

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

MAZARRÓN



El Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Edición Digital, Hoja nº 976 (Mazarrón), 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. J. García Tortosa (U. de Jaén)  
F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)

**Cartografía Geomorfológica y Memoria**

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

**Petrología**

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

**Geología económica**

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

**Paleontología**

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



## ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	13
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA .....	13
1.2. MARCO GEOLÓGICO.....	14
1.3. ANTECEDENTES .....	18
<b>2. ESTRATIGRAFÍA.....</b>	21
2.1. INTRODUCCIÓN .....	21
2.2. ZONAS INTERNAS BÉTICAS.....	21
2.2.1. Complejo Nevado-Filábride .....	23
2.2.1.1. Manto del Veleta .....	24
2.2.1.1.1. Cuarzoesquistos, cuarcitas y micaesquistos de tonos marrones (1). Paleozoico .....	24
2.2.1.1.2. Micaesquistos grafitosos, cuarcitas y micaesquistos (2). Calcoesquistos, calizas y mármoles grises (3). Paleozoico .....	25
2.2.1.1.3. Mármoles fajeados (4). Paleozoico	
2.2.1.2. Manto del Mulhacén .....	25
2.2.1.2.1. Unidad Inferior .....	25
a. Micaesquistos con granates (5). Micaesquistos y esquistos anfibólicos (6) .....	25
b. Cuarzoesquistos y esquistos plateados (7). Paleozoico. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de cuarzoesquistos y cuarcitas beige .....	26
c. Esquistos verdes-azulados con cloritoide (8). Paleozoico. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de micaesquistos	

verdosos-azulados con cloritoide.....	26
d. Anfibolitas y Rocas Básicas (9). Paleozoico-Triásico .....	27
e. Metaevaporitas (10). Paleozoico. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de Metaevaporitas .....	28
f. Mármoles (11). Paleozoico-Triásico? Formación carbonatada .....	28
2.2.1.2.2. Unidad Superior .....	30
a. Esquistos oscuros con granates (12). Formación de esquistos oscuros con granates. Paleozoico .....	30
b. Cuarcitas beige y cuarzoesquistos plateados (13). Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de cuarzoesquistos y cuarcitas beiges. Paleozoico .....	30
c. Esquistos y micaesquistos plateados (14). Paleozoico. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de micaesquistos verdosos-azulados con cloritoide.....	30
d. Anfibolitas y Rocas Básicas (15). Paleozoico-Triásico. ....	31
e. Metaevaporitas (16). Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de Metaevaporitas. Paleozoico .....	32
f. Yesos, anfibolitas, esquistos y mármoles (17). Paleozoico-Triásico?.....	32
g. Mármoles (18). Formación carbonatada. Paleozoico-Triásico? .....	32
2.2.2. Complejo Alpujárride .....	33
2.2.2.1. Unidad del Cantal .....	38
2.2.2.1.1. Cuarcitas (19). Paleozoico. Formación Metapelítica.....	39
2.2.2.1.2. Esquistos con estaurolita (20). Paleozoico. Formación Metapelítica .....	39

2.2.2.2. Unidad de Peñas Blancas.....	39
2.2.2.2.1. Filitas (21). Yesos y calcoesquistos (22)	
Formación Detritica.	
Triásico Inferior-Medio .....	40
2.2.2.2.2. Metabasitas (23).	
Triásico Inferior-Medio .....	40
2.2.2.2.3. Calizas y dolomías (24). Grupo Carbonatado.	
Triásico Medio-Superior .....	41
2.2.2.3. Unidad de Cabo Tiñoso .....	42
2.2.2.3.1. Filitas (25). Formación Detritica.	
Triásico Inferior-Medio .....	43
2.2.2.3.2. Carbonatos (26). Metapelitas intercaladas (27).	
Grupo Carbonatado.	
Formación carbonatada inferior.	
Triásico Medio-Superior.....	43
2.2.2.4. Unidad de Ramoneté .....	44
2.2.2.4.1. Filitas (28). Yesos (29).	
Cuarcitas y metareniscas (30).	
Formación detritica. Triásico Inferior-Medio....	44
2.2.2.4.2. Carbonatos (dolomías) (31).	
Grupo Carbonatado.	
Triásico Medio-Superior .....	44
2.2.3. Complejo Maláguide .....	46
2.2.3.1. Unidad de Alcábar.....	47
2.2.3.1.1. Metapelitas rojas (32). Triásico Superior .....	48
2.2.3.1.2. Calizas oolíticas (33). Jurásico.....	48
2.2.3.1.3. Areniscas calcáreas bioclásticas (34).	
Oligoceno - Burdigaliense Inferior .....	49
2.3. CUENCAS NEÓGENAS.....	49
2.3.1. USD-I. Burdigaliense-Serravaliense.- Unidad de	
Ramonete-Bolnuevo .....	54
2.3.1.1. Conglomerados rojos (35). Burdigaliense .....	54
2.3.1.2. Conglomerados, areniscas, limos y margas de color	
amarillento (36). Langhiense-Serravaliense .....	55
2.3.2. USD-II. Tortonense Medio-Messiniense Inferior.	
Unidad de la Cuenca del Hinojar .....	57
2.3.2.1. Conglomerados polimíticos y areniscas (37).	
Tortonense Inferior .....	57
2.3.2.2. Margas gris-azuladas, areniscas y yeso (38).	

Tortoniense Superior .....	59
2.3.2.3. Areniscas y areniscas calcáreas bioclásticas (39). Tortoniense Superior .....	60
2.3.2.4. Rocas volcánicas..... 2.3.2.4.1.- Dacitas y andesitas calcoalcalinas potásicas (40). Tortoniense Superior .....	61
2.3.2.4.2.- Rocas volcánicas de afinidad lamproítica (41). Tortoniense Superior .....	62
2.3.2.5. Conglomerados polimíticos (42). "Conglomerado o Brecha del Hinojar". Tortoniense Superior-Messiniense .....	63
2.3.3. USD-III. Messiniense Inferior-Plioceno Inferior .....	64
2.3.3.1. Conglomerados, areniscas calcáreas bioclásticas y calizas de algas (43). Messiniense Inferior.....	65
2.3.3.2. Margas y limos gris-verdosos con yeso (44)." Margas de Ostreas". Messiniense .....	66
2.3.3.3. Conglomerados de bloques (45). "Megabrecha de colapso de La Cumbre". Messiniense Inferior .....	68
2.3.4. USD-IV. Plioceno Inferior-Superior. Unidad del Puerto de Mazarrón-Bolnuevo .....	68
2.3.4.1. Arenas, limos y margas gris-amarillentas (46). Messiniense Superior. Plioceno Inferior .....	68
 2.4. CUATERNARIO .....	69
2.4.1. Introducción .....	69
2.4.2. Conglomerados y arenas cementados, con desarrollo de calcretas en superficie (47, 49 y 53) Abanicos aluviales. Pleistoceno inferior a medio.....	70
2.4.3. Conglomerados, arenas y arcillas aluviales cementadas y con desarrollo de calcretas en superficie (51). Pleistoceno Inferior-Medio. ....	72
2.4.4. Bloques y gravas redondeados, heterométricos, cementados y con perforaciones de litófagos. (48 y 56) Terrazas marinas, desembocadura de rambla y playas de gravas. Pleistoceno Inferior a Medio.....	74
2.4.5. Conglomerados y arenas muy cementados con ferruginizaciones y costra calcárea laminar en superficie (52) (Abanicos aluviales). Pleistoceno Medio.....	77
2.4.6. Limos carbonatados blancos débilmente cementados (50 y 54).	77

Depósitos de centro de cuenca. Pleistoceno Medio .....	78
2.4.7. Gravas bien redondeadas, con niveles arenosos y niveles de bloques redondeados (55). Rambla-delta de La Loma. Pleistoceno Medio.....	79
2.4.8. Gravas, arenas y arcillas débilmente cementadas (57, 61 y 62) Abanicos aluviales. Pleistoceno Medio-Superior a Holoceno Inferior.....	79
2.4.9. Limos carbonatados y arenas finas con niveles de gravas (58). Glacis. Pleistoceno Medio-Superior .....	81
2.4.10. Cantos y bloques angulosos y heterométricos, con arenas y arcillas fuertemente cementados (59 y 68). Depósitos de piedemonte. Pleistoceno Medio–Superior.....	81
2.4.11. Playas de gravas redondeadas; cantos y gravas con matriz arcillosa rojiza, con <i>Strombus bubonius</i> (60). Terrazas marinas Tirrenienses. Pleistoceno Medio a Superior.....	82
2.4.12. Limos y arenas con niveles de gravas y cantos (63). Glacis. Pleistoceno Superior .....	83
2.4.13. Gravas y arena sueltas (64, 66 y 69).Terrazas fluviales. Pleistoceno Superior a Holoceno .....	84
2.4.14. Limos y arcillas con cantos y bloques angulosos y heterométricos (65). Coluviones. Pleistoceno Superior-Holoceno	86
2.4.15. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos (67). Aluvial, fondo de valle colgado. Pleistoceno Superior-Holoceno....	86
2.4.16. Gravas heterométricas, arenas y arcillas sin cementar (70). Abanicos de Ramblas. Holoceno .....	87
2.4.17. Arenas finas, limos y arcillas negras (71). Antiguas salinas del Puerto de Mazarrón. Holoceno .....	87
2.4.18. Gravas, arenas y limos (72). Arenas, limos y arcillas negras con grava (73) lagoon. Aluvial pre-litoral. Holoceno.....	87
2.4.19. Arenas y limos con cantos dispersos (74) Fondo aluvial. Holoceno	88
2.4.20. Bloques, gravas y arenas (75) Fondo de rambla. Holoceno .....	88
2.4.21. Arenas, cantos y gravas bien redondeados (76). Cordón litoral. Playa actual .....	88
2.4.22. Gravas redondeadas y arenas sin cementar (77). Deltas actuales ..	89
2.4.23. Escombreras (78). Minas de Mazarrón .....	89
2.4.24. Bloques, gravas, arenas finas y limos negros (79). Cordón litoral y relleno de origen antrópico. ....	90
<b>3. GEOMORFOLOGÍA Y DEPÓSITOS CUATERNARIOS.....</b>	<b>90</b>

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA .....	90
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO .....	92
3.2.1. Estudio morfoestructural.....	94
3.2.1.1. La Cuenca de Mazarrón s.s. .....	94
3.2.1.2. Sector Litoral del Puerto de Mazarrón.....	95
3.2.1.3. Cuenca del Ramonete .....	95
3.2.2. Estudio del modelado .....	96
3.2.2.1. Formas estructurales .....	96
3.2.2.2. Elementos y formas volcánicas .....	97
3.2.2.3. Formas de ladera.....	97
3.2.2.4. Formas fluviales.....	98
3.2.2.5. Formas poligénicas .....	104
3.2.2.6. Formas litorales .....	106
3.2.2.7. Formas antrópicas .....	111
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES .....	111
3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA .....	113
3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL .....	115
3.5.1. Neotectónica y Actividad de Fallas .....	115
3.5.2. Sismicidad y Paleosismicidad .....	117
3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera.....	118
3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación.....	119
3.5.5. Procesos de erosión .....	120
3.5.6. Procesos ligados a la dinámica litoral.....	121
<b>4. TECTÓNICA .....</b>	<b>122</b>
4.1. DISPOSICIÓN ACTUAL DE UNIDADES .....	123
4.2. RASGOS GEOMÉTRICOS MÁS IMPORTANTES DE LA ESTRUCTURA.....	124
4.3. ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON EL APILAMIENTO DE COMPLEJOS Y UNIDADES TECTÓNICAS .....	125
4.4. ESTRUCTURAS DE EXTENSIÓN Y ADELGAZAMIENTO. PRINCIPALES DIRECCIONES DE TRASLACIÓN .....	126
4.5. JUEGOS DE FALLAS POSTERIORES EN GENERAL A LA ETAPA EXTENSIVA PRINCIPAL .....	128
<b>5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA .....</b>	<b>129</b>
5.1. ROCAS VOLCÁNICAS.....	129
5.1.1. Antecedentes .....	129
5.1.2. Rocas dacíticas potásicas.....	131
5.1.2.1. Afloramientos y facies volcánicas.....	131
5.1.2.2. Edades .....	133

5.1.2.3. Descripción petrográfica.....	134
5.1.2.4. Composición.....	137
5.1.3. Rocas de afinidad lamproítica.....	141
5.1.3.1. Composición .....	146
5.1.4. Enclaves de rocas metamórficas en las lavas.....	147
5.1.4.1. Descripción de los afloramientos .....	151
5.1.4.2. Descripción petrográfica.....	155
5.1.4.3. Química mineral y relaciones de fase .....	164
5.2. ROCAS METAMÓRFICAS .....	167
5.2.1. Materiales del complejo Nevado-Filábride .....	167
5.2.1.1. Manto del Veleta.....	167
5.2.1.1.1. Micaesquistos grafitosos y cuarcitas (1 y 3)....	167
5.2.1.1.2. Mármoles grises (4).....	169
5.2.1.2. Manto del Mulhacén .....	170
5.2.1.2.1. Formación de esquistos oscuros con granates (5, 6 y 12) .....	170
5.2.1.2.2. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide .....	172
a. Cuarzoesquistos y esquistos plateados (7 y 13) .....	172
b. Esquistos verdes azulados con cloritoide (8) .....	174
c. Esquistos y micaesquistos plateados con cloritoide (14).....	175
5.2.1.2.3. Metaevaporitas (9, 15) .....	176
5.2.1.2.4. Anfibolitas, rocas básicas y serpentinitas (10, 16).....	178
a. Anfibolitas y rocas básicas.....	178
- Anfibolitas.....	178
- Rocas básicas con restos ígneos .....	181
6. HISTORIA GEOLÓGICA .....	183
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA .....	195
7.1. RECURSOS MINERALES .....	195
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos .....	195
7.1.2. Minerales energéticos .....	208
7.1.3. Rocas industriales .....	209
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	210

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas.....	210
7.2.2. Características hidrogeológicas .....	211
<b>8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO .....</b>	<b>222</b>
<b>9. BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>223</b>

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Mazarrón está situada, geográficamente, en las áreas centro meridionales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia. La morfología del área está caracterizada por una orografía con relieves pronunciados en sus sectores occidentales y meridionales donde se encuentran las terminaciones orientales de las Sierras de Almenara y del Lomo de Bas, en el sector centro meridional se encuentra la Sierra de las Moreras en tanto que en el sector oriental se encuentran los relieves de la Sierra del Algarrobo. Estos relieves, que ocupan un elevado porcentaje de la superficie de la Hoja, circundan una penillanura central que se configura a modo de pasillo con bordes subparalelos, que se conoce como cuenca de Mazarrón, por la que discurre en sentido norte-sur, la Rambla del Canal y su prolongación como Rambla de las Moreras que desemboca en Bolnuevo. Este curso fluvial que discurre en gran medida muy cercano al borde oriental de la Cuenca de Mazarrón. Recibe por su margen derecha los aportes de las Ramblas del Reventón, del Cañeta, de Baltasar - La Majada y del Coto Fortuna y por su margen izquierda las Ramblas del Saladillo, del Saltador, de las Yeseras, del Algarrobo, de los Rincones, Grande y de la Cruz del Muerto. En el sector occidental, de las Sierras de Lomo de Bas, Almenara y Las Moreras se tienen como principales cursos fluviales las Ramblas de Villalba, Pastrana y de Ramonete. Tanto estos últimos cursos fluviales como la práctica totalidad de los afluentes, por su margen derecha, de la Rambla del Canal-Las Moreras siguen una dirección subparalela que varían entre N90E a N130E, lo que parece prefigurar un claro control tectónico. En el sector oriental de la Sierra del Algarrobo bajan las Ramblas de los Lorentes, de Las Balsicas, de la Raja, de Valdelentisco y la Rambla Honda de la Calera, como principales cursos de agua. En este sector la red hidrográfica sigue direcciones norteadas y por tanto subparalelas a la Rambla del Canal-Las Moreras y a la de sus afluentes por su margen izquierda. En el sector NO y de forma subparalela a las estribaciones septentrionales de la Sierra de Almenara, discurre hacia el NE la Rambla del Puntarrón, afluente de la Rambla del Canal con la que confluye dentro de la Hoja colindante de Totana. De las vertientes septentrionales de la Sierra del Algarrobo y vertiendo hacia el norte se encuentran las Ramblas del Mergajón y de Mingrano.

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

Como núcleos de población cabe citar los de Gañuelas, La Majada, Puerto Muriel, Atalaya, Ugejar, Pastrana, Las Librilleras, El Ramonete, Morra de las Piñas y Calnegre en el sector occidental; en el sector central y de mucha mayor entidad se encuentran los núcleos de Mazarrón, Bolnuevo y Puerto de Mazarrón y en el sector oriental se encuentran Las Palas, El Mojón e Isla Plana. Salvo Mazarrón y Puerto de Mazarrón, que constituye un asentamiento de gran importancia, el resto de las localidades citadas son núcleos de población pequeños, aunque con un crecimiento muy rápido en los últimos años, especialmente los cercanos al litoral.

La red viaria es importante. Cabe destacar la N-332 que cruza la Hoja uniendo las poblaciones de Las Palas-Puerto de Mazarrón-Macarrón -dirección Águilas. La comarcal C-3.315 Mazarrón-Totana, que cruza la hoja en sentido NO y la MU-603 Mazarrón-Alhama de Murcia que lo hace N-S.

Además de esta vía de comunicación todas las localidades citadas están unidas por carreteras locales de las que a su vez se derivan multitud de caminos, asfaltados en muchos de los casos, que dan acceso a las explotaciones agrícolas o ganaderas. Son destacables, por los numerosos afloramientos de calidad que proporciona, la carretera de Mazarrón-Atalaya-Puerto Muriel que la cruza en sentido E-O.

Salvo las áreas montañosas descritas en su mayor parte recubiertas de bosques de pinos, el resto de la extensión de la Hoja está cubierto por el manto vegetal, prácticamente continuo, de las explotaciones hortofrutícolas. En los últimos años, la industria de conservas vegetales y de zumos de frutas, ya muy consolidada, ha crecido de forma notable especialmente en los polígonos industriales de Mazarrón.

La actividad turística es muy intensa en los sectores del litoral con una demanda inmobiliaria creciente por lo que proliferan las urbanizaciones a lo largo de la costa desde Cabo Tiñoso a la Punta del Calnegre. Las urbanización de Los Madriles, Las Colonias, Isla Plana, Rambla de Valdelentisco y el Alamillo, situadas al este del Puerto de Mazarrón y las de Playa Grande, Playasol, Puntabela y Bolnuevo, al oeste de esta localidad, son buena prueba de ello.

La climatología y pluviometría definen un clima de tipo mediterráneo, árido/semiárido con unas temperaturas y precipitaciones medias de 18° y 300 mm respectivamente. En este contexto, las disponibilidades hídricas del área son muy inferiores a la demanda de agua para el conjunto de la zona de estudio. El agua aportada por el Transvase Tajo-Segura intenta equilibrar el volumen creciente de la demanda, aunque los años o períodos de baja pluviometría se constata la imposibilidad de tal equilibrio lo que ha ocasionado, en años precedentes, graves impactos en la agricultura de la zona.

## 1.2. MARCO GEOLÓGICO

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

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

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

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

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

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

La ZIB se divide en cuatro complejos superpuestos tectónicamente. De inferior a superior son: *Nevado-Filábride*, *Alpujárride*, *Maláguide* y *la Dorsal*. Sin embargo, esta división no es aceptada de forma unánime. Así EGUELER y 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), 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 en los que la configuración paleogeográfica diversa y a veces compleja, a menos durante los tiempos paleógenos. Durante el Neógeno y concretamente a partir del Aquitaniense, es decir en el Mioceno inferior la sedimentación marina se encuentra generalizada en la región objeto de estudio. Se localizan distintos episodios marinos, agrupados en una serie de Unidades o Secuencias Depositionales que pueden correlacionarse con los de la plataforma marina del “arco valenciano” así como con los de la cuenca del Guadalquivir.

