 12. 19-31.
- 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.
- WROBEL, F. Y MICHALZIK, D. (1999).- "Facies successions in the pre-evaporitic Late Miocene of the Lorca Basin, SE Spain". *Sedimentary Geology* 127, pp. 171-191.
- ZAZO, C.; GOY, J.L. (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 Planetary Change*, 7. 109-117.