Durante el Mioceno inferior tuvo lugar el acontecimiento más importante de la cadena debido a la colisión de las placas europea y africana. Por efectos de esta colisión, comienza a producirse la estructuración de la Cordillera con desplazamientos y vergencias hacia el norte, favorecidos por la presencia de materiales triásicos en la base. Durante el resto del Mioceno medio y gran parte del superior se registra una sedimentación marina, que culmina en el Tortoniano 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 acon-  
tecer 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 Mazarrón, en el contexto geológico de la Cordillera, es de especial complejidad ya que se ubica en los sectores nororientales del denominado Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales. Dicho Corredor responde a una megaestructura tectónica de escala cortical que ha condicionado la evolución tectoestratigráfica de la zona desde, al menos, el Mioceno Medio-Superior. A su vez, se corresponde con una fuerte anomalía térmica que concentra una actividad magmática diversificada.

Por tanto el contexto geológico de la Hoja de Mazarrón viene caracterizado por varias problemáticas diferenciadas. De una parte, la presencia en las Sierras del Algarrobo, Almerana, Las Moreras y Lomo de Bas, de unidades estructurales pertenecientes a los complejos de las ZIB (Nevado-Filábride y Alpujárride), lo que conlleva a su definición cartográfica y sus relaciones tectoestratigráficas y por otra, un amplio registro sedimentario y volcánico del Neógeno Superior y Cuaternario, afectado por una actividad neotectónica y muy importante.

En claro contraste con la extensión cartográfica de estos materiales, el análisis geológico de los materiales pliocenos de este sector es el que menos atención ha merecido dentro del amplio estudio de las cuencas neógenas de las Béticas Orientales realizado por autores franceses. Por lo general las escasas referencias bibliográficas existentes se refieren a su correlación con cuencas próximas mejor estudiadas. Dos son los autores que las han estudiado, MONTENAT (1973) en relación con la Cuenca del Campo de Cartagena y LAROUZIERE (1985) en relación con las cuencas de Mazarrón e Hinojar. Ambos autores resaltan la, a su juicio, práctica inexistencia de Plioceno marino en este sector en contraste con el Campo de Cartagena, donde se encuentran representadas las clásicas unidades del Plioceno marino descritas por MONTENAT (1973): "Las Margas con ostreas" (Plioceno inferior-medio) y las "Calcareitas amarillas" (Plioceno superior). Sobre estas se desarrollan otras secuencias de características más someras, como son las Margas de Hurchillo y Calizas de San Pedro, que junto con la ya netamente continental Formación Sucina marcan el final de la regresión pliocena en el Campo de Cartagena. No obstante trabajos posteriores (SOMOZA, 1989; SOMOZA *et al.*, 1989; GOY *et al.*, 1990; SILVA, 1994; ALONSO ZARZA *et al.*, 1998; Bardají, 1999) pusieron en evidencia la marcada diacronía que a nivel general presentan las diferentes unidades de MONTENAT. Los trabajos de LAROUZIERE (1985) y LAROUZIERE y OTT D'ESTEVOU (1990) no aportan nada nuevo a lo dicho por el autor anterior, ya que concluyen que la sedimentación neógena finaliza en la cuenca de Mazarrón por formaciones carbonáticas de tipo recifal y niveles calcariníticos lumaquélidos de edad Messiniense que quedan sellados por unas margas masivas rosadas post-evaporíticas y todo el conjunto, a su vez, biselado por la Formación Sucina. No obstante ninguno de estos autores presta atención a la serie finineógena que aflora a lo largo del mencionado "Escarpe del Saladillo" al Norte de la Cuenca de Mazarrón (Hoja N° 954 Totana). Por lo general estos autores abusaron de la correlación con las unidades litoestratigráficas messinienses y pliocenas definidas en el Campo de Cartagena, sobredimensionando además

su valor cronoestratigráfico. Como dato anecdótico, las únicas observaciones de campo explícitamente publicadas por los autores franceses en esta zona corresponden a las que presenta MONTENAT (1973, págs. 155-156) referentes al sector de La Pinilla – Cerro de Fernando Pérez (Escarpe del Saladillo Hoja N° 954), donde curiosamente se halló la fauna de *Strombus Coronatus* que permito en su día atribuir las series calcareníticas del Campo de Cartagena al Plioceno Superior.

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

### 1.3. ANTECEDENTES

Los primeros datos de la región se deben a BERTRAND y KILIAN (1889), y a MALLADA (1904) y los cuales diferencian tres zonas de N a S de Andalucía: Cadenas Béticas, Cadenas Subbéticas y Cuenca Terciaria de Granada. BLUMENTHAL (1927), distinguió la zona Bética de las zonas Prebética, Subbética y Penibética, mientras que es FALLOT (1948), quien define los dos grandes conjuntos tectonoestratigráficos de las Zonas Externas, próximas al antepaís y exclusivamente formadas por cobertura postpaleozoica, de las Zonas Internas, donde se localizan terrenos del Paleozoico y del Tránsito afectados por un metamorfismo de edad Alpina. Dentro de las primeras, el Subbético se caracteriza por la presencia de un Lías inferior calcodolomítico de carácter somero y un Lías medio-Maastrichtiense de características pelágicas y batiales, presentándose desenraizado y cabalgante sobre el Prebético, formado por series jurásicas de características más someras.

A principios de los años sesenta publican trabajos sobre el área de estudio BUSNARDO, R. (1964) y PEYRE, (1960-62). El principal aporte de conocimientos sobre el sector central de las Cordilleras Béticas tiene lugar en la segunda mitad de la década de los sesenta. Destaca la publicación de las tesis doctorales de VERA (1966), y GARCÍA DUEÑAS (1967), que realizan las primeras cartografías geológicas detalladas de la región. En estos trabajos se propone una estratigrafía de los materiales de las Cordilleras Béticas, junto a correlaciones entre las distintas secciones levantadas y finalmente se intenta la reconstrucción paleogeográfica con una diferenciación en dominios.

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

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

Tanto para el conocimiento del área de la Hoja como para la mayor parte de los sectores orientales de las Cordilleras Béticas, las investigaciones realizadas por el grupo de trabajo de la Universidad de Leiden durante la década de los años 60-70 fueron de enorme importancia. Las tesis doctorales de:

SIMÓN, O.J. (1963), y KAMPSCHUUR, W. (1972), así como numerosos trabajos posteriores, todo ello bajo la dirección del Prof. EGELER C. G., aportaron un conocimiento muy preciso sobre las Cordilleras Béticas orientales.

KAMPSCHUUR, W. *et al.* (1972), realizan el Magna de la Hojas de Alcantarilla, Lorca y Totana lo que supone un gran avance en el conocimiento de la Zona Oriental de las Cordilleras Béticas

En 1973 hay que citar la tesis doctoral de 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 el conocimiento de la dinámica sedimentaria y la cronoestratigrafía de estas cuencas.

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

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

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

AZEMA (1977) en su tesis doctoral precisa los mecanismos sedimentarios y la tectónica de la Cadena Bética en las provincias de Murcia y Alicante, atribuyendo el límite Prebético- Subbético

tico a un accidente tectónico en dirección de carácter dextrógiro que tuvo en consecuencia el traslado de las unidades Subbéticas desde posiciones más orientales hasta las actuales.

RUIZ ORTIZ, (1979 y 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 Cuenca 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.

## 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 Mazarrón afloran materiales del Complejo Nevado-Filábride en el sentido de EGUELER (1963), PUGA *et al.* (1974,1976), DÍAZ DE FEDERICO (1971,1980) y del Complejo Alpujárride según su definición clásica de EGUELER Y SIMÓN (1969), KOZUR *et al.* (1974, 1985), ALDAYA (1979), SANZ DE GALDEANO (1979), GARCÍA -TORTOSA (2000,2002.etc). Algunos autores describen una serie de unidades en las que se conjugan esencialmente tres características definitorias: a) se ubican tectónicamente entre los Complejos Alpujárride y Maláguide, b) tienen un metamorfismo de bajo grado, y c) en su registro sedimentario triásico, especialmente sus formaciones carbonatadas, se observan sucesiones correlacionables tanto con las Unidades Alpujárrides como con las Maláguides. Esta conjunción de caracteres ocasionó el que dichos autores las describiesen como "*Unidades Intermedias o de Transición*" cuya existencia no es restrictiva a las Béticas orientales ya que se citan ejemplos similares desde la Zona Interna Bético-Rifeña (DURAN-DELGA *et al.*, 1963; DIDON *et al.*, 1973), en Málaga (DIDON *et al.*, 1973; SANZ DE GALDANO *et al.*, 1997, 1999), al NE de Granada (SANZ DE GALDANO *et al.*, 1995), en Murcia (PAQUET 1969; KAMPSCHUUR *et al.*, 1974 a, b y c); LONERGAN, 1991 y 1993; GARCÍA -TORTOSA *et al.*, 2000 y SANZ DE GALDANO *et al.*, 2000 y 2001). De forma generalizada, estos autores citados, consideran que se trata de un conjunto de unidades que constituyeron el transito paleogeográfico entre ambos complejos, lo que significa que este límite no fue obviamente brusco sino gradual, a diferencia de lo que opinan MÄKEL *et al.* (1979) y MÄKEL (1981), NIETO *et al.* (1994) que no admiten la existencia de las transiciones litológicas y por tanto de las Unidades Intermedias. BOOT-REA (2000) ha diferenciado dos grupos de unidades Maláguides en función de su posición estructural y del metamorfismo alcanzado en sus respectivas sucesiones Permo-Triásicas. Las unidades de posición inferior, que solo afloran en las Béticas orientales, las denomina Unidades Maláguides Inferiores y se caracterizan por haber sufrido metamorfismo alpino de grado muy bajo (anquiza) y por no mostrar formaciones pre-Pérmicas ni post-Triásicas. Las unidades de posición

superior las ha denominado Unidades Maláguides Superiores y se caracterizan porque tienen un zócalo Paleozoico, sus sucesiones Permo-Triásicas solo han sufrido diagénesis y además tienen una cobertura post-Triásica que incluye términos desde el Jurásico al Mioceno Inferior. PAQUET (1969, 1970 y 1974), LONERGAN (1991 y 1993), MARTÍN-MARTÍN (1996), MARTÍN-MARTÍN *et al.* (1997b), SANZ DE GALDEANO *et al.* (2000).

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

Los criterios que se tienen, cuando el área de trabajo se circumscribe al perímetro de una hoja geológica no son suficientes ya que, en este caso, necesariamente implican un conocimiento regional o incluso en el ámbito de cordillera. En el cuadro adjunto se sintetiza la propuesta de correlación que se desarrollara en esta memoria.

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

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

### 2.2.1. Complejo Nevado-Filábride

El término **Nevado-Filábride** fue propuesto por EGEKER (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).

En la Hoja de Mazarrón el complejo Nevado-Filábride aflora ampliamente estando representados materiales de sus dos mantos (Veleta y Mulhacén), si bien, en la mayoría de los afloramientos suele faltar en la misma vertical alguno de los dos mantos. Así, el manto del Veleta aflora muy bien en el denominado Lomo de Bas y en el sector del Valle del Río Amir, mientras que el del Mulhacén aflora en las sierras del Algarrobo-Lo Alto; Sierra de las Moreras y Sierra Almenara.

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. Así, cuando sobre micaesquistos nevadofilábrides aparecen directamente materiales alpujárrides, han sido asignados los primeros a formaciones paleozoicas alpujárrides, DURAND DELGA *et al.*, (1962); FERNEX (1964) (ESPINOSA GODOY *et al.*, 1974) y ALDAYA *et al.*, (1979). Éstos últimos incluyen en el Alpujárride al Lomo de Bas. Posteriormente ÁLVAREZ Y ALDAYA (1985) y ÁLVAREZ (1987) incluyen los materiales anteriores dentro del Nevado-Filábride. ÁLVAREZ (1987) opina que las asignaciones incorrectas de estos materiales se deben a dos hechos fundamentales. Por un lado al carácter atípico de los materiales de esta unidad que presentan rasgos que recuerdan a los de ciertas secuencias paleozoicas alpujárrides del Sector Central de la Cordillera; y por otro, a la ausencia entre ellos y las unidades alpujárrides suprayacentes de una secuencia característica y bien desarrollada del Manto del Mulhacén, tal y como aparece en otros sectores de la Zona Interna Bética.

En las sierras del Algarrobo y Almenara afloran sólo materiales del manto del Mulhacén. Éste manto en la Hoja de Mazarrón y al igual que en las hojas adyacentes con materiales asignables al mismo, puede ser dividido a su vez en dos unidades, con un aparente mayor grado metamórfico la suprayacente, la cual aparece normalmente en contacto con la unidad Alpujárride más baja de cada sector.

### 2.2.1.1. *Manto Del Veleta*

Como se ha dicho anteriormente aflora ampliamente en el denominado Lomo de Bas, situado en la parte más meridional de la hoja, encontrándose los afloramientos más septentrionales en el Valle del Río Amir y en la parte occidental de la Sierra de las Moreras (concretamente en el sector minero conocido como Coto Fortuna) donde el Manto del Veleta aflora a modo de ventana tectónica, bajo materiales del Manto del Mulhacén y del Complejo Alpujárride.

En la Hoja de Mazarrón este manto está formado por una potente y monótona sucesión que supera el millar de metros de espesor, constituida fundamentalmente por esquistos oscuros con grafito, micaesquistos y cuarcitas grisáceas y beiges (y que será descrita con más detalle a continuación) con abundantes micas, muy parecida a la sucesión del Manto del Veleta en Sierra Nevada. El color predominante de estos materiales es el gris oscuro debido al grafito, si bien, también es frecuente el color marrón y rojizo debido a la presencia de óxidos de hierro entre los planos de esquistosidad de los niveles cuarzoesquistosos. A pesar de su gran parecido a las series del Manto del Veleta en Sierra Nevada, su más bajo grado metamórfico hace que sea menor la presencia de minerales, como el granate y el cloritoide, que en las series de Sierra Nevada, lo que debió contribuir a su inclusión dentro del Alpujárride por otros autores ya citados.

La sucesión que se describe a continuación está afectada por numerosas superficies de cizalla que, en unos casos producen repeticiones tectónicas y, en otros omiten términos, por lo que las potencias que se puedan medir son tan solo orientativas. Además, otras superficies de cizalla casi verticales y de dirección aproximada Este-Oeste, separan en el Lomo de Bas un conjunto fundamentalmente cuarcítico que es el que ocupa la mayor parte de dicho relieve, de otro constituido fundamentalmente por esquistos grafitosos que ocupan la parte septentrional del Lomo de Bas y que constituye también los principales afloramientos del Valle del Río Amir y del Coto Fortuna, sin que se vea claramente la relación original entre ambos conjuntos, por lo que se describen por separado.

#### 2.2.1.1.1. *Cuarzoesquistos, cuarcitas y micaesquistos de tonos marrones (1). Paleozoico*

La formación, está constituida por una alternancia entre cuarzoesquistos marrones, esquistos grises y niveles cuarcíticos de color beige o gris (1), predominando los primeros sobre los esquistos y las cuarcitas. Se reconocen posibles cambios de facies laterales entre unas y otras litologías que en conjunto alcanzan varios miles de metros de espesor, como se observa en el Lomo de Bas, donde puede realizarse un corte detallado en la carretera que une El Ramonete con Cabo Cope, que atraviesa completamente el citado relieve. Los niveles de cuarcitas son los menos abundantes y su espesor es variable, desde pocos centímetros a unos pocos metros de espesor. Son frecuentes los óxidos de hierro entre los planos de esquistosidad, lo que le confiere al conjunto el tono marrón rojizo antes mencionado.

## 2.2.1.1.2. *Micaesquistos grafitosos, cuarcitas y micaesquistos (2). Calcoesquistos, calizas y mármoles grises (3).* Paleozoico

La sucesión está constituida por esquistos de grano fino cuya gama de color va desde el gris plateado al gris oscuro o casi negro, además de tonos azulados. Entre los esquistos aparecen niveles más cuarcíticos de potencia decimétrica a métrica. Los niveles más cuarcíticos son menos ricos en grafito que el resto y son minoritarios respecto a los niveles grafitosos. Intercalados en estos materiales se observan pasos laterales a cuerpos carbonatos constituidos por calcoesquistos, calizas y mármoles grises a veces con entidad cartográfica (3).

### 2.2.1.1.3. *Mármoles fajeados (4).* Paleozoico

Intercalados en la parte superior de la sucesión aparecen niveles de mármoles oscuros micáceos (4), de espesor decímetrto a métrico, en los que en ocasiones pueden encontrarse restos fósiles como los descritos por LAFUSTE Y PAVILLÓN (1976), entre los que reconocieron pólipos semejantes a *Chaetetes salairicus*, de edad devónica. El espesor de esta sucesión es como mínimo superior a 500 metros, si bien y como ya se ha indicado anteriormente esta estimación de la potencia es tan solo orientativa.

## 2.2.1.2. *Manto del Mulhacén*

Tal y como ya se ha adelantado anteriormente dentro de este manto podemos diferenciar cartográficamente dos unidades, con tan solo ligeras diferencias en cuanto a las proporciones de unas u otras litologías dentro de cada unidad.

La dos unidades nevadofilábrides del Manto del Mulhacén, que denominaremos de abajo arriba Inferior y Superior respectivamente, presentan básicamente las mismas formaciones, que serán descritas a continuación, si bien, la unidad superior presenta una formación de esquistos grafitosos con granates, que son los que le dan (tan solo a visu) un aspecto de aparente mayor grado metamórfico y que permite diferenciarla cartográficamente de la unidad infayacente, en la que no hemos encontrado, al menos de manera evidente, esta formación.

### 2.2.1.2.1. *Unidad Inferior*

#### a. *Micaesquistos con granates (5). Micaesquistos y esquistos anfibólicos (6)*

Todos estos materiales constituyen una misma formación, la más baja de este manto. Apenas está representada en la unidad Inferior del manto del Mulhacén de este sector, ni en las Hojas adyacentes a la de Mazarrón, de modo que tan solo aparecen algunos afloramientos de micaesquistos con granates que tienen tonos plateados (5) y que constituyen los tramos más bajos en la sucesión de la unidad inferior del Manto del Mulhacén (sector N de la Sierra del Algarrobo), por lo que se incluyen en la presente formación. Estos niveles

intercalan o se alternan en algunos puntos con esquistos anfibólicos con granates (6), en cuyo caso adquiere la formación tonos más oscuros.

- b. Cuarzoesquistos y esquistos plateados (7). *Paleozoico Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de cuarzoesquistos y cuarcitas beige*

Esta formación se corresponde con la formación TAHAL descrita en otros sectores del Nevado-Filábride (GÓMEZ PUGNAIRE, etc.). Aflora ampliamente en la Hoja de Mazarrón y en otras adyacentes como la de Cartagena. Así, los materiales de esta formación son los que constituyen la mayor parte de las Sierras del Algarrobo en la parte Nororiental de la Hoja, Sierra Almenara en la parte Noroccidental y septentrional de la misma y Sierra de las Moreras en la parte Central, ocupando por tanto una gran extensión superficial.

Su sucesión está constituida por una alternancia de micaesquistos, cuarzoesquistos y cuarcitas. Los micaesquistos tienen predominantemente tonos verdes azulados. 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 bandeados.

En los micaesquistos de la formación que se está describiendo el mineral más representativo es el cloritoide, mientras que el granate es raro en esta unidad.

- c. Esquistos verdes-azulados con cloritoide (8). *Paleozoico. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de micaesquistos verdosos-azulados con cloritoide*

Por encima del miembro anterior, fundamentalmente cuarcítico, y de manera gradual, aparece otro miembro más esquistoso, si bien, son frecuentes los despegues entre ambos debido a sus diferentes competencias. Su sucesión está constituida por una alternancia de micaesquistos, cuarzoesquistos y cuarcitas. Los micaesquistos tienen predominantemente tonos verdes azulados. 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 bandeados. 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 el cloritoide, mientras que el granate es raro.

Por lo general la sucesión presenta una foliación bastante penetrativa, sobre todo en los términos más pelíticos, si bien, 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.

El miembro que se acaba de describir es el constituyente principal de las sierras de Almenara, Moreras y Algarrobo, así como de otras adyacentes fuera de la hoja de Mazarrón. Los mejores cortes que se pueden realizar los proporcionan los múltiples itinerarios de los caminos que suben a lo alto de Sierra Almenara, tanto desde su vertiente meridional como septentrional ya ofrecen la posibilidad de observar todos sus términos.

#### d. Anfibolitas y Rocas Básicas (9). *Paleozoico-Triásico*

Se puede considerar que en la Hoja de Mazarrón aparecen algunos de los mejores afloramientos de este tipo de rocas dentro del Complejo Nevado-Filábride, tanto por su gran extensión como por la potencia de los mismos, como por ejemplo, los afloramientos de los sectores del Lomachón, Oya de los Morenos o el sector de las Canteras Victoria al oeste de la Sierra del Algarrobo, así como los afloramientos de diferentes partes de Sierra Almenara. Estas rocas aparecen fundamentalmente en el contacto entre la formación que se acaba de describir y la Formación de Mármoles y Calcoesquistos. Las rocas básicas aparecen como relictas entre las anfibolitas y se pueden diferenciar gabros, de tonos muy oscuros, que aparecen como "bolos" dentro de las anfibolitas sin que se reconozcan bien las relaciones originales con las rocas encajantes. Algunos de estos "bolos" de gabros presentan xenolitos de hasta varios centímetros de diámetro, como los descritos por GÓMEZ PUGNAIRE y MUÑOZ (1990, 1991) en otras partes más occidentales del Nevado-Filábride, con cristales de andalucita. Además de los gabros aparecen también rocas porfídicas de grano fino y color verde, con abundantes fenocristales de plagioclasa de hábito tabular y tamaño milimétrico. No obstante, las litologías anteriores suelen estar muy deformadas y metamorfizadas, de modo que los minerales que predominan en estos afloramientos son metamórficos, perdiéndose por completo la 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 metamorfizados suelen aparecer cerca del contacto entre la parte superior de la formación de micaesquistos verdes azulados y la base de la formación carbonatada.

e. Metaevaporitas (10). *Paleozoico. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de Metaevaporitas*

Este miembro aparece por encima del anterior y está constituido por una asociación lito-lógica 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 formación, 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, diferentes 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 sin-sedimentaria 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. Estos niveles son abundantes en el Sector de los Izquierdos en la Sierra del Algarrobo, en el Sector de las Yeseras en la carretera que une Mazarrón y la Pinilla, en el sector de la Oya de los Morenos, etc. A los términos de este miembro de metaevaporitas están asociados cuerpos de metabasitas que intruyen cortando los contactos litológicos previos.

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 porfido-blastos redondeados u ovalados de varios milímetros de diámetro. Los niveles de mármoles suelen aparecer como niveles aislados de poco espesor, escasa continuidad lateral y frecuentemente brechificados. 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 qué 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.

f. Mármoles (11). *Paleozoico-Triásico? Formación carbonatada*

Está constituida fundamentalmente por mármoles entre los que se intercalan, sobre todo en la parte inferior de la formación, niveles poco potentes de calcoesquistos, micaesquistos, cuarzoesquistos y anfibolitas. 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 calcoesquistos 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. Son frecuentes los mármoles fajeados, en los que alternan, a escala milimétrica, centimétrica o decimétrica, bandas de mármoles claros y oscuros. Se pueden encontrar aún intercalaciones de calcoesquistos y de micaesquistos, a veces con granates.

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

#### 2.2.1.2.2. *Unidad Superior*

##### a. *Esquistos oscuros con granates (12). Formación de esquistos oscuros con granates. Paleozoico*

Así, los esquistos oscuros con granates propiamente dichos (**12**) aparecen sistemáticamente asociados a la unidad superior, siendo igualmente sus afloramientos reducidos y puntuales (sector del Coto Fortuna en Sierra de las Moreras, Sector de las Balsicas en Mazarrón; Sector Noreste del Lomachón, etc.). 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 grafitos con granate, cuarzoesquistos y cuarcitas con granates, de tonos marrones a grisáceos oscuros, entre los que se intercalan finos niveles de carbonatos y finos niveles cuarzofeldespáticos que posiblemente se corresponden con metagranitos. Esta formación aflora en la hoja de Mazarrón muy adelgazada, siendo las potencias máximas observadas de unos pocos metros, apareciendo el contacto con la formación suprayacente muy tectonizado. Se corresponde con los materiales más antiguos del Manto del Mulhacén, asignándosele una edad paleozoica. Se puede correlacionar con la Formación Montenegro descrita en otros sectores del Complejo Nevado-Filábride (VOET 1967; GÓMEZ PUGNAIRE y FRANZ, 1988; etc.).

##### b. *Cuarcitas beige y cuarzoesquistos plateados (13). Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de cuarzoesquistos y cuarcitas beiges. Paleozoico*

Como ya se ha descrito, esta formación se corresponde con la formación TAHAL descrita en otros sectores del Nevado-Filábride (GÓMEZ PUGNAIRE, etc.).

Allí donde esta formación conserva bien los términos más bajos de la misma, puede observarse que comienza por un potente miembro de hasta varios cientos de metros de espesor constituido predominantemente por cuarzoesquistos y esquistos plateados en la unidad inferior, además de cuarcitas beiges predominantemente en la unidad superior (**13**), que aparecen en bancos decimétricos a métricos, en los que parece reconocerse cierta ciclicidad entre los términos más y menos cuarcíticos, e incluso estructuras sedimentarias (gradaciones tanto de tamaño de grano como de espesor de los bancos, etc.). Este miembro aparece bien conservado dentro de la unidad superior en la parte occidental de la Sierra de las Moreras, apareciendo directamente sobre los esquistos grafitos del manto del Veleta, así como en diferentes puntos de Sierra Almenara.

##### c. *Esquistos y micaesquistos plateados (14). Paleozoico. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de micaesquistos verdosos-azulados con cloritoide*

Sobre el miembro anterior, fundamentalmente cuarcítico, y de manera gradual, aparece otro miembro más esquistoso, si bien, son frecuentes los despegues entre ambos debido a sus diferentes competencias. Su sucesión está constituida por una alternancia de micaesquistos, cuarzoesquistos y cuarcitas. En esta unidad, los micaesquistos tienen predominantemente tonos grises plateados, más o menos oscuros dependiendo del contenido en menas opacas, que pueden llegar a ser muy abundantes. Las menas opacas se suelen concentrar en capas de espesor milimétrico, por lo que las rocas tienen en ocasiones un aspecto bandeadado. 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 el cloritoide, mientras que el granate es raro, si bien en esta unidad, 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, si bien, 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.

El miembro que se acaba de describir es el constituyente principal de las sierras de Almenara, Moreras y Algarrobo, así como de otras adyacentes fuera de la hoja de Mazarrón. Uno de los mejores cortes que se pueden realizar del mismo es el que va desde las inmediaciones del pueblo de Mazarrón hasta la Sierra de lo Alto y el Algarrobo, utilizando los caminos que parten de la zona del cementerio.

d. Anfibolitas y Rocas Básicas (15). *Paleozoico-Triásico*

Se puede considerar que en la Hoja de Mazarrón aparecen algunos de los mejores afloramientos de este tipo de rocas dentro del Complejo Nevado-Filábride. Dentro de esta unidad destacan los numerosos afloramientos en la Sierra de las Moreras (sector del Cuco).

Su aspecto de visu, textura y composición es prácticamente idéntico a la que se describe en el apartado 2.2.1.2.1.d. por lo que nos remitimos a lo allí descrito.

e. **Metaevaporitas (16). Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de Metaevaporitas. Paleozoico**

Tal como se describía para la Unidad Inferior (apartado 2.2.1.2.1.e. este miembro 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). Estos niveles son abundantes en el Sector del Cuco en la Sierra de las Moreras y dado que su arquitectura estratigráfica es muy casi idéntica a la que presenta este miembro en la Unidad Inferior, se remite a la descripción pormenorizada que ya se ha realizado en el apartado 2.2.1.2.1.e.

f. **Yesos, anfibolitas, esquistos y mármoles (17). Paleozoico-Triásico?**

En algunos afloramientos aparecen “mezclados” fundamentalmente por cuestiones tectónicas litologías de los miembros y tramos anteriormente descritos, sin que se pueda diferenciar a la escala cartográfica utilizada los diferentes miembros, por lo que estos afloramientos se han englobado bajo este epígrafe.

g. **Mármoles (18). Formación carbonatada. Paleozoico-Triásico?**

Hay muy pocas características diferenciales entre los mármoles de las Unidades Inferior y Superior. De la misma manera esta formación, en esta unidad, está constituida fundamentalmente por mármoles entre los que se intercalan en sus tramos basales, niveles poco potentes de calcoesquistos, micaesquistos, cuarzoesquistos y anfibolitas. 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 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 esta Hoja como en las adyacentes, comienza allí donde se conservan los términos más bajos, por niveles calcoesquistosos que intercalan micaesquistos verdosos y grises. De igual forma, 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. La sucesión se continúa con una alternancia de mármoles calcíticos blancos, mármoles gri-

ses-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. 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.

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. 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

En esta Unidad Superior del Manto del Mulhacén, los mármoles amarillos tienen una presencia muy importante. En estos mármoles amarillos, es característica la presencia de varios juegos de fracturas que aparecen cementadas y a partir de las cuales crecen dendritas de pirolusita.

#### 2.2.2. Complejo Alpujárride

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

En los materiales del Complejo Alpujárride se reconoce un metamorfismo de presiones intermedias y bajas (e.g. WESTRA, 1969; ALDAYA, 1969a y b y 1970; TORRES-ROLDÁN, 1974; NAVARRO-VILÁ, 1976 entre otros). Además existe un episodio precoz de alta presión-baja temperatura (GOFFÉ *et al.*, 1989; TUBÍA y GIL IBARGUCHI, 1991; AZAÑÓN *et al.*, 1992). Este hecho pone de manifiesto la existencia de una complicada evolución metamórfica que comprende varios episodios principales de cristalización mineral. Además, afecta de manera diferencial a las diferentes unidades que constituyen este complejo, de modo que en el mismo se pueden distinguir de manera simplificada tres grupos de unidades, inferior, medio y superior tectónicamente superpuestos (ALDAYA *et al.*, 1979; DELGADO *et al.*, 1981; SANZ DE GALDEANO, 1997), más un conjunto de unidades transicionales, no solo desde el punto de vista metamórfico, si no también desde el punto de vista estratigráfico, entre el Alpujárride y el Maláguide, lo que indica una clara relación paleogeográfica entre ambos complejos (SANZ DE GALDEANO *et al.*, 2000; GARCÍA TORTOSA, 2002). Generalmente se señala que las unidades más bajas presentan un menor grado de metamorfismo, pero tal y como se puso de manifiesto en GARCÍA TORTOSA *et al.*, 1999, 2000 y 2001 y GARCÍA TORTOSA 2002, este hecho no se cumple en todos los sectores de la Zona Interna, especialmente en el Sector Oriental de la Zona Interna Bética, al que pertenecen los materiales que se describen en la presente hoja.

Los primeros estudios geológicos que se realizaron en la Hoja de Mazarrón en relación con los materiales que ahora atribuimos al Complejo Alpujárride se centraron, al igual que en las vecinas hojas de Cartagena y Llano del Beal, en las mineralizaciones que aparecen en la misma, motivo por el que se potenció su estudio. Entre otros, se pueden citar los trabajos de VILLASANTE (1892; 1899; 1913), PAVILLON (1965, 1966 y 1969), etc. Además de los numerosos trabajos que trataban sobre cuestiones mineras y otros trabajos ya citados en apartados anteriores, se pueden destacar los siguientes:

FALLOT (1945) reconoce varias unidades tectónicas alpujárrides con el Trías principalmente carbonatado, debajo de las cuales existen elementos del Bético de Sierra Nevada.

TEMPLADO *et al.* (1953) y NAVARRO *et al.* (1961) realizan la cartografía de la Hoja nº 976 (Mazarrón).

FERNEX (1962, 1963 a, 1964 a, b y c, 1965 y 1968) indica la existencia de importantes elementos alóctonos y considera que parte de los materiales que estudia pertenecen a la unidad más alta de la Mischungszone. Pone de manifiesto que los materiales de la Mischungszone III, así como su metamorfismo, son muy parecidos a los de las secuencias triásicas alpujárrides y que quizás se podrían considerar pertenecientes a dicho complejo (FERNEX, 1964a).

CORBELLÁ-MARTÍ (1969) distingue varias unidades alóctonas que se situarían sobre dos substratos diferentes entre la Sierra de las Moreras en Mazarrón y la terminación oriental del Lomo de Bas: al sur los esquistos negros del Lomo de Bas que constituirían el substrato de los materiales alpujárrides y al norte las formaciones metapelíticas de la Sierra Almenara que representaría el substrato de los terrenos de la Mischungszone.

EGELER Y SIMÓN (1969) incluyen dentro del complejo Ballabona-Cucharón parte de la Sierra de las Moreras en Mazarrón.

ALDAYA *et al.* (1972) incluyen por primera vez los materiales estudiados por Corbellá-Martí (1969) dentro del complejo Alpujárride.

ESPINOSA GODOY *et al.* (1974) llaman unidad Intermedia a los materiales que Corbellá-Martí (1969) incluyó dentro de la Mischungszone III, la asignan al complejo Ballabona-Cucharón y describen dos unidades alpujárrides sobre ésta en el sector estudiado.

ÁLVAREZ Y ALDAYA (1985) y posteriormente ÁLVAREZ (1987) describen las unidades alpujárrides del área entre Águilas y Mazarrón. Los materiales que afloran en la sierra de las Moreras al sudoeste de Mazarrón, equivalentes a los que se habían incluido en los trabajos de CORBELLÁ-MARTÍ (1969) dentro de la Mischungszone III, los incluyen en una nueva unidad alpujárride que llaman unidad del Talayón. En la misma sierra, otros materiales que habían sido incluidos en la unidad "alpujárride inferior" por ESPINOSA GODOY *et al.* (1974), estos

autores los dividen en dos nuevas unidades, que serían la unidad de los Llanos y la unidad de los Pájaros. Al sur del Lomo de Bas.

GARCÍA TORTOSA *et al.* (2000b) correlacionan las unidades de los Llanos y de los Pájaros, que para ellos es la misma unidad, con la unidad de Cabo Tiñoso en la hoja de Cartagena. La unidad del Talayón la correlacionan con la unidad de Peñas Blancas, de modo que en la hoja de Mazarrón afloran tres unidades alpujárrides, que de abajo arriba son las siguientes: *Unidad de Peñas Blancas*, *Unidad de Cabo Tiñoso* y *Unidad de Ramonete*, que podría correlacionarse a su vez la con Unidad de San Julián de la Hoja de Cartagena, pues además de ocupar la misma posición tectónica (sobre la unidad de Cabo Tiñoso) es similar estratigráfica y petrográficamente. No obstante, al no existir continuidad lateral entre sus afloramientos en una y otra hoja, se utilizarán ambos nombres para referirse a ellas.

El estudio estratigráfico de las unidades alpujárrides aflorantes en esta hoja se ha llevado a cabo mediante el levantamiento de columnas estratigráficas parciales, con las que se han elaborado las columnas estratigráficas sintéticas de cada una de dichas unidades. Para la correlación entre las diferentes columnas estratigráficas parciales se han utilizado las dataciones de determinados niveles, la identificación de estos niveles allí donde la recristalización de las rocas no permitía la determinación del contenido fosilífero y, por último, la relación estratigráfica de dichos niveles con otros fáciles de identificar por sus facies características y que han sido fundamentales al haberse utilizado como niveles de referencia.

Las correlaciones anteriores han permitido describir un conjunto de unidades litoestratigráficas reconocibles en prácticamente todas las unidades alpujárrides de este sector de la cordillera. A continuación, se van a describir dichas unidades litoestratigráficas con el fin de que en el próximo apartado se pueda mostrar la columna estratigráfica sintética más representativa de cada unidad tectónica, sin necesidad de repetir características comunes, pues aunque ahora constituyan varias unidades tectónicas debido a sus relaciones estructurales y características petrográficas, originalmente formaron parte de una misma unidad estratigráfica.

### **Principales unidades litoestratigráficas diferenciadas**

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

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

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

La Formación Detritica está constituida principalmente por filitas (a veces esquistos) y se puede dividir básicamente en dos miembros entre los que se dan cambios de facies laterales y verticales, quedando de manera general uno por encima del otro. El inferior aparece más recristalizado por el metamorfismo e intercalados entre las filitas aparecen abundantes niveles de cuarcitas, predominando en el mismo los colores grisáceos (tonos "humo"). A este miembro se le ha llamado **Miembro detritico inferior**. En algunas unidades presenta niveles de conglomerados, sobre todo hacia la base. Por encima del anterior, mediante un cambio oblicuo de facies, se distingue un miembro constituido principalmente por filitas, menos recristalizadas que las infrayacentes y colores con tendencia hacia el púrpura, al que se le ha llamado **Miembro detritico superior**. Como característica diferencial, este miembro suele presentar un tramo cuarcítico hacia la parte alta, y sobre éste, aunque no siempre está presente, un tramo caracterizado por la presencia de yesos, dolomías y calcoesquistos, entre los que se dan cambios de facies graduales. El techo del mismo, siempre está representado por filitas/pelitas y calcoesquistos amarillentos, a veces con intercalaciones de calizas, normalmente recristalizadas. El aspecto cristalino de estos materiales disminuye siempre hacia techo en todas las sucesiones estudiadas.

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

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

La *Formación Carbonatada inferior* está constituida principalmente por dos miembros según la relación calizas-margas, a los que se les ha denominado miembro calizo y miembro calizo-margoso. El primero está constituido por calizas en bancos de escala decimétrica intensamente bioturbadas, separados por finos niveles pelíticos. El segundo está caracterizado por una marcada ciclicidad entre calizas y margas. Las calizas de ambos miembros se presentan

frecuentemente laminadas y la textura más abundante es la "mudstone" y "wackestone", aunque se encuentran niveles con textura "packstone", con restos de algas dasycladáceas, gasterópodos, foraminíferos, ostrácodos, bivalvos, radiolas de equinodermos, crinoides, etc. Están caracterizadas por una intensa bioturbación que le da un aspecto noduloso e irregular a la estratificación (calizas vermiculadas o facies de fucoides).

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

- *Un Miembro carbonatado con sílex*, que se compone de calizas claras estratificadas en bancos métricos, poco bioturbadas y con textura mudstone, o en su caso por dolomías grises con la misma textura original. Existen intercalaciones de niveles lenticulares con textura packstone, formados principalmente con restos muy recristalizados de algas dasycladáceas. La mitad superior del miembro se caracteriza por presentar nódulos centimétricos de sílex y niveles tabladados, sobre todo a techo del mismo, donde presenta juntas pelíticas rosas y amarillentas. Este miembro destaca sobre la formación infrayacente por la baja o nula presencia de niveles pelíticos-margosos. Aunque se observan diques de rocas subvolcánicas (metabasitas, 1) a diferentes alturas en la serie, es de destacar que las intrusiones de mayor continuidad lateral aparecen asociadas al techo (y en menor proporción al muro) del miembro carbonatado con sílex, intercaladas como paquetes tabulares paralelos a la estratificación.
- *Un Miembro mixto carbonatado-siliciclástico*, constituido por varios tramos de naturaleza principalmente dolomítica, entre los que se dan abundantes cambios de facies laterales y oblicuas. Entre otras, las principales litofacies presentes en este miembro son dolomías grises masivas sin fósiles, con moldes de evaporitas; dolomías grises oscuras laminadas (laminación de tipo tráctivo y laminación algal), en la que, aparece sílex en nódulos finos e irregulares, subparalelos a las superficies de estratificación; dolomías oolíticas oscuras y laminadas ("grainstones" oolíticos), que contienen ostrácodos, foraminíferos bentónicos, etc.; y por último, cabe destacar un tramo con cuarcitas, filitas y metareniscas rojizas, en las que, a pesar de la recristalización se conservan en ocasiones estructuras sedimentarias como laminaciones cruzadas. Estos niveles pasan lateralmente a niveles de margas, calcoesquistos y margocalizas muy ricas en restos de bivalvos, radiolas de equinodermos, crinoides, ostrácodos y restos de peces, que hacen la transición hacia el miembro que se describe a continuación, el cual aparece de manera general mediante cambios oblicuos de facies sobre el que se acaba de describir.
- *Un Miembro calizo-dolomítico margoso*, constituido por una alternancia entre pelitas y margas de colores amarillentos y/o rojizos, calcoesquistos, calizas margosas, margas, calizas, e intercalaciones de niveles decimétricos de dolo-

mías, en las que se pueden encontrar casi todas las facies del miembro mixto carbonatado-siliciclástico, con el que se dan cambios oblicuos de facies. Son abundantes los niveles de brechas sinsedimentarias de cantos dolomíticos y matriz arcillosa-carbonatada rojiza y/o grisácea. En los niveles calizos intercalados son abundantes los restos fósiles de bivalvos, braquíópodos, radiolas de equinodermo, crinoides, ostrácodos, dientes de peces, etc. Este tramo suele estar muy deformado por despegues internos.

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

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

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

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

#### 2.2.2.1. *Unidad del Cantal*

Sus afloramientos representan los únicos de la Formación Metapelítica paleozoica del Grupo Detritico del Alpujárride en la presente hoja, formando parte íntegramente de esta formación toda la unidad. Fue considerada como una unidad Alpujárride alta, asimilable al grupo Almijara (ALDAYA *et al.*, 1979), que cabalgaba a las unidades de Águilas y de las Palomas, contactando al norte con la Unidad del Lomo de Bas a través de una falla que separa los dominios Central y Meridional de ÁLVAREZ (1987). Sin embargo en esos trabajos previos se consideraron como de la unidad de las Palomas materiales inseparables cartográficamente de los del Cantal, mientras que el resto de afloramientos de la unidad de las Palomas es inseparable de la citada unidad de Águilas, la cual presenta en todo caso pequeñas imbricaciones de escala insuficiente como para conformar dos unidades diferentes. Así, se puede observar claramente a nivel regional que la unidad del Águilas se encuentra por encima tectónicamente de la uni-

dad del Cantal, si bien, existen pequeñas inversiones de la posición tectónica en determinados sectores donde el contacto entre ambas unidades es una falla de salto en dirección con cierta componente inversa de carácter local. Por tanto, la unidad del Cantal no está por encima de ninguna otra unidad alpujárride, si no que por el contrario, tal y como se describe en la Hoja de Cope, estaría por debajo de la unidad alpujárride de Águilas.

Esta unidad presenta un metamorfismo de grado alto y ha sido considerada también por algunos autores como una unidad Nevado-Filábride de tipo Mulhacén, situada por encima de los materiales del Manto del Veleta que conforman el Lomo de Bas (SANZ DE GALDEANO, 1997), controversia o polémica que seguramente continuará durante mucho tiempo dadas las peculiares características petrográficas y estructurales de esta unidad.

La Formación Metapelítica de la Unidad del Cantal puede dividirse en dos miembros, cuyo contacto aparece por lo general verticalizado a causa de fallas de desgarre de dirección aproximada E-O.

#### **2.2.2.1.1. Cuarcitas (19). Paleozoico. Formación Metapelítica**

El miembro más bajo está compuesto principalmente por cuarzoesquistos grisáceos y cuarcitas beiges-rojizas con granates, entre los que se intercalan niveles de esquistos grises oscuros. La potencia conservada en algunos sectores es de varios centenares de metros, sin que se pueda precisar más debido a la intensa deformación.

#### **2.2.2.1.2. Esquistos con estaurolita (20). Paleozoico. Formación Metapelítica**

El miembro superior, menos potente que el anterior, está constituido por micaesquistos grafitos con estaurolita, granate y andalucita, cuarzoesquistos e intercalaciones de cuarcitas verdosas oscuras, así como de mármoles grises azulados que no superan los cuatro metros de espesor y que aparecen muy deformados (constituyendo almendras tectónicas o boudines) por lo que presentan poca continuidad lateral. A la base del miembro, cerca del contacto con las cuarcitas infrayacentes (entre las cuales suele haber un transito gradual no siempre conservado por estar mecanizado) se han encontrado en diversos puntos bandas muy tectonizadas de gneises con turmalina. ÁLVAREZ (1987) encuentra en niveles de este miembro esquistos con distena y en ocasiones con sillimanita. La potencia del miembro supera los 300 metros.

#### **2.2.2.2. Unidad de Peñas Blancas**

*La Unidad de Peñas Blancas* aflora en una franja continua a lo largo de todo el borde sur de Sierra Almenara, desde su extremo occidental hasta la Sierra de las Moreras, en la parte más oriental de hoja de Mazarrón. Reposa directamente sobre materiales del complejo Nevado-Filábride con los que limita al norte. Hacia el este desaparece en el extremo oriental de la Sierra de Las Moreras, a causa de una falla de salto en dirección que la desplaza hasta el sector de Peñas Blancas en la Hoja de Cartagena, donde aflora con las mismas características

estructurales y estratigráficas, aunque en la presente hoja conserva mejor algunos tramos de la Formación detrítica, como potentes paquetes de yesos bien estratificados entre la parte inferior metapelítica y los carbonatos suprayacentes (Fig. 2.1)

#### 2.2.2.2.1. *Filitas (21). Yesos y calcoesquistos (22). Formación Detrítica. Triásico Inferior-Medio*

Los términos metapelíticos (21) pertenecientes a la formación detrítica aparecen bien representados en diferentes puntos de la Hoja, si bien una de las sucesiones más representativas, por conservar litologías intercaladas entre las metapelitas, se encuentra en la en la falda norte del extremo más oriental de la Sierra de las Moreras. En el resto de afloramientos la sucesión metapelítica aparece muy adelgazada por cuestiones tectónicas, estando constituida por filitas azuladas con intercalaciones de cuarcitas verdosas, amarillentas, etc., localmente de decenas de metros de potencia. En zonas muy localizadas de la parte alta de las filitas se observan yesos y calcoesquistos intercalados dentro de las mismas (22).

La sucesión observable en el extremo oriental de la Sierra de las Moreras comienza por filitas azuladas con niveles cuarcíticos. Por encima del anterior, aparece un tramo constituido por varios niveles de yesos que aparecen entre niveles tabulares de calizas y calcoesquistos amarillentos. Hacia la parte superior de la formación, por encima de los niveles anteriores destaca también en este corte la presencia de filitas de tonos violáceos-rojos, difíciles de encontrar en otros afloramientos. La parte superior de la formación está constituida por calcoesquistos y calizas beiges que representan el tránsito desde las metapelitas hasta los carbonatos suprayacentes.

De manera sintética se puede decir de la Formación Detrítica de la unidad de Peñas Blancas que, aunque por lo general aparece muy tectonizada se reconocen sus dos miembros. El Miembro detrítico inferior presenta filitas de tonos grises y azulados, e intercalaciones de cuarcitas verdosas, amarillentas, etc., a veces de decenas de metros de potencia. El Miembro detrítico superior toma tonos más violáceos hacia el techo e intercala yesos y niveles carbonatados asociados a éstos y niveles calcoesquistosos a techo que hacen la transición hacia la formación suprayacente.

#### 2.2.2.2.2. *Metabasitas (23). Triásico Inferior-Medio*

Los afloramientos de rocas básicas mesozoicas son abundantes en la Hoja de Mazarrón, aunque netamente menos abundantes que en la vecina hoja de Cartagena. A estas rocas básicas se les conoce como metabasitas en la bibliografía del sector. Son rocas ígneas básicas de hábito masivo con bajo grado metamórfico, cuyos relictos texturales y metamórficos indican que las rocas originales eran diabásicas, generalmente desarrolladas como sills. La naturaleza intrusiva de estas masas está evidenciada por la aparición de bordes enfriados y por el metamorfismo de contacto en los sedimentos en los que se encajan. Por lo general se encuentran ubicadas entre las formaciones detríticas y carbonatada inferior, así como cerca del miembro carbonatado con silex de la formación superior.

#### 2.2.2.2.3. *Calizas y dolomías (24). Grupo Carbonatado. Triásico Medio-Superior*

El grupo carbonatado en la unidad de Peñas Blancas aparece muy recristalizado, con aspecto marmóreo en muchos de sus tramos, tal y como puede observarse en prácticamente todos sus afloramientos, en especial en el sector de Pastrana, donde puede resultar difícil la diferenciación entre mármoles nevadofilábrides y mármoles de la unidad de Peñas Blancas. Este hecho hace que los carbonatos de la unidad aparezcan como un paquete aparentemente homogéneo que supera en muchos cortes los 250 metros de potencia en los que apenas se pueden diferenciar tramos u otros conjuntos litoestratigráficos. La recristalización ha hecho que no se conserven niveles fosilíferos *a visu*, ni microfósiles en lámina delgada. Tan sólo se han encontrado dos niveles predominantemente pelíticos en los que se pueden reconocer "fantasmas de bivalvos y braquiópodos" y, que por la posición estratigráfica que ocupan y sus facies se pueden correlacionar con niveles datados como ladinienses en otras unidades menos recristalizadas. Por encima de estos niveles no siempre reconocibles o conservados, aparecen calizas grises y dolomías oscuras en las que pueden aparecer nódulos de sílex, de edad probable Carniense. La parte superior del grupo carbonatado está constituida por dolomías con brechas sinsedimentarias y niveles de "debris flows" y, en algunas verticales, intercalaciones de un tramo metapelítico. A estos últimos tramos se les correlaciona con facies similares datadas como Carniense en otras unidades, si bien, no se puede descartar la presencia de niveles norienses.

A continuación se describe de manera sintética las características del Grupo Carbonatado en la unidad de Peñas Blancas.

Formación carbonatada inferior. *Los miembros calizo y calizo-margoso* aparecen muy recristalizados, con aspecto marmóreo, reconociéndose en el segundo cierta ciclicidad entre carbonatos y niveles más calcoesquistos. Los niveles carbonatados de toda la formación presentan una intensa bioturbación que aparece casi borrada por la recristalización, apareciendo a modo de un moteado azul que les da un aspecto masivo. Los únicos restos fósiles encontrados han sido bivalvos y braquiópodos muy recristalizados en algunos niveles pelíticos de la parte alta del miembro calizo-margoso.

Formación carbonatada superior. *El miembro carbonatado con sílex* está representado por calizas tableadas recristalizadas, a veces con finos niveles de pelitas amarillas y rosas, y con nódulos de sílex de varios centímetros de diámetro. Es frecuente encontrar niveles de brechas sinsedimentarias a la base de este miembro. *El miembro mixto carbonatado-siliciclástico* en su parte inferior está constituido por dolomías, calizas, calcoesquistos y pelitas amarillentas. Hacia arriba estas dos últimas litologías se hacen más abundantes pueden pasar a filitas. En tránsito con el anterior, pero por encima de manera general, aparece un *miembro calizo-dolomítico margoso*, constituido por calizas, dolomías masivas y brechas con intraclastos de dolomías, entre las son abundantes los "debris flows" y facies asociadas. Las intrusiones de diabasas en esta formación son por lo general escasas.

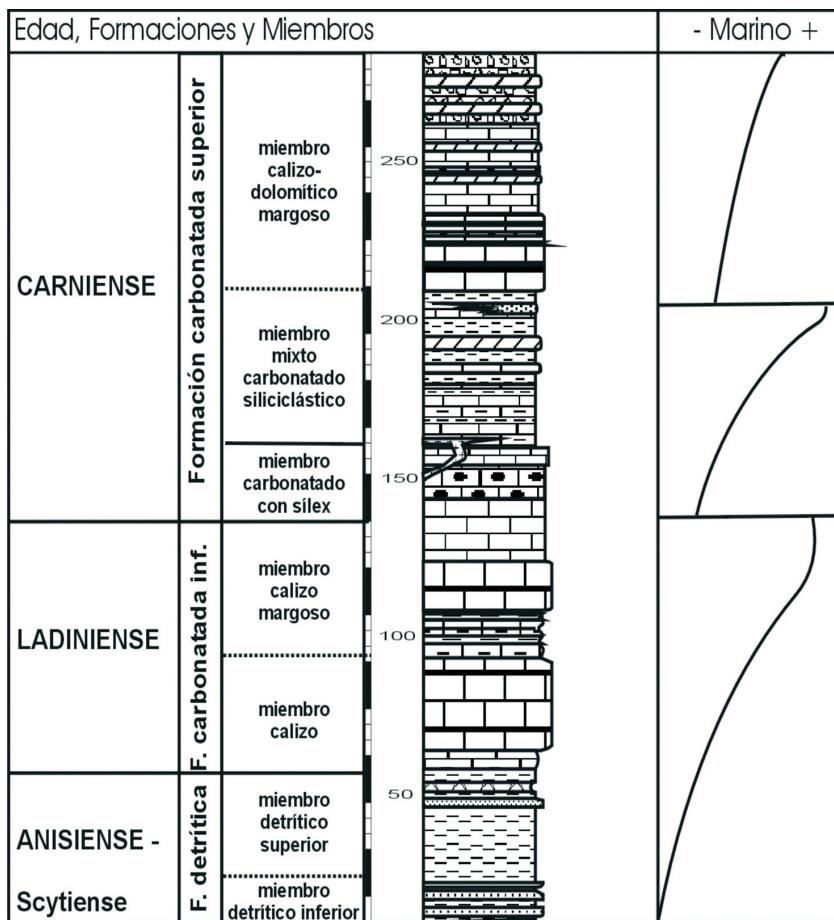


Figura 2.1. Formaciones y principales miembros de la Unidad de Peñas Blancas

#### 2.2.2.3. Unidad de Cabo Tiñoso

En la presente hoja la unidad de Cabo Tiñoso aparece sobre la unidad de Peñas Blancas en la parte más oriental de la misma, concretamente en el extremo oriental de la Sierra de las Moreras, donde anteriormente estaba dividida en dos unidades (la de los Llanos y los Pájaros de Álvarez, 1987) ahora unificadas en la que se está describiendo (GARCÍA TORTOSA *et al.*, 2000a). Hacia el Oeste no existe ninguna unidad directamente correlacionable con la de Cabo Tiñoso, de modo que sobre la unidad de Peñas Blancas se sitúa la de Ramonete, que será descrita más adelante y que aunque ocupa la misma posición tectónica que la de Cabo Tiñoso

en el extremo oriental de la hoja y en las hojas de Cartagena y Llano del Beal, no puede correlacionarse directamente con ella debido a cuestiones estratigráficas y petrográficas.

Dado que los afloramientos de la unidad de Cabo Tiñoso se limitan tan solo al extremo oriental de la sierra de las Moreras y que están bastante tectonizados, se describe a continuación la sucesión estratigráfica sintética elaborada para la misma.

#### 2.2.2.3.1. *Filitas (25). Formación Detritica. Triásico Inferior-Medio*

En la Hoja de Mazarrón esta formación viene representada fundamentalmente por términos asignables al *miembro detritico inferior*, presentando filitas grises, azuladas y verdosas, junto con intercalaciones de cuarcitas blancas y amarillentas, quedando reducido el *miembro detritico superior* a pelitas y calcoesquistos al techo de la formación.

#### 2.2.2.3.2. *Carbonatos (26). Metapelitas intercaladas (27). Grupo Carbonatado. Formación carbonatada inferior. Triásico Medio-Superior*

Presenta la sucesión tipo descrita de forma general para el Alpujárride (apartado 2.2.2) con los miembros calizo y calizo-margoso. En este último es donde mejor está representada la ciclicidad entre margas, calcoesquistos y calizas. Las calizas de ambos miembros se presentan muy bioturbadas y la textura más abundante es la "mudstone" y "wackestone", con niveles de textura "packestone" constituidos por restos de algas dasycladáceas, gasterópodos, foraminíferos, ostrácodos, bivalvos, radiolas de equinodermos, crinoides, etc. Es característico el aspecto noduloso originado por la bioturbación, cabe destacar algunos foraminíferos (*Triadodiscus* y *Lamelliconus*, etc.) y algas dasycladáceas (*Teutloporella nodosa*, *Teutloporella herculea*) que permiten datar el Ladinense. Hacia el techo de la formación, dentro del miembro calizo-margoso, aparecen varios niveles pelíticos/margosos, caracterizados por la acumulación de conchas de bivalvos (como *Bakevella af. goldfuss*, *Bakevella sp af. kiliani*, *Costatoria cf. Goldfussi*, *Lyriomyophoria cf. bética*, etc.) y braquiópodos, que representan depósitos de tormentas (tempestitas) y que han permitido datar el Ladinense – Carniense inferior.

Formación carbonatada superior. El miembro carbonatado con sílex se presenta básicamente como viene descrito el apartado dedicado a las unidades litoestratigráficas (2.2.2.1.), si bien se observan restos de algas dasycladáceas en mayor proporción que en otras unidades. En estos carbonatos con nódulos de sílex aparece el foraminífero *Gsobergella sp*, que data el Carniense. Hacia arriba, en el resto de la sucesión aparecen nuevamente niveles de bivalvos atribuibles al Carniense. Los miembros mixto carbonatado-siliciclástico en el que aparecen metapelitas (27), calizo-dolomítico margoso y dolomítico superior de la unidad de Cabo Tiñoso, se corresponden también en buena medida con los ya descritos, teniendo que destacar el gran desarrollo de niveles dolomíticos constituidos por brechas sinsedimentarias y facies asociadas, en las que destaca la matriz de las mismas por sus tonos rojos intensos en la Sierra de las Moreras.

Las dataciones de otros autores vienen a reforzar las asignaciones de edad anteriores. Así, en materiales de la unidad de Cabo Tiñoso KOZUR *et al.*, (1985) datan con ostrácodos y escle-ritos de holoturias el Ladiñense inferior justo por encima de las metapelitas de la base de la unidad y, el Carniense, en los carbonatos con nódulos de sílex y en los niveles margocalizos suprayacentes (donde también encuentran bivalvos).

#### 2.2.2.4. *Unidad de Ramonete*

La Unidad de Ramonete es la unidad Alpujárride más ampliamente representada en la Hoja de Mazarrón. Aparece sobre la Unidad de Peñas Blancas a lo largo de todo el borde sur de Sierra Almenara, mientras que en muchas verticales de la parte meridional de la Hoja lo hace directamente sobre materiales del complejo Nevado-Filábride.

Representa la unidad Alpujárride más alta de la Hoja y guarda gran similitud estratigráfica y petrográfica con la unidad de San Julián en las Hojas de Cartagena y Llano del Beal, con las que es correlacionable en gran medida.

Para elaborar la sucesión estratigráfica sintética de la unidad, en la zona de Ramonete se han levantado varios cortes estratigráficos. De ellos el más representativo, tiene su muro en la carretera Mazarrón-Águilas a la altura del Km 22, justo por debajo de la carretera, al noroeste de Los Urreas, mientras que el techo del corte es la parte más alta del relieve que queda al norte por encima de la carretera (Columna 1). La estratigrafía de la Unidad se completa con otros cortes parciales en los sectores próximos del Cabezo del Pozo Negro y El Coto.

##### 2.2.2.4.1. *Filitas (28). Yesos (29). Cuarcitas y metareniscas (30). Formación detrítica. Triásico Inferior-Medio*

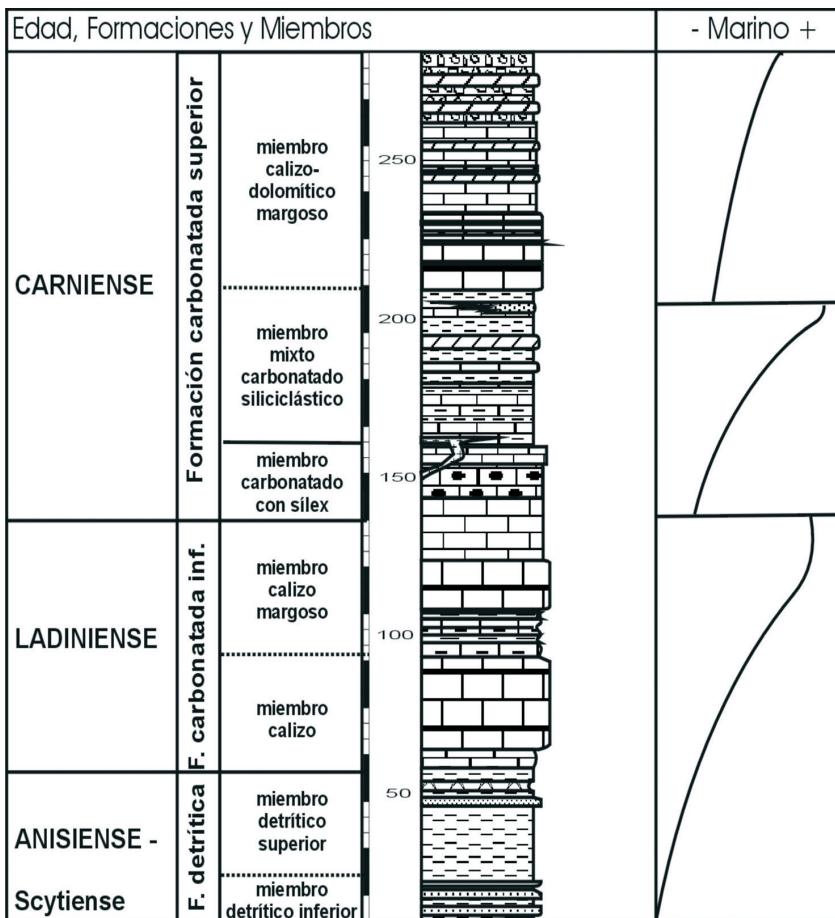
El *Miembro detrítico inferior* está constituido por filitas de tonos grisáceos y azulados que intercalan niveles métricos de cuarcitas y niveles de conglomerados con intraclastos muy deformados. El *Miembro detrítico superior* se diferencia del anterior por la tonalidad más rojiza de sus filitas y su aspecto menos recristalizado, no existiendo un contacto neto entre ambos. En la parte alta aparecen areniscas y pelitas rojas, con intercalaciones de niveles lenticulares de yesos (29). A la misma altura estratigráfica que los niveles de yesos aparecen carbonatos muy recristalizados. Es de destacar, que en este miembro se han encontrado microconglomerados, con cantos de cuarcitas e intraclastos de areniscas (30).

##### 2.2.2.4.2. *Carbonatos (dolomías) (31). Grupo Carbonatado. Triásico Medio-Superior*

La Formación carbonatada inferior, presenta, hacia su mitad superior, ciertas diferencias respecto a lo descrito al comienzo del apartado de estratigrafía. *El miembro calizo* tiene las características ya definidas en el Capítulo IV, si bien está poco bioturbado. *El miembro calizo-margoso* está constituido por niveles margosos-pelíticos, calcoesquistos y calizas. Aunque la proporción margosa es baja se puede reconocer cierta ciclicidad. Presenta los niveles caracte-

rísticos de la parte alta del miembro, constituidos por pelitas y margas con acumulaciones de conchas de bivalvos y braquiópodos.

En la Formación carbonatada superior, el *Miembro carbonatado con sílex* se presenta con facies diferentes a las de las unidades anteriores, siendo difícil distinguirlo de algunos miembros suprayacentes en afloramientos deformados, pues la parte alta de la sucesión de la Unidad de Ramonete contiene abundantes nódulos de sílex en facies similares a las de este miembro.



**Fig. 2.2.** Formaciones y principales miembros de la Unidad de Ramonete

La parte inferior del miembro, en algunos sectores está formada por un tramo de calizas de tonos oscuros, con abundantes restos de radiolas de erizo y sílex en nódulos de pequeñas

dimensiones. *El miembro mixto carbonatado-siliciclástico* se puede diferenciar a pesar de sus particularidades por las intercalaciones de tramos detríticos.

Entre otras diferencias, con respecto a las unidades alpujárrides descritas anteriormente, están los abundantes nódulos de sílex situados a diferentes alturas dentro del miembro, pudiéndose reconocer como en otras unidades una parte inferior donde existe un desarrollo importante de brechas sinesedimentarias. (Fig. 2.2)

Algunas de estas brechas tienen la particularidad de incluir cantos cuarcíticos milimétricos, redondeados, de tonos blancos y rosados que no se han encontrado en niveles equivalentes a éste en otras unidades y que se correlacionan con el tramo detrítico intercalado de las mismas. En algunos puntos, a esta misma altura estratigráfica, se intercalan areniscas rojas que conservan sus estructuras sedimentarias y que a su vez intercalan niveles de microconglomerados y de dolomías. *El miembro calizo-dolomítico margoso* que constituye la parte media de la formación es mucho más carbonatado que en otras unidades, con apenas desarrollo de niveles margosos. En niveles calizos intercalados entre las dolomías, aparecen abundantes restos fósiles. *El miembro carbonatado superior* está formado por calizas grises azuladas bien estratificadas en bancos de escala métrica y con bandas de sílex paralelas a la estratificación, de varios centímetros de espesor y continuidad lateral. En algunos niveles se reconocen laminaciones cruzadas y onduladas ("ripples" de olas). Estas facies son similares a la parte alta de las Unidades de Cabo Tiñoso y de San Julián en la Hoja de Cartagena, donde también aparecen los niveles con sílex en bandas (aunque con mucho menos desarrollo) y las estratificaciones cruzadas.

### 2.2.3. Complejo Maláguide

El término Maláguide proviene del nombre utilizado por DURAND DELGA (1966, 1968) para el conjunto de unidades con un paleozoico no metamórfico y su cobertura, a las que llamó "unités malaguides" (o Complejo Maláguide). Previamente, BLUMENTHAL (1927) dio el nombre de "Malagensches Betikus" o Bético de Málaga, a los materiales del área de Málaga que presentaban sucesiones paleozoicas y una cobertura mesozoica y terciaria. Sin embargo, buena parte de ellos se consideran actualmente pertenecientes al Alpujárride. DURAND DELGA y KORNPROBST (1963) introdujeron el término "Ghomarides" (o complejo Gomáride) para los materiales equivalentes que afloran en la Zona Interna Rifeña, que antes (DURAND DELGA et al., 1962) habían agrupado en la "zone paléozoïque interne".

El complejo Maláguide está formado por un zócalo paleozoico y una cobertura mesozoica y terciaria, generalmente muy fragmentada. Los materiales paleozoicos, al menos del Silúrico al Carbonífero, son fundamentalmente detríticos: arcillas, grauwacas, cuarcitas y a veces conglomerados, pero también aparecen calizas y lítitas. Fueron afectados por la orogenia Hercínica, pero no presentan metamorfismo, salvo en los niveles más bajos (filitas paleozoicas que pueden estar afectadas por metamorfismo alpino). La cobertura está formada por sedimentos triásicos detríticos, predominantemente rojos y encima aparecen dolomías y calizas,

en las que se hace el tránsito al Lías. El resto del Jurásico y del Cretácico es sobre todo calizo o margocalizo y, salvo en el sector de Sierra Espuña en Murcia, presenta numerosas lagunas estratigráficas y un reducido espesor. En el sector occidental de la Cordillera Bética, la cubierta jurásica y cretácica se conserva mal y suele aflorar resedimentada, en forma de masas caídas gravitatoriamente durante el Eoceno superior o el Oligoceno inferior (SERRANO *et al.*, 1995; MAATÉ *et al.*, 2000).

#### 2.2.3.1. *Unidad de Alcáibar*

La Unidad de Alcáibar está formada por una sucesión de afloramientos que representan los materiales más altos, desde el punto de vista estratigráfico y estructural, de toda la parte central-septentrional del sector Mazarrón-Águilas. Aparecen sobre restos de la unidad de Ramonete, que a veces se llega a laminar por completo, quedando directamente los materiales de la unidad de Alcáibar sobre el Nevado-Filábride, si bien, en la hoja de Mazarrón no llega a producirse por completo este hecho. Aunque en este apartado se describe como una unidad independiente, su carácter individual y su asignación al complejo Alpujárride o al Maláguide no queda del todo clara, ni desde el punto de vista estructural, ni desde el punto de vista estratigráfico, sobre todo en la presente hoja de Mazarrón.

Los afloramientos de esta unidad se concentran en el Collado de Alcáibar, al que se llega por la carretera Águilas-Mazarrón. En este collado se han realizado varios cortes geológicos que permiten apreciar que la unidad aparece muy laminada, sin poder conocer las potencias de cada tramo. La inclusión de la unidad de Alcáibar al complejo Maláguide, o más bien, la asignación de sus materiales a una unidad diferente a la de Ramonete (ÁLVAREZ y ALDAYA, 1985; ÁLVAREZ, 1987) es, como se ha dicho anteriormente, complicada, y en parte puede ser artificial, pues no existen unos límites tectónicos claros que así lo indiquen, ni cambios bruscos en el grado de metamorfismo sino, más bien, cambios graduales y continuos, aunque limitados a veces por despegues hacia las partes más altas de la misma, siendo imposible poner un límite evidente entre lo que es y no es metamórfico. Por otro lado, no se observa ninguna repetición tectónica, de manera que en los diferentes cortes que incluyen el contacto entre las supuestas dos unidades lo que se observa son laminaciones que omiten términos, pero nunca repeticiones.

No obstante, fue incluida en el complejo Maláguide por los autores que la definieron (ÁLVAREZ y ALDAYA, 1985) y, previamente, parte de los materiales que la componen también fueron asignados al mismo complejo (DURAND-DELGA *et al.*, 1964), por lo que en esta memoria se van a mantener tales asignaciones. Los materiales de esta unidad en la Hoja de Mazarrón representan una proporción muy pequeña de lo que sería la Unidad de Alcáibar, por lo que se describe a continuación también la sucesión de esta unidad en la adyacente hoja de Puerto Lumbreras, si bien, sus afloramientos más importantes están muy cercanos a la Hoja de Mazarrón.

En el corte estratigráfico levantado en el Collado de Alcáibar (Columna 1), desde la carretera Mazarrón – Águilas a la altura del km 31 hasta lo más alto del relieve que domina el collado se pueden diferenciar las siguientes unidades litoestratigráficas.

#### 2.2.3.1.1. *Metapelitas rojas (32). Triásico Superior*

La sucesión estratigráfica sintética observada en este corte (sin precisar el espesor de los tramos pues como ya se ha dicho, lo normal es que falten tramos, o por lo menos parte de alguno) esta constituido por un primer tramo de metapelitas y areniscas de tonos rojos-rosados (sobre todo, color rojo vino), algo recristalizadas, en las que se observan micas detriticas. Aparecen algunos niveles de microconglomerados algo deformados. En las areniscas también se observan estructuras sedimentarias, como estratificaciones cruzadas y muros erosivos. En ocasiones dentro de las filitas y areniscas aparece cuarzo de exudación, lo que indica que el grado de recristalización en estos niveles es diferente de unos puntos a otros. Su potencia varía entre 10 y 30 m.

En puntos muy localizados y sobre estas metapelitas, se sitúan niveles de dolomías grises y grises oscuras, claramente despegadas tanto a muro como a techo, formando en ocasiones "peces" tectónicos dentro de las metapelitas. Potencia máxima inferior a 15-20 m.

Por encima de los carbonatos anteriores, pero por lo general directamente sobre las metapelitas y areniscas rojas, aparecen areniscas anaranjadas, no recristalizadas, en las que también se observan estratificaciones cruzadas y micas detriticas. Estas areniscas, aun menos recristalizadas que las infrayacentes y sin cuarzos de exudación, intercalan por lo menos un nivel conglomerático, de unos 80 cm de espesor, formado por cantos cuarcíticos, cantos de areniscas y cantos carbonatados. Estos últimos son los de mayor tamaño, con diámetros entre 0,5 y cuatro centímetros. Este nivel conglomerático, al menos donde ha sido observado, no presenta cantos de liditas, muy abundantes en niveles similares de otras unidades del Complejo Maláguide. Por encima del nivel conglomerático continúan las areniscas varios metros, intercalando también cuarcitas "blancas-amarillentas". La potencia del tramo es inferior a 35 m.

#### 2.2.3.1.2. *Calizas oolíticas (33). Jurásico*

Allí donde se conserva, este tramo comienza, con calizas margosas grisáceas que hacia arriba pasan a dolomías y calizas claras. Estas calizas que presentan texturas "mudstone", "wackestone" y "grainstone", tratándose éstas últimas de calizas oolíticas, fueron datadas como jurásicas por Durand Delga *et al.* (1964). Las dolomías, aunque están bastante recristalizadas, muestran una textura original granular y en algunos casos conservan enclaves de calizas oolíticas, de modo que en parte pueden ser el resultado de la recristalización de calizas oolíticas, mientras que las de la parte más baja, en transición con calizas margosas, pueden ser aún dolomías triásicas. Su potencia es inferior a 15-20 m.

#### 2.2.3.1.3. Areniscas calcáreas bioclásticas (34). Oligoceno- Burdigaliense Inferior

Sobre las calizas jurásicas, localmente afloran, de manera discordante, sedimentos terciarios detríticos, parte de los cuales, en concreto algunos niveles de calcarenitas, fueron datados como Oligoceno (DURAND DELGA *et al.*, 1964). Por encima de los anteriores niveles y, a veces directamente sobre las calizas jurásicas, aparecen limos, areniscas, microconglomerados y conglomerados de tonos amarillentos, con cantos de calizas jurásicas, dolomías, areniscas triásicas, filitas y cantos cuarcíticos versicolores. En el sector de El Coto, por encima de las calizas jurásicas y de manera discordante, aparecen calcarenitas con nummulites, con textura "packestone", color beige y cantos cuarcíticos con diámetros inferiores a cuatro milímetros que, a veces, se concentran en determinadas partes de este nivel. Se trata de los mismos sedimentos detríticos oligocenos descritos en el corte anterior, pero más erosionados y, por tanto, con menos extensión.

En los niveles más limosos he encontrado foraminíferos del Burdigaliense Inferior (SERRANO F., com. per.). Es de destacar que tanto las areniscas como los conglomerados, contienen granos y cantos metamórficos (cantos de filitas).

Por encima del tramo anterior, en algunos puntos aparecen otros sedimentos miocenos discordantes, de tonos amarillos, mientras que en otros lugares lo hacen brechas cuaternarias.

La potencia de los sedimentos terciarios varía desde menos de un metro hasta varias decenas de metros.

Parte de la sucesión que se acaba de describir (los dos primeros tramos) pueden pertenecer a la unidad de Ramonete, siendo indiferenciables de las partes altas de dicha unidad, quedando como ya se ha insistido, la posibilidad de que todo pertenezca a la misma unidad.

### 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. 2.3). Esos depósitos se reparten en una sucesión de cuencas de dimensiones modestas, entre las cuales los fragmentos de unidades alóctonas (esencialmente terrenos paleozoicos y triásicos) constituyen umbrales emergidos durante el Neógeno. Este dispositivo, se sitúa sobre el trazado de un vasto corredor de desgarre, que atraviesa toda la parte oriental de la cadena bética, siguiendo una dirección general NE-SW. (N 45-65 E) Los juegos de las diferentes familias de fallas, asociadas a la zona de desgarre, han controlado la fragmentación del edificio de mantos y la formación de las cuencas sedimentarias. Los accidentes mayores de este corredor tectónico, actúan, por lo menos, desde el principio del Mioceno MARTÍN – ALGARRA *et al.*, (1988), funcionando en régimen compresivo como consecuencia de la convergencia entre

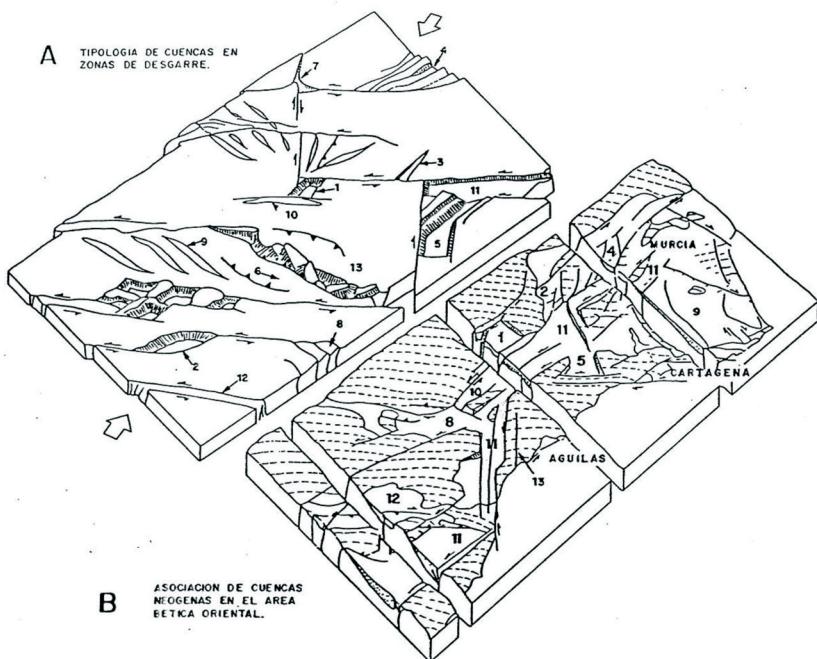
África e Iberia, cuyos efectos se aprecian, asimismo, en las partes más occidentales de la cadena ESTÉVEZ *et al.*, (1982, 1983); RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, (1982); SANZ DE GALDEANO (1983, 1996, 1997 y 2000).

Por otra parte, el corredor de desgarre, corresponde a una zona de fuerte anomalía térmica en la cual se encuentra concentrada, una actividad magmática diversificada. Su actividad es particularmente intensa durante el Tortoniano 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, jalónan 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.2.3.

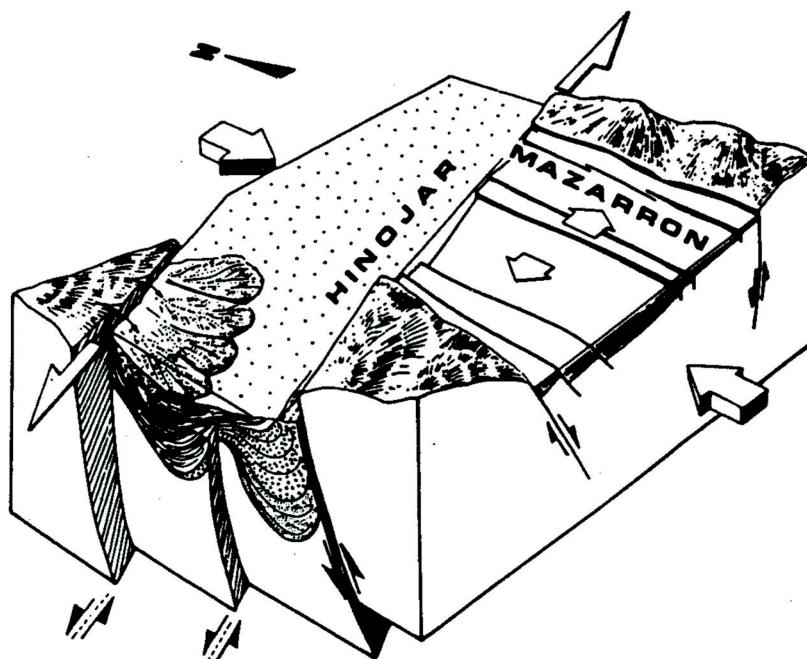
OTT d'ESTEVOU *et al.* (1988), distinguen fundamentalmente dos tipos de cuencas: (I) los "surcos" sobre desgarre; (II) los grabens.



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

**Figura 2.3.** 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)

I) *Los surcos sobre desgarre*. Se trata de cuencas subsidentes cuyo ancho inicial era siempre reducido (alrededor de 5 Km.), según el trazado de los principales desgarres (algunas decenas de Km. de largo), cualesquiera que sean las orientación y el sentido de desplazamiento de estos últimos (Fig. 2.4). 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.



**Figura 2.4.** Evolución simultánea de las cuencas de Hinojar (compresión) Mazarrón (Distensión) en régimen de compresión N-S. Tomado de OTT d'ESTEVOU *et al.* (1988)

En el interior hay estructuras de mediana dimensión (métrica a decamétrica): pliegues de arrastre con eje subvertical, fallas inversas, fracturas de desgarre conjugadas, indican una deformación compresiva. Las discordancias observables en el interior del relleno sedimentario, sellan estas estructuras de escalas variadas, estableciendo con claridad su origen precoz. La verticalización de los depósitos, todavía no litificados, provoca su desestabilización y su rese-

dimentación bajo la forma de derrames gravitatorios de amplitud variable ("debris flow" y "mud flow", deslizamientos en masa de materiales turbidíticos más o menos desmembrados, despegues de bloques carbonatados, etc.).

La amplitud de los movimientos horizontales, una veintena de kilómetros desde el final del Tortoniense a lo largo de los desgarres del corredor de cizalla: quince kilómetros sobre el accidente del Guadalentín, SILVA P, (1994), 75 a 100 Km en el de Crevillente-Alicante NIETO Y REY (2003) ocasiona que la configuración del marco paleogeográfico neógeno se haya encontrado constantemente modificada. En numerosos lugares, cuerpos detríticos importantes así como los macizos que los han alimentado, se encuentran actualmente ampliamente desconectados por el efecto de los juegos de estos desgarres. El conglomerado de la Aguadera en al cuenca del Hinojar (Hoja Nº 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: LAROUZIÈRE *et al.*, 1987) o sobre los releés conformes de desgarres, donde realizan dispositivos del tipo "rhomb – grabens" (Cuenca de Lorca). Sus bordes, poco deformados, muestran una estructuración en graderío, separado por fallas normales

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

En la Hoja de Mazarrón, se han diferenciado las siguientes Unidades Sedimentarias de Depósito con rango de SD:

USD-I.- Burdigaliense-Serrалиense.- Unidad de Ramonete-Bolnuevo

USD-II.-Tortoniense -Messiniense Inferior.- Unidad de la Cuenca del Hinojar

USD-III.- Messiniense Inferior-Plioceno Inferior.- Unidad de la Cuenca de Mazarrón

USD-IV.- Plioceno Inferior-Superior.- Unidad del Puerto de Mazarrón-Bolnuevo

### 2.3.1. USD-I. Burdigaliense-Serravaliense. Unidad de Ramonete-Bolnuevo

En el ámbito de esta Hoja los depósitos del Mioceno Medio solo afloran el sector meridional en una banda comprendida entre el Lomo de Bas al sur y las Sierras de Almenara y las Moreras al norte, y en general se encuentran discordantes sobre los materiales del Complejo Alpujárride de la Unidad de Ramonete. Como se ha descrito en el apartado 2.2.2, en esta unidad se han localizado afloramientos de dimensiones muy reducidas, en los que se describen materiales atribuidos al Jurásico y al Terciario Inferior DURAN-DELGÁ *et al.*(1962), GRIVEAUD *et al.*(1990).

En discordancia sobre estos materiales se encuentran una serie de afloramientos atribuidos al Mioceno Medio, fuertemente estructurados. Los afloramientos de mayor calidad en los que pueden ser observado con cierta continuidad la mayor parte del registro sedimentario de estas cuencas son los que se encuentran en la N-322 desde Mazarrón a Águilas a la altura de la Venta de los Cazadores y el que se extiende a lo largo de la playa de Cueva de Lobos entre Punta Negra y Bolnuevo. En este último sector, además de los materiales atribuidos al Mioceno medio se encuentran los del Mioceno superior y Plioceno.

Las series realizadas muestran una coincidencia bastante apreciable no solo en los tramos y su composición litológica sino en el desarrollo y espesor de los mismos. Se diferencian dos conjuntos litológicos; el basal constituido por conglomerados con espesores superiores al centenar de metros, sobre el que se encuentra una potente sucesión en la que se alternan conglomerados, areniscas, limos y margas de color ocre-amarillento y que, en general, muestran caracteres de facies turbidíticas.

#### 2.3.1.1. Conglomerados rojos (35). Burdigaliense

Los afloramientos de mayor calidad de esta unidad se localizan en la Cresta del Gallo y Punta Negra en el sector de Ramonete y Bolnuevo respectivamente y en la playa de La Pava en Puerto de Mazarrón.

En general, estos conglomerados se estructuran en secuencias decamétricas a métricas con gradación positiva de poco definida en la base a muy clara hacia techo y la unidad cartográfica se muestra como un ciclo de facies grano y estratodecreciente, tanto en la agradación vertical como en sus pasos laterales. De forma gradual en estas facies de conglomerados granosportados se interdigitán con areniscas de grano grueso con cantos dispersos.

En todos los afloramientos observados se trata de conglomerados con heterometría muy marcada y redondeamiento variable según las fracciones, desde redondeados en la fracción modal a subangulosos en el centil. La característica más llamativa de estos conglomerados es su espectro composicional ya que son prácticamente monomicticos con cantos de dolomias, calizas y mármoles como fracción predominante cuando no única. Los cantos de cuarzo y metapelitas son muy escasos y están redondeados. La matriz es arcillosa y el cemento mixto,

carbonatado y ferruginoso, constituyendo una pasta de color rojo vinoso en los paquetes basales a rojo asalmonado hacia techo.

Los espesores son muy variables aunque la tectonización, muy intensa en todos los afloramientos, a menudo solo permite hacer cálculos estimativos. Los menores espesores se encuentran en los sectores occidentales de la Unidad de Ramonete (Cresta del Gallo), donde tienen espesores entre 10 y 25 m, en tanto que en Punta Negra y Bolnuevo alcanzan el centenar de metros. GRIVEAUD *et al.* (1990) les atribuyen un origen continental por su coloración y supuesta ausencia de fósiles. Sin embargo en las observaciones realizadas ha sido Rocas volcánicas posible encontrar restos de macrofauna en la práctica totalidad de los afloramientos citados. En general se trata de grandes lamelibranquios a menudo fragmentados en los tramos basales pero enteros y bien conservados en los niveles de transito a la unidad superior.

De esta forma, en el tránsito gradual a la unidad suprayacente, se observa un contenido progresivo de la fracción de tamaño arena en el intervalo de techo secuencial, en tanto que aparecen laminaciones paralelas marcadas por colores rojizos y amarillentos y esporádica laminación cruzada de ripples asimilables a facies  $B_1$  y  $B_2$  o  $F_5$  de MUTTI (1979, 1992).

Por posición estratigráfica y acotación de las dataciones realizadas en los sedimentos de techo se les atribuye una edad Burdigaliense s.l.

#### 2.3.1.2. Conglomerados, areniscas, limos y margas de color amarillento (36). *Langhienense-Serravaliense*

Los depósitos de esta unidad en todo el sector comprendido entre Cabo Tiñoso al este y Cabo de Palos son reconocibles con cierta facilidad, dado que mantienen tres características comunes en todos sus afloramientos: son depósitos originados por corrientes de turbidez; su fracción detrítica es monomóctica (calclítica) y su color es amarillo albero.

En detalle, las dos series más representativas (Cresta del Gallo y especialmente Punta Negra), muestran un primer tramo en transición con los conglomerados descritos, cuyo espesor oscila entre 3 y 5 m, constituido por conglomerados matriz-soportados con una moda en cantos de 5 a 7 cm y centíl en 20 cm. Los bancos, de aspecto caótico, con base plana a levemente erosiva y geometría muy irregular. A techo muestran un intervalo arenoso centimétrico que finaliza con una delgada capa de marga amarillenta.

Estas fábricas matriz soportadas, con ausencia de organización, son atribuibles a "debris flow" cohesivos, LOWE (1982) en los que el soporte de los clastos se produce fundamentalmente por cohesión de la matriz, flotabilidad de la matriz y/o presión de poros, LOWE (1982) y el depósito de la carga se efectúa cuando disminuye la pendiente y el esfuerzo de la base del flujo se hace menor que la resistencia cohesiva. Serían, pues, facies F1 de MUTTI (1992). El escape de agua lava los sedimentos de techo, dando lugar a los depósitos arenosos de techo (depósitos de tamiz).

Sobre este paquete basal, se tiene un apilamiento de varias secuencias positivas de las cuales, las primeras, están constituidas por un intervalo de espesor métrico en conglomerados granosoportados, con base erosiva, cantes alineados y gradación positiva que finalizan con un intervalo decimétrico de litarenitas de grano grueso a fino con laminación paralela y cruzada de ripples, sobre las que se depositan los términos de decantación en limolitas amarillas. Se tratará de depósitos ligados a flujos turbulentos de alta densidad, y por tanto, asimilables a las facies A1 y C<sub>1</sub> de MUTTI (op. cit.).

La geometría de las capas es canaliforme con amalgamaciones en la lateral y muestran abundantes estructuras de carga e hidroplásticas. La moda de estos conglomerados se establece en 3 a 5 cm y el centil en 15 cm.

Sobre estas secuencias positivas en conglomerados granosoportados, se tiene una secuencia compleja con espesor decamétrico, constituida por areniscas de grano grueso a fino, en las que se intercalan cuerpos decimétricos con geometría canaliforme de conglomerados granosoportados con gradación positiva. En su conjunto, este paquete constituye una secuencia granodecreciente, con tramos métricos de margas a techo de color amarillo naranja.

Finalmente, el techo de tramo lo constituye una secuencia compleja con espesores entre 8 y 15 m, constituida por conglomerados matriz soportados con gradación inversa, base erosiva, amalgamación de coladas y geometrías lenticulares. La composición de estos conglomerados sigue mostrando un gran predominio de los cantes de carbonatos, aunque ya son más frecuentes los cantes de cuarzo, metaarenisca, metapelitas y metabasitas. En la matriz arenosa la composición es similar a la descrita para los cantes.

Son depósitos originados por corrientes de turbidez de alta densidad cuya carga tiene una heterogeneidad de tamaños muy marcada con tamaños que varían desde un centil de 30 cm a fangos. Corresponden a facies F<sub>4</sub> de MUTTI (1991). Sobre este tramo conglomerático, en el sector de Bolnuevo, se tienen de nuevo una secuencia decamétrica en la que de nuevo se tienen facies de areniscas de grano grueso a fino alternando con las margas limoso-micáceas con restos vegetales y de color amarillo grisáceo y que intercalan capas de gravas de cantes carbonatados, cuarzo y metabasitas, con geometría irregular.

El conjunto de sedimentos descritos son atribuibles al relleno de canales de alimentación ("feeder channel") con facies de "debris flow" a techo y muro, facies tractivas en los conglomerados con organización interna y facies de "levees" en las areniscas (calclititas) masivas con cuerpos de gravas canaliformes. Estos canales abastecen deltas de talud y/o abanicos turbidíticos de baja a media eficacia de transporte.

Las determinaciones de edad definen con bastante claridad que las primeras intercalaciones margosas de esta unidad son Langhienense inferior con *Globigerinoides bisphaericus*, *G. Trilobus*, *Globigerina bulloides*, *G. tripartita*, *Globorotalia praescitula* y *Globoquadrina altispira*. Solo el tramo descrito sobre el paquete de los conglomerados masivos con gradación inversa

proporciona una microfauna en la que se determina la presencia de *Globorotalia mayeri*, *G. praebulloides* y *Orbulina sp.* Atribuibles al Serravaliense. Por tanto, en su conjunto esta unidad tiene una cronología Langhiense-Serravaliense, pero es destacable el poco espesor de los depósitos serravalienses y el cambio composicional que ocurre a partir del paquete de conglomerados masivos con la llegada a la cuenca de una fracción de siliciclásticos (cuarzo, micas, filarenitas, etc.), aunque minoritaria ya significativa.

### 2.3.2. USD-II. Tortonense Medio-Messiniense Inferior. Unidad de la Cuenca del Hinojar

En discordancia angular y erosiva ya sobre el registro sedimentario de los Complejos de la ZIB o, como ocurre en sectores colindantes, sobre cualesquiera de las unidades de depósito terciarias precedentes se tiene un conjunto de sedimentos estructurados en una megasecuencia grano y estrato decreciente (F.U.S). Dentro del ámbito de esta Hoja, los afloramientos están restringidos a puntos localizados de los bordes de la cuenca de Mazarrón, y en escasas localidades dentro de los depósitos terciarios de la Unidad de Ramonete. La dispersión, fragmentación y mala calidad de la mayoría de los afloramientos salvo los de la Cuenca del Hinojar, no permiten observar con detalle la arquitectura sedimentaria de esta unidad de depósito por lo que una parte de las características que se expondrán son datos aportados por los trabajos realizados en la Hojas colindantes. 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.

En el ámbito de esta Hoja los depósitos de esta U.S.D tienen buenos y extensos afloramientos en el sector noroeste dentro de la Cuenca del Hinojar y otros mucho más dispersos, de escasa calidad, pero interesantes en cuanto a los datos que aportan para la reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca de Mazarrón-Totana; cabe citarse los distribuidos a lo largo del borde occidental (Los Alamicos y Morata) en el borde meridional (Puerto de los Morales) y en el borde oriental los de Tobarro y los Navarros. En el sector de Mazarrón- Puerto de Mazarrón se tienen los afloramientos de La Cueva, Rambla de la Cruz del Muerto, San Telmo, Las Cumbres y Bolnuevo estos dos últimos de un extraordinario interés tectoestratigráfico.

#### 2.3.2.1. Conglomerados polimíticos y areniscas (37). Tortonense Inferior

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

Un primer tramo de espesores decamétricos (20 a 60 m), constituido por conglomerados soportados por la matriz en la base a grano soportados hacia techo, polimítico con fuerte heterometría y de subangulosos a subredondeados. La moda suele variar entre 12 a 15 cm y el centímetro a menudo próximo al metro. Su matriz arenoso-lutítica normalmente abundante tiene una coloración roja y el cemento es carbonatado. Su espectro composicional refleja con exactitud al patria próxima de estos conglomerados, de esta forma en la Cuenca del Hinojar

(Corvillones) el predominio corresponde a los cantos de rocas metamórficas e ígneas de Sierra Almenara en tanto que en el Puerto de las Moreras, La Cueva o Tobarros y Los Navarros la fracción de cantos carbonatados es muy abundante cuando no prioritaria. A este primer tramo de conglomerados le ha sido atribuida una edad Tortoniana inferior en base a las correlaciones regionales y por acotación de las determinaciones paleontológicas en los depósitos infra u suprayacentes.

Sobre este tramo de conglomerados rojos y en discordancia erosiva a paraconcordancia se tiene un conglomerado bastante homométrico, polimítico, con cemento carbonatado y espesores de más de 70 m en Corvillones, vertiente septentrional de Sierra Almenara, y del orden de 20 a 30 m en el Barranco del Puntarrón (Gañuelas). Puerto de las Moreras y los Navarros. El color de estos conglomerados es ocre amarillento. Los cantos muestran un espectro en las fracciones de cantos carbonatados y de cantos metamórficos tienden a estar bastante igualadas. Presenta una grosera granoclasiación positiva, es carbonato creciente y su techo lo constituyen normalmente areniscas con macrofauna dispersa bien conservada. La serie suele comenzar con bancos de conglomerados clastosportados heterométricos y subangulosos a subredondeados, masivos a estratificación difusa en paso a un tramo de conglomerados homométricos en bancos con base plana constituidos por dos secuencias decimétricas similares en las que el término inferior son megacapas de conglomerados clastosportados, polimíticos, con clastos de macrofauna y grosera granoclasiación positiva (debris flow). La superficie de techo de estas megacapas es ondulada, si bien la tendencia es a la convexidad. La capa intersecuencias, son areniscas bioclásticas de color crema oscuro, decimétricas, gradadas y con HCS con longitud de onda decimétrica. Lateralmente en la megacapa inferior se han observado estratificación cruzada plana y en surco de gran escala. En los afloramientos donde puede observarse el transito a las margas suprayacentes, el tramo de conglomerados finaliza con un paleosuelo decimétrico en el que se mezclan depósitos condensados de hierro, lateritas y macrofauna en paso a un tramo margoso con olistolitos de areniscas calcáreas bioclásticas y calizas bioclásticas, de tamaño desde grava a canto.

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

El modelo sedimentario que se propone para esta unidad consiste en un margen de cuenca con una plataforma estrecha conectada con un talud de fuerte pendiente. La actividad sinestridante de los sistemas de desgarre parecen indicar un movimiento sinestrioso que ocasiona una notable subsidencia en el bloque SE (Cuenca del Campo de Cartagena-Mar Menor). Frente a los valles que drenaban los paleorelieves de las Sierras de Almenara, Algarrobo y Las Moreras, se acumularon sedimentos que progradaban hacia la cuenca.

Sobre esta estrecha plataforma y a favor de flujos canalizados, se desarrollaron fan-deltas de dimensiones medianas. Cuando el depósito no compensaba la subsidencia se abandonaba el lóbulo constructivo o el área completa del abanico deltaico en parte posiblemente debido a la actividad tectónica continuada que ocasiona el desplazamiento de los depocentros. La consecuencia última en el sistema de depósito es un efecto análogo a una subida del nivel del mar de origen tectónico.

#### 2.3.2.2. *Margas gris-azuladas, areniscas y yesos (38). Tortoniense Superior*

Cuando el afloramiento es de calidad, el transito entre las unidades inferiores y estas margas, es un paso gradual con una alternancia de capas finas de areniscas y margas grises a margas con laminas y "linsen" de arena-limo. La facies extensiva de esta unidad la constituyen margas de color gris azulado (azul oscuro en corte fresco), con aspecto masivo a estratificación difusa y tramos o paquetes con aspecto noduloso a foliar concoideo. Intercalan capas finas y láminas de areniscas finas o limos con gradación positiva y laminación paralela. En los sectores occidentales de la Cuenca del Hinojar y hacia techo de la serie, intercalan capas a veces de espesor métrico de yesos blancos masivos o microlaminados.

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 de capas finas de detriticos gradados, se corresponderían a la facies F9 (Mutti 1992) interpretadas como un depósitos de corrientes de turbidez de baja densidad que transportan materiales de grano muy fino y una alta proporción de lutitas en suspensión.

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

El nanoplacton es muy abundante y se ha determinado una asociación de: *Calcidiscus macintyrei* (Bukry&Bramlette, 1969) *Loeblich&Trappan*, 1978., *Calcidiscus radiatus* (Kamptner, 1955) Martín-Perez&Aguado, 1990., *Cocolithus pelágicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930., *Cocolithus miopelágicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930., *Calcidiscus leptoporus* (Murria&Black, 1898) Loeblich&Trappan, 1978., *Discoaster quinqueramus*, (Gatner, 1969), *Discoaster calcaris*, (Gatner, 1969) *Discoaster neorectus* (Bukry, 1971), *Discoaster variabilis* (Martíni&Bramlette) 1963., *Discoaster bollii* (Martíni&Bramlette) 1963., *Discoaster bellus* (Burkry, 1971), *Geminilithella jafari* (Müller, 1974b) Backman, 1980., *Geminilithella rotula* (Kamptner, 1955) Backman,

1980., *Pyrocyclus hermosus* (Roth& Hay *et al.*, 1976), *Helicosphaera carteri* (Wallich, 1877) Kamptner, 1954., *Pontosphaera multipora* (Kamptner, 1948) Burns 1973., *Reticulofenestra gelida* (Geitzenauer, 1972) Backman, 1978., *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner, 1967) Gartner, 1969., *Reticulofenestra productella* (Bukry, 1975) Gallagher, 1989., *Reticulofenestra scrippsae* (Bukry&Percival, 1971) Roth, 1973., *Scyphosphaera apsteinii* (Lohmann, 1902), *Lithostromation perdurum* (Deflandre, 1942) Que determinan una edad Tortoniense (Zonas NBN11 y NBN12, Martín Pérez, 1997) para esta unidad. En este punto, es resaltante 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.

### 2.3.2.3. Areniscas y areniscas calcáreas bioclásticas (39). Tortoniense Superior

Como cambio lateral y vertical de las facies con la unidad litológica descrita con anterioridad, se tiene un tramo en el que se alternan areniscas de grano medio y grueso con grava dispersa y areniscas calcáreas a veces bioclásticas, con colores grisáceos y amarillentos posiblemente por alteración y/o decoloración. En esta facies, es normal observar una disminución del tamaño de los terrígenos en tanto que de forma progresiva se intercalan láminas y capas finas de limos carbonatados. La serie descrita varía entre los 20 a 25 m en el sector de Los Navarros a los 150-180 metros en la Cuenca del Hinojar, en la que constituyen cuerpos cuya geometría de abanico tiene su eje mayor (N40-50E), es subparalelo al borde septentrional de Sierra Almenara. Las observaciones realizadas en este sector, muestran que en las margas azules (38), se intercalan progresivamente láminas y capas de areniscas blanco-grisáceas de grano fino a medio con cemento carbonatado y limolitas amarillentas masivas y con fuerte bioturbación. Las capas de carbonatos ("packstone" y "wackstone") son escasas aunque en la serie de Corvera constituyen los depósitos últimos de esta USD.

Las facies mayoritarias son las heterolíticas arenoso-pelíticas. En este tipo general pueden distinguirse a su vez tres subfacies: aquellas cuyos sedimentos de tamaño arena muestran estratificación cruzada del tipo "hummocky" (HCS) en el sentido de WALKER *et al.* (1983), aquellas capas cuya estructuración interna es similar a las facies turbidíticas de MUTTI (op. cit.) y margas, en tramos decamétricos a capas, intercaladas en las facies anteriores.

En los recorridos de campo se ha constatado que las facies HCS son las más abundantes en las litologías de litarenitas y sublitarenitas de grano medio y en cuarzoarenitas de grano fino, sobre todo en el sector NE (Los Navarros). 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 medio y fino (1/5), se tienen alternancias de

areniscas y margas cuya estructuración y tipos secuenciales se corresponde con las facies  $D_1$  ( $T_b^c$  y  $T_c^e$ ) y  $D_2$  ( $T_d^e$ ) de MUTTI (op. cit.). Estas facies turbidíticas son las predominantes en los afloramientos de la Cuenca del Hinojar. En este sector se han observado capas de areniscas de grano medio, gradadas, de color gris oscuro y en cuya constitución predominan los granos de roca volcánica muy alterados. Se trataría de litarenitas del tipo volcanoarenitas con matriz arcillosa cuya génesis podría estar en la erosión y retrabajamiento por tormentas de cuerpos volcánicos instalados en la plataforma. Su aspecto de capas de origen volcánico y con fuerte alteración ha llevado a considerarlas como "cineritas" a otros autores.

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".

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

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

La arquitectura sedimentaria del conjunto de las Unidades 37, 38 y 39 descritas, permite definir una SD delimitada por discordancias (límites de tipo 1) a muro y techo en la que la Unidad 37 sería asimilable al LST, las Unidades 38 y 39, serían el TST y el SMST de esta secuencia deposicional del Tortoniense Superior.

#### 2.3.2.4. Rocas volcánicas

Atendiendo a criterios de afinidad geoquímica LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980) han clasificado las manifestaciones ígneas del SE de la Península en cuatro series cuya distribución espacial refleja una cierta zonación regional, representativa de otros tantos episodios volcánicos que se sucedieron de más antiguo a más moderno:

- a) *Volcanismo calcoalcalino*
- b) *Volcanismo calcoalcalino potásico y shoshonítico*
- c) *Volcanismo lamproítico*
- d) *Volcanismo basáltico alcalino*

En esta Hoja aparecen dos grandes grupos de rocas volcánicas neógenas. La mayor parte de ellas corresponde a rocas dacíticas y andesíticas calcoalcalinas potásicas caracterizadas por la abundancia en enclaves de tipo restítico, cuyas características petrológicas y composicionales indican que proceden fundamentalmente de la fusión parcial de rocas metasedimentarias (e.g. MUNKSGAARD, 1984; CESARE y GÓMEZ-PUGNAIRE, 2001). Así, BELLÓN *et al.* (1983) las incluyen dentro de un grupo de lavas “anatécticas” o “groupe de Mazarrón”, de las que el ejemplo más destacado corresponde al Hoyazo de Níjar en Almería (e.g. ZECK, 1970, 1992, CESARE *et al.*, 1997).

Por otro lado, en la zona aparecen algunos ejemplos significativos de rocas de afinidad lamproítica (rocas ultrapotásicas), rocas de derivación mantélica pero con aspectos petrológicos que indican efectos de contaminación o mezcla con magmas corticales (dacíticos) (e.g. LA-ROUZIÈRE *et al.* 1983; VENTURELLI *et al.*, 1991). Dada esta evidencia, es preferible referirse a ella como rocas de afinidad lamproítica mejor que como auténticas lamproítas (VENTURELLI *et al.* 1984; VENTURELLI *et al.*, 1994).

Estos tipos de rocas han sido estudiados en numerosos trabajos previos. Destacan los de CORBELLA (1969), RODRÍGUEZ BADIOLA (1973), LÓPEZ RUÍZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980), MOLÍN (1980), LAROUZIÈRE (1985), BELLÓN *et al.* (1983), LAROUZIERE *et al.* (1990), LÓPEZ RUÍZ y WASSERMANN (1991), VENTURELLI *et al.* (1991), CESARE *et al.* (2003), TURNER *et al.* (1999) y BENITO *et al.* (1999).

#### 2.3.2.4.1. *Dacitas y andesitas calcoalcalinas potásicas (40). Tortoniense Superior*

En la Hoja de Mazarrón es, con gran diferencia, el más importante en volumen y extensión. Los afloramientos de estas rocas se encuentran en todo el borde de la cuenca neógena constituyendo una orla continua entre las Sierras de Almenara al oeste, Las Moreras al sur y la Sierra del Algarrobo al este. Los Cabezos de Las Pedreras, el Espinar, San Cristóbal, La Italia y Cabezo Negro, son localidades conocidas, dada la importancia que tuvieron en el ámbito minero. Los aparatos volcánicos más comunes corresponden a un número grande de edificios monogenéticos de tipo *domo*, que constituyen los puntos de emisión de productos volcánicos. La posición de estos puntos de emisión reconocidos refleja claramente la relación con los accidentes tectónicos.

Suelen ser casi circulares y de pequeño tamaño por lo general (100-200 m), aunque algunos alcanzan tamaños más importantes (e.g. Atalaya, Gañuelas). Los domos suelen mostrar un diaclasados prismáticos, foliaciones y disyunciones de flujo. Además, son frecuentes las alte-

raciones a materiales arcilloso-arenosos que obliteran la textura original, así como alteraciones hidrotermales que han dado lugar a las mineralizaciones de interés económico.

Asociados a los edificios tipo domo con lavas masivas columnares se distinguen otras facies volcánicas como brechas autoplásticas, niveles de materiales volcánicos retrabajados por los procesos sedimentarios (brechas poligénicas), cineritas y brechas piroclásticas.

En general son rocas peraluminosas de elevado contenido en  $K_2O$ , cuya composición evoluciona en paralelo con la secuencia estratigráfica desde términos más ácidos, *dacitas* y *riodacitas biotíticas con cordierita* a términos más básicos de *andesitas-dacitas piroxénicas-biotíticas*.

BELLÓN *et al.* (1983) proponen edades para este grupo de rocas en el rango 6.6 y 8.3 Ma, por comparación con los valores obtenidos en rocas semejantes en las zonas de Vera (Almería) y La Unión. TURNER *et al.* (1999) obtuvieron valores de 8.8-8.9 Ma, ligeramente más modernos, en concentrados de biotita mediante técnicas Ar-Ar. CESARE *et al.* (2003) han encontrado edades de 9.13 Ma (U/Pb en monacitas mediante SHRIMP) para la generación de los magmas, y 9.06 Ma para la cristalización de circones en el magma. En todo caso, estos valores son concordantes con la posición bioestratigráfica de las rocas volcánicas, que aparecen claramente interestratificadas con sedimentos marinos con fauna del Tortoniano superior (BELLÓN *et al.*, 1983; LAROUZIÉRE, 1985).

#### 2.3.2.4.2. *Rocas volcánicas de afinidad lamproítica (41). Tortoniano Superior*

En el sector centro meridional de la Hoja, se han identificado dos afloramientos de estas rocas volcánicas que se localizan en:

Por un lado, en las proximidades del Caserío de Fuente de la Meca, formado un pequeño afloramiento rodeado de dacitas biotíticas con cordierita.

Al NE de Mazarrón, formando varios cuerpos diferenciados, que cortan a las rocas del basamento metamórfico, sedimentos neógenos y rocas volcánicas dacíticas, en las zonas del Cabezo Redondo y Collado de la Oliva.

Las volcanitas de la serie lamproítica conforman pequeños edificios aislados, diques, domos y coladas poco extensas.

Se diferencian dos tipos petrológicos: por un lado rocas oscuras de aspecto lamproítico, generalmente brechificadas, y por otro rocas foliadas y bandeadas, donde alternan capas rojas que pasan gradualmente a capas grisáceas, con aspecto muy fluidal (en algunos puntos incorporando zonas brechificadas con clastos de lamproitas oscuras).

Recientemente, DUGGEN *et al.* (2005, in press) han determinado una edad de 8.17 Ma para las rocas del NE de Mazarrón (Cabezo Redondo).

### 2.3.2.5. Conglomerados polimíticos (42). "Conglomerado o Brecha del Hinojar". Tortoniano Superior-Messiniense

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

Son conglomerados heterométricos, clastosportados y masivos. Su matriz es abundante y de color rojizo. Los conglomerados en general tienen un color grisáceo a rojizo por tinción y su espectro litológico esta dominado por la fracción de cantos subredondeados de rocas metamórficas de tamaños que oscilan entre 10 a 35 cm. Los cantos de carbonatos y rocas ígneas, representan fracciones significativas, llegando en algunos puntos a ser igualitarias con los metamórficos. Hacia techo de la unidad, puede observarse el paso a unas alternancias en las que pueden definirse secuencias granodecrescentes separadas por superficies erosivas y de acreción lateral en las que de manera progresiva se incorpora un término de detriticos de grano fino y de margas. En la ladera norte de la Loma de Las Aguaderas, la erosión remontante de los arroyos que drenan hacia el Río Guadalentín permite observar, además de una importante zona de fractura de dirección N40/45E, como en el techo de esta unidad se intercalan margas verdes alternando con capas milimétricas o láminas de arenisca y localmente yeso tanto laminar como en cristales dispersos.

En los afloramientos de este sector que es el único, dentro del ámbito de esta Hoja, pueden establecerse las relaciones geométricas de esta unidad con las facies arenoso-margosas y evaporíticas messinienses.

En general y en sentido oeste-este puede establecerse la presencia de sus dos facies características: conglomerados clastosportados masivos de color gris-rojizo y facies de secuencias métricas Gt-Gp con gradación grosera e imbricación de cantos. En la agradación vertical y en sentido este, disminuyen de espesor los términos conglomeráticos manteniéndose el espesor de las secuencias Gt-Gp-St-Sl-Fsc, en tanto que el color pasa a ser blanco-grisáceo. Los conglomerados son polimíticos pero con un predominio de la fracción de los cantos metamórficos, subredondeados y con una matriz arenoso (litarenita)-lutiática de color rojizo. En su evolución lateral hacia el Río Guadalentín las facies de conglomerados masivos pasan a las secuencias estrato y granodecrescentes en las que los conglomerados y areniscas muestran estratificación cruzada en surco de media y gran escala y las lutitas son de coloraciones amarillentas a asalmonadas. La escasez de afloramientos de calidad no permite realizar un número suficiente de estaciones de medidas de corrientes. Las que se han realizado indican una dirección prioritaria que varia entre N50-80E y sentido Oeste-Este.

La observación detallada de los afloramientos descritos hacia techo de la unidad, permite reseñar la existencia, dentro de las facies grano y estratodecrescentes de pequeños parches arrecifales de algas rojas y briozoarios en posición de vida incluidos en los intervalos de lita-

renitas amarillentas. Podría tratarse pues de los depósitos de un fan-delta en conexión con los sistemas turbidíticos y de cuenca en la que se depositan las unidades descritas con anterioridad. Los depósitos de esta unidad los atribuimos por criterios regionales de correlación al transito Tortonense- Messiniense.

### 2.3.3. USD-III. Messiniense Inferior-Plioceno Inferior

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

#### 2.3.3.1. Conglomerados, areniscas calcáreas bioclásticas y calizas de algas (43). Messiniense Inferior

En todo el ámbito de la Hoja se mantienen de manera bastante uniforme los espesores totales de la unidad cartográfica (15 a 35 m), las variaciones más evidentes se tienen en la granulometría de las facies que la constituyen esencialmente en la presencia de los conglomerados. De manera genérica, puede establecerse que en el borde occidental de la cuenca desde Gañuelas hasta La Atalaya, el predominio es para las calizas bioclásticas y las calizas de algas, en el borde meridional desde la Atalaya hasta Mazarrón y en todo el borde oriental son los carbonatos biconstruidos y oolíticos y las areniscas calcáreas bioclásticas de color amarillento, las facies más frecuentes. Bien es cierto que en la práctica totalidad de los afloramientos observados en este sector, el tramo basal tiene siempre un conglomerado a veces con espesor centimétrico. En el afloramiento de la Rambla de la Fuente de la Pinilla, como suele ocurrir en la mayoría de los casos observados, los conglomerados de esta unidad son homométricos y subredondeados, con un espectro polimítico con tendencia a cierto predominio de los cantos carbonatados y fracciones minoritarias de cuarzo, rocas metamórficas y rocas ígneas. El color es blanco amarillento. Hacia techo, estos conglomerados contienen abundantes fragmentos de ostreidos de gran tamaño.

Como cambio lateral y vertical de los conglomerados se encuentran las facies más comunes de esta unidad constituidas por areniscas calcáreas bioclásticas que hacia techo evolucionan a areniscas limosas gris-amarillentas y calizas (grainstone y rudstone de algas) de color crema. Como norma general los depósitos de esta unidad se encuentran sobre las rocas volcánicas que orlan esta cuenca.

La arquitectura estratigráfica de esta unidad muestra una macrosecuencia grano y estrato decreciente (F.U.S). En las series realizadas en los sectores suroccidentales, sobre el Conglo-

merado del Hinojar, se observan de muro a techo un primer paquete constituido por conglomerados poliméticos, homométricos, fuertemente cementados y con abundantes restos de grandes ostreidos sobre el que se tienen calcarenitas de grano muy grueso (grainstone a rudstone), con fragmentos de briozoarios, algas rodofíceas (melobesias) y fragmentos de ostreidos. El cemento es carbonatado y hay una fracción de grava dispersa disminuyendo hacia techo del paquete.

A techo de este primer paquete detrítico grueso se ubican las calizas bioconstruidas (bounds-tone), con aspecto masivo y color blanco amarillento. Son muy abundantes los briozoarios con estructura concéntrica (balls) y las algas melobesias. Estos edificios no superan el espesor métrico y extensiones decamétricas. Esta calizas bioconstruidas se 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 redolitos de algas confieren a este paquete unas características muy definidas desde el punto de vista composicional. Este paquete de calcarenitas muestra capas decimétricas con superficies de estratificación irregulares. Tienen una fracción siliciclástica, de composición litarenítica, disminuyendo hacia techo.

El tramo superior de esta unidad son calcarenitas de grano medio y fino, en capas decimétricas, bien estratificadas. Hacia techo y en cambio lateral "pro parte", la serie intercala de forma progresiva capas de limos y margas arenosas de color gris-amarillento que a su vez intercalan niveles lumaquélidos de ostreidos.

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

#### 2.3.3.2. *Margas y limos gris-verdosos con yeso (44). "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 lumaquélidos, mas frecuentes hacia techo. Característica de esta unidad es la presencia de yeso, tanto en láminas, como más frecuentemente rellenando fracturas de gran desarrollo vertical. También, hacia techo de la secuencia, se hace característica la presencia de pequeños niveles (20-40 cm), arenosos a veces de arena gruesa con grava dispersa, con cemento carbonatado y de carácter bioclástico, a los que en ocasiones se asocian lumaquelas de lamelibranquios con gran abundancia de pectínidos, indicándonos la proximidad de la línea de costa. En los sectores centrales de la cuenca, a lo largo de la C-3315, en los tramos superiores de esta unidad se intercalan margas de color asalmonado y de carácter azoico que posiblemente sean el indicador del inicio del episodio regresivo en esta cuenca. Esta unidad ha de correlacionarse necesariamente con el tramo más alto de la serie margosa Messiniense diferenciada por MONTENAT (1973) y LA-ROUZIERE (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

nicas 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*, *Nonion 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 este 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" (Hojas N°s 934 y 935), 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 nannoplancton 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. pseudomicenica*, *Globorotalia af obesa*, *Globigerinoides gr. Trilobus*, *Planulina ariminensis*, *Valvulinaria bradyana*, *V. complanata*, *Amphicoryna scalaris*, *Bolivina sp*, *Tritaxia sp*, *Cibicides sp*, radiolas de Equinídos, espículas, Ostrácodos, etc. Esta asociación permite atribuir a estos depósitos una edad Messiniense.

En el nanoplancton se identifican:

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

### 2.3.3.3. Conglomerados de bloques (45). "Megabrecha de colapso de La Cumbre". Messiniense Inferior

El talud meridional de la elevación sobre la que se asienta el Hotel la Cumbre en Puerto de Mazarrón, es un punto con un interés geológico singular y por ello se ha propuesto como PIG. En la Foto 2.1 se observa la panorámica de este escarpe en donde puede verse la serie turbidítica del Tortoniano anteriormente descrita, con un buzamiento subvertical, cortadas por un plano de deslizamiento subhorizontal sobre el que se encuentra la megabrecha de bloques de las calizas de algas en paso lateral a margas verdes con ostreas "Margas de Ostreas" que incluyen olistolitos de dichas calizas con tamaño desde bloques a grava. Se trataría de un litosoma de origen tectosedimentario, ocurrido con posterioridad al plegamiento de los depósitos Tortonianos e incluso Messinienses basales (Calizas de Algas y Margas de Ostreas) y sellado por los limos, arenas de grano muy fino y margas gris-verdosas del Plioceno.

### 2.3.4. USD-IV. Plioceno Inferior-Superior. Unidad del Puerto de Mazarrón- Bolnuevo

Los depósitos marinos atribuibles a esta edad solo se han encontrado en el sector meridional de la Hoja entre Puerto de Mazarrón y Bolnuevo. Los afloramientos de mayor calidad se tienen en la vertiente septentrional de La Cumbre y especialmente en el acantilado de la Playa de Bolnuevo. En este punto la serie aflorante alcanza un espesor de 17 m y se encuentra directamente en discordancia sobre los conglomerado rojos y/o areniscas ocre-amarillentas y margas arenosas, cuyo conjunto se atribuye al Burdigaliense-Serravalliano.

#### 2.3.4.1. Arenas, limos y margas gris-amarillentas (46). Messiniense Superior -Plioceno Inferior

La serie que aflora en la Playa de Bolnuevo son arenas de grano fino, limos y margas limosas de colores grises a amarillentos. En este afloramiento, la arquitectura sedimentaria muestra secuencia de tipo C.U.S (coarsening upward sequence), en donde el tramo basal son limos y margas limosas con aspecto masivo y una bioturbación tan intensa que destruye la estratificación y mezcla los depósitos. En algún punto del escarpe playero aún se conservan fragmentos de capa con su estructura original y en este caso se corresponden con areniscas de grano medio y con estratificación "hummocky" o "swaley". El tramo con mayor espesor lo constituyen las arenas finas gris-amarillentas y limos arenosos con estratificación cruzada en surco de media a gran escala en paso a cruzada de bajo ángulo y paralela. Aunque los restos vegetales son numerosos en toda la serie, es en el paquete de techo donde se ha encontrado una inten-

sa bioturbación por raíces y numerosos restos vegetales carbonizados. La muestra recogida en esta serie ha liberado una microfauna muy escasa en la que se determina la presencia de : *G. trilobus trilobus* y *G. trilobus immaturus*. Entre las formas bentónicas las más abundantes son *Ammonia beccarii*, *Nonion boueumon* y *Elphidium crispum*, indicadores del carácter litoral de estos depósitos, ya que éstos representan asociaciones típicas de ambientes litorales (J. CIVIS en SILVA, 1994). Los ostrácodos están representadas por las especies *Peteraurila cf. musculus* *Aruta & Ruggieri*, *Costa batey* y *Xetoleberis sp.*, formas típicas de ambientes someros litorales del Messiniense superior y Plioceno inferior de las cuencas del Campo de Cartagena y Elche (ARKANI, 1987; CARBONELL, 1990).

Por su posición estratigráfica y contenido faunístico estos depósitos podrían correlacionarse con la Unidad de Calcarenitas de la Pinilla, con amplia distribución cartográfica en la Hoja colindante de Totana.

## 2.4. CUATERNARIO

### 2.4.1. Introducción

La distribución de materiales cuaternarios está condicionada por la distribución de relieves montañosos y cuencas sedimentarias, que en esta Hoja adquiere una notable expresión, ya que se encuentran cuatro de las más representativas Sierras del sur de la Región de Murcia: Sierras de Almenara, Algarrobo, Las Moreras y Lomo del Bas. Los materiales cuaternarios se desarrollan principalmente asociados a la Cuenca de Mazarrón s.s. (entre Sierra de Almenara y Sierra del Algarrobo) y su extensión en la pequeña Cuenca intramontañosa de Morata; La Cuenca de Ramonete (entre Lomo del Bas y Sierra de Las Moreras) y al sector litoral de Bolnuevo – Puerto de Mazarrón (entre Sierra de Las Moreras y Sierra del Algarrobo). El relleno sedimentario durante el Cuaternario de cada una de estas cuencas, va a estar a su vez condicionado por el comportamiento geodinámico y funcionamiento de los frentes montañosos de falla que las delimitan. Así la Cuenca de Mazarrón, se caracteriza por una marcada asimetría en lo que se refiere a la actividad sedimentaria relacionada con un importante desarrollo de abanicos aluviales asociados al frente montañoso de Almenara y posteriormente por el vaciado erosivo ligado a la conexión de la Rambla de Las Moreras con el Mediterráneo (ver apartado de Geomorfología); la Cuenca del Ramonete se va a caracterizar por la alternancia de relieves internos de tendencia E-W, asociados al sistema de Fallas de Las Moreras entre los que se desarrollan depósitos tanto pliocenos como cuaternarios relacionados con el funcionamiento de las ramblas que la drenan y sus cambios de dirección (ver apartado de Geomorfología). El sector litoral presenta un relleno cuaternario caracterizado principalmente por la actividad litoral y de transición fluvio-litoral, ya que los depósitos de origen continental están restringidos espacial y temporalmente.

La evolución sedimentaria de la Cuenca de Mazarrón durante el Cuaternario está íntimamente relacionada con la evolución pliocena del área de conexión entre la Depresión del Guadalentín y la Cuenca del Campo de Cartagena-Mar Menor, todo ello al Norte de esta Cuenca, en

la Hoja de Totana. A lo largo del Plioceno la Cuenca de Mazarrón estaba conectada con el mar por su extremo septentrional, donde se desarrolló un sistema de transición fluvio-litoral (SIL-VA, 1994), evolucionando probablemente dentro de un contexto erosivo continental. A partir de este momento, toda esta depresión evoluciona dentro de un ambiente endorreico, caracterizado por el desarrollo de diferentes sistemas de abanicos aluviales, hasta que su conexión con el mediterráneo por el Sur a través de la Rambla de Las Moreras, condiciona su evolución ligada a un nivel de base mucho más cercano (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2003).

Como ya se ha apuntado, los depósitos cuaternarios se encuentran asociados a las diferentes cuencas sedimentarias que se desarrollan en esta Hoja, presentando un desarrollo tanto temporal como espacial muy diferente en función del comportamiento y evolución geodinámicos de cada una. No obstante, se puede decir que en general el desarrollo de unidades morfo-sedimentarias en toda la Hoja de Mazarrón, se va a caracterizar por una tendencia de encajamiento más que de superposición, lo cual se refleja en la, por lo general, poca potencia de los depósitos cuaternarios. Paralelamente se observa una tendencia erosiva de estos depósitos sobre los materiales neógenos, lo cual es especialmente relevante en la Cuenca de Mazarrón, la cual, como ya veremos, ha experimentado diferentes fases de incisión y retrabajamiento de su propio relleno sedimentario.

#### 2.4.2. Conglomerados y arenas cementados, con desarrollo de calcretas en superficie (**47, 49 y 53**) Abanicos aluviales. Pleistoceno Inferior a Medio

La Cuenca de Mazarrón s.s. es la que presenta una mejor representación de abanicos aluviales, principalmente asociados al Frente Montañoso de Almenara. Se han diferenciado hasta cinco generaciones diferentes, cuyo dispositivo geomorfológico nos ha permitido establecer el comportamiento geodinámico de dicho frente. Las tres primeras generaciones se desarrollan según un dispositivo de encajamiento lo que evidencia un levantamiento moderado de la cuenca, con bajada relativa del nivel de base local (ver apartado de Geomorfología). Su espectro litológico está dominado por cantos de litología Alpujárride (cuarcitas, esquistos, pizarras, etc) y de tipo riolítico que caracteriza al vulcanismo en esta cuenca, pudiéndose correlacionar en todos los casos con la litología de las cuencas de drenaje de las ramblas actuales.

Los afloramientos correspondientes a la primera generación presentan una extensión muy reducida, limitándose a los depósitos de carácter proximal desarrollados al pie del frente montañoso, donde se observa el marcado carácter erosivo que presentan sobre las margas messinienses. Los mejores afloramientos se localizan a la salida de la rambla del Cañete, donde se observa una secuencia predominante de facies de mayor energía, con depósitos mayoritariamente constituidos por gravas y conglomerados masivos, de cantos subangulosos y poco seleccionados, canalizados, con matriz arenosa, no muy cementados, alternando con niveles arenoso-limosos de color rojizo. La altura de estos depósitos con relación a la rambla actual es de aproximadamente 40 m., y sin superar los 10 m. de potencia.

La segunda y tercera generación se observan también asociadas a la rambla del Cañete, aguas abajo de los afloramientos descritos más arriba. Estos abanicos presentan un ligero encajamiento distal con respecto a los de la primera generación, y se caracterizan igualmente por un marcado carácter erosivo sobre el sustrato margoso fácilmente removilizable, por lo que es común que incorporen materiales margosos retrabajados, adquiriendo un color blanquecino característico, que les homogeneiza visualmente con el sustrato mioceno. Esta es una característica propia de la Cuenca de Mazarrón, cuyo relleno neógeno margoso ha favorecido los procesos de erosión y retrabajamiento que se han repetido a lo largo del Pleistoceno evidenciando el funcionamiento de tipo endorreico de la misma.

En la Cuenca de Morata, los afloramientos de los abanicos correspondientes a la primera generación presentan una reducida extensión, localizándose junto al frente montañoso donde se observa su relación con la zona de falla de Almenara (N60°E). Estos abanicos están formados por una brecha masiva de cantes angulosos, muy cementada, y de color rojo muy intenso heredado del sustrato Tortoniense, que presentan también un marcado carácter erosivo sobre los materiales neógenos subyacente altamente tectonizados. Estos abanicos finalizan en unos relieves constituidos por calcirruditas miocenas con abundantes ostreidos, que actúan como lomas de obturación impidiendo el avance de estos materiales. La segunda generación por el contrario, es mucho más extensa, ya que rellena prácticamente en su totalidad la pequeña Cuenca de Morata, con una potencia de más de 15m, encontrándose en la actualidad totalmente disectada por la zona de cabecera de la Rambla de Pastrana, que desemboca en la Cuenca de Ramonete.

En la Cuenca de Ramonete, los abanicos correlacionables con la primera generación del frente de Almenara, están muy poco representados, habiéndose considerado únicamente unos sistemas asociados al frente de Las Moreras Sur, muy degradados y afectados por un importante encostramiento calcáreo. La segunda generación, del Pleistoceno inferior-medio, se desarrolla localmente en la zona de Los Cazadores, donde ha sido desmantelado, y principalmente en el sector meridional de la alineación Loma Negra – La Pinilla. Los depósitos correspondientes a estos abanicos están constituidos por unas gravas masivas de calizas, dolomías negras y cuarcitas, heterométricas y bastante angulosas, litologías compatibles con los afloramientos Nevado-Filábrides que conforman los relieves en esta zona, que están afectados por un encostramiento calcáreo superficial. En la zona de la Casa de Vivancos, estos abanicos se encuentran deformados y basculados según una dirección N100°E, congruente con la dirección del Sistema de Fallas de Las Moreras. Los abanicos correlacionables con la tercera generación de Almenara, tienen unas características similares a los que acabamos de describir, en cuanto a tipo de sedimentos y litología, aunque éstos no se encuentran deformados. Esta generación se caracteriza por ser la que mayor extensión cartográfica presenta, ya que se desarrolla tanto en la depresión de Pastrana, como en la de Ramonete s.s.

Por último, los abanicos que se desarrollan alrededor del tramo más oriental de la Sierra de Las Moreras, y que han sido correlacionados con la tercera generación de Almenara. Tanto en el frente Norte como en el sector de Bolnuevo, estos depósitos están constituidos por una

brecha heterométrica con cantos y gravas angulosos, en su mayoría de calizas y dolomías, matriz arcillo-arenosa rojiza y cementados. Su potencia puede llegar a alcanzar unos 8m, y presentan un carácter marcadamente erosivo sobre el sustrato, ya sea volcánico en el frente Norte o calcarenítico en el sector de Bolnuevo. Estos abanicos se encuentran a su vez incididos por los torrentes y arroyos actuales, quedando colgados a una altura de 20-30m sobre el nivel de base actual.

En lo que respecta al frente sur de la Sierra de Las Moreras, en la zona del Caraleño, que aunque hayan sido cartografiados como tales, en realidad constituyen una secuencia más compleja donde alternan episodios continentales, con niveles marinos, que serán descritos con mayor detalle en el apartado 1.1.2. No obstante, los depósitos superficiales que son los que dan la morfología externa de abanico, están constituidos por una brecha de cantos de calizas y dolomías dispersos en una abundante matriz arenosa (*matrix supported*) muy cementada, que conforman un relieve muy resistente. En concreto en la zona del Caraleño, estos materiales se encuentran afectados por una potente costar calcárea laminar, y presenta bandeados e interdigitaciones de óxidos de hierro, muy similares a las descritas en los travertinos fisurales de Carracalca por SILVA *et al.*, en la Hoja de Lorca (en realización), y que ha sido relacionados con procesos hidrotermales asociados a fallas activas (HANCOCK *et al.*, 1999; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 2001), que en este caso se relaciona con la actividad reciente de la Falla de Las Moreras Sur.

Con respecto a la cronología de estas tres primeras generaciones de abanicos aluviales, y a falta de cualquier tipo de datación, se ha establecido por criterios de correlación regional, en función de su relación altimétrica con las ramblas actuales. Así se ha considerado una edad Pleistoceno inferior para la primera generación, Pleistoceno inferior-medio para la segunda, y Pleistoceno medio para la tercera generación. En concreto esta última asignación cronológica se ha hecho en función de la relación altitudinal que presentan con respecto a los depósitos con *Strombus bubonius* que se desarrollan a 0,5-1m sobre el nivel actual del mar, en Covaticas, y cuya edad, a falta de dataciones absolutas, debe ser considerada Pleistoceno medio terminal o Pleistoceno superior (OIS 5), siendo más probable esta última.

#### 2.4.3. Conglomerados, arenas y arcillas aluviales cementadas y con desarrollo de calcretas en superficie (**51**). Techo de Piedemonte. Pleistoceno Inferior-Medio

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

constituida por el desarrollo de potentes encostramientos calcáreos que dan lugar a la formación de calcretas con rasgos muy evolucionados (SILVA, 1994; ALONSO ZARZA *et al.*, 1999).

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

En cuanto a sus características sedimentarias las facies proximales están constituidas por conglomerados muy cementados con estratificación cruzada planar y de surco, con carácter grano-decreciente que culminan en un nivel superior más arenoso-arcilloso que culminan en paleosuelos pardo-rojizos bien desarrollados de 1m de potencia con horizontes argiliticos Bt (7,5YR 5/6 a 5YR 4/6), que por norma general se encuentra afectado por un importante proceso de recarbonatación posterior consecuencia del desarrollo de las Calcretas que soportan a techo. En las zonas distales, más arcillosas, los paleosuelos son muy desarrollados presentando horizontes argiliticos Bt (7,5YR 4/8) con estructura prismática de gran desarrollo vertical, y cutanes arcillosos de grandes dimensiones. En estas zonas, en ocasiones se observa el desarrollo de horizontes Btc inferiores que indican la superposición de al menos dos episodios edáficos (SILVA, 1994). En los cortes correspondientes al FFCC abandonado (p.ej. Venta Seca, Casa del Manzano), se observan paleocanales de direcciones comprendidas entre N340E y N20E, lo que nos informa acerca del carácter radial (característico de abanicos aluviales) y del escaso poder de encajamiento de los canales que los alimentaban (SILVA, 1994).

Las acumulaciones calcáreas que se desarrollan a techo presentan en perfiles muy potentes (2,5 a 3 m) típicos de calcretas muy evolucionadas en los que quedan bien definidos sus distintos horizontes característicos. En base a sus relaciones laterales y verticales es posible reconocer una secuencia típica, que podría considerarse como "Perfil Tipo". Este muestra un desarrollo secuencial característico desde los horizontes transicionales prismático-nodulares que se instalan sobre los paleosuelos rojos anteriores a horizontes pulverulentos, nodulares y masivos, culminado siempre en horizontes laminationes y laminationes brechificados a techo. En las zonas más proximales, los horizontes masivos son sustituidos por horizonte de gravas con cubiertas. Todos ellos se encuentran analizados en detalle en ALONSO ZARZA *et al.* (1999), aquí solo resaltaremos sus rasgos más esenciales. Los horizontes laminationes y laminationes brechificados

desarrollados a techo llegan a alcanzar los estadios V y VI de la clasificación de MACHETTE (1985) típicos de calcretas muy maduras. Los que aquí se desarrollan responden a calcretas biogénicas "tipo  $\beta$ " (WRIGHT y ALONSO-ZARZA, 1992) ya que gran parte de sus rasgos micro y macroscópicos responden a la actividad de distintos macro y microorganismos vegetales (hongos) y bacterias. En concreto es importante el desarrollo de filamentos de hongos calcitizados, estructuras alveolares bacterianas, peloídes y microcodium (ALONSO-ZARZA et al., 1999). Toda esta actividad biológica estaría relacionada con el desarrollo de mallas de raíces de vegetación de tipo herbácea (típica de períodos fríos y secos glaciares) que sustituye a las plantas superiores ligadas al desarrollo de suelos rojos (más características de períodos cálidos y húmedos interglaciares). Todo ello implica un importante cambio climático hacia unas condiciones más áridas desde el punto de vista hídrico y muy seguramente un indicador climático de la primera irrupción significativa de los períodos glaciares a baja altitud en la zona Mediterránea (ALONSO-ZARZA et al., 1999). En cualquier caso, un rasgo también importante de estas calcretas es la presencia de rupturas y superposiciones de perfiles en las partes proximales y distales respectivamente, que indican la coexistencia de los procesos sedimentarios ligados a la construcción de las superficies terminales de los abanicos aluviales y los edáficos relacionados con el desarrollo de calcretas laminares y laminares brechificadas (ALONSO ZARZA et al., 1999).

Por último, es necesario aclarar que la generación de costras calcáreas se produce no solo sobre las superficies terminales de abanicos aluviales aquí descritas, sino que también afectan a cualquier tipo de superficie deposicional y/o erosiva existente durante este periodo. Este tipo de calcretas similares a las aquí descritas, muestran rasgos algo más complejos (multiepisódicas) y podrían venir desarrollándose desde el Pleistoceno inferior o incluso Plioceno superior engarzando con la noción de Formación Sucina y/o Costra Salmón acuñadas para estos materiales por autores francesas en la década de 1970 (MONTENAT, 1977; DUMAS; 1979).

**2.4.4. Bloques y gravas redondeados, heterométricos, cementados y con perforaciones de litófagos (48 y 56).** Terrazas marinas: desembocaduras de rambla y playas de gravas. Pleistoceno Inferior a Medio

La Hoja de Mazarrón presenta numerosos testigos de antiguas posiciones de la línea de costa, aunque cartográficamente sean difícilmente representables porque se encuentran bien muy degradados como consecuencia de los procesos erosivos posteriores, o bien porque se encuentran formando parte de secuencias sedimentarias progradantes, con dispositivos generales en "offlap", lo que hace muy difícil su representación cartográfica. Se han incluido en este apartado todos los depósitos de origen marino, o relacionados con desembocaduras de rambla, que no conservan su relación evidente con la rambla a la que se asocian, como es el caso de los depósitos de la Cuenca del Ramonete.

Las terrazas marinas consideradas más antiguas de la Hoja de Mazarrón, se distribuyen a lo largo del sector más cercano al litoral de la Cuenca de Ramonete, coronando los relieves de tipo tabular en Casa Pastora y la Loma de los Percheles, así como en la zona de las Covaticas. También se desarrollan en el Frente Sur de la Sierra de las Moreras, alternando con depósitos

de carácter continental, aunque en este caso se han considerado un poco más recientes debido a criterios de tipo geomorfológico. Este tipo de depósitos ha sido definido como depósitos de rambla delta, basándose en sus características sedimentológicas, que definen dos ambientes un ambiente sublitoral y un ambiente subaéreo (BARDAJÍ, 1999; DABRIO et al, 1990).

El ambiente sublitoral se caracteriza por dos tipos de depósitos que se desarrollan, por lo general, superpuestos. En primer lugar los depósitos de playa s.s., formados por conglomerados y arenas gruesas, que conforman secuencias granodecrescentes, en las que, de muro a techo, se pueden distinguir los distintos sub-ambientes de playa: 1) parte baja del "shoreface", caracterizado por laminación paralela y laminación cruzada de "ripples" de oscilación, en muchos casos con bioturbación; 2) parte alta del "shoreface", con una mayor influencia del oleaje evidenciada por laminación cruzada tipo "through"; 3) parte baja del "foreshore", que representa el punto de ruptura del oleaje y viene caracterizada por la acumulación de partículas de mayor tamaño, conformando secuencias en general granodecrescentes. Morfológicamente este punto se caracteriza por el desarrollo de un pequeño escalón (*plunge step*) al final de la zona de "swash", que internamente se corresponde con un aumento brusco en la inclinación de la laminación paralela suavemente inclinada hacia el mar, que representa la parte baja del "foreshore" y zona de "swash-backwash"; 4) La secuencia termina con gravas de menor tamaño, bien seleccionadas, con laminación paralela suavemente inclinada hacia el mar, que representa la parte alta del "foreshore" o berma. El segundo tipo de depósitos identificables en este ambiente sublitoral, son los depósitos de "mass flow", los cuales presentan por lo general un aspecto caótico y se desarrollan ocasionalmente interdigitados con los depósitos de playa previamente descritos. Este tipo de depósitos está constituido por cuerpos de conglomerados grano-soportados, heterométricos, de aspecto caótico, con potencias de hasta metros, secuencias granocrescentes y base por lo general de carácter erosivo, que representan eventos caóticos de máximo flujo de las ramblas, ligados a ligeras bajadas del nivel del mar.

En lo que respecta al ambiente subaéreo, los depósitos de carácter continental se suelen desarrollar de forma alternante con lo de carácter litoral formando secuencias progradantes. Los depósitos que se van a desarrollar principalmente dentro de este ambiente subaéreo, son depósitos de abanicos aluviales, caracterizados por un predominio de conglomerados de color rojo con abundantes cantos planos de materiales alpujárrides, y colores rojizos oscuros. En general, constituyen cuerpos con base irregular erosiva, y potencia variable (5 a 2m), en los que ha podido diferenciarse puntualmente estratificación horizontal no muy marcada, con numerosos cantos imbricados hacia el mar, así como laminaciones cruzadas interpretadas como rellenos de canal. Hacia techo estas facies de conglomerados canalizados pueden pasar a facies más arenosas o bien a facies de lutitas rojas, siendo esto último lo más común.

Cada uno de las zonas donde se han cartografiado este tipo de depósitos responde a los diferentes ambientes definidos para una rambla-delta. En general en la Cuenca del Ramonete, y sobre todo en el sector de Covaticas dominan las granulometrías gruesas, con bolos de hasta 20-30 cm de cuarcitas, calizas y dolomías negras, habitualmente con perforaciones de litófagos, resultado de los aportes de alta energía característicos de las ramblas que alimentan este

sector litoral. Este tipo de facies se ha interpretado como correspondiente a la zona de tránsito entre el “foreshore” y el “shoreface”, representando la mayor acumulación de bolos el “plunge step” o escalón playero, ya que es en ese punto donde la llegada al mar frena el trasporte de alta energía de la rambla, siendo posteriormente retrabajados por el oleaje y afectados por los organismos litófagos. En el sector de Casas de Pastora-Los Percheles, los depósitos son muy similares aunque con una granulometría menor, y un mayor grado de redondez de los cantos. Estos depósitos representarían el “plunge step” o escalón playero y fundamentalmente la parte baja del “foreshore”, caracterizado por un menor tamaño de partículas.

A falta de otro tipo de criterio cronológico, la edad de estos depósitos ha sido establecida en función de criterios de tipo geomorfológico, por correlación con los sistemas de abanicos aluviales, y sobre todo por correlación con los depósitos con *Strombus bubonius* que se desarrollan según un dispositivo de encajamiento en la Playa de Covaticas. Siguiendo este criterio, se ha asignado una edad Pleistoceno inferior a estos depósitos, lo que nos ayuda a interpretar la evolución geodinámica durante el Pleistoceno, en el sentido de que su presencia, en estos sectores de la Cuenca de Ramonete, y por otra parte, la ausencia de materiales continentales de esta edad, nos indica que la estructuración y emersión definitiva de esta cuenca no tiene lugar hasta el Pleistoceno medio.

Por último, a lo largo del litoral de la zona de Punta Negra – El Caraleño, se desarrolla la secuencia más completa de la Hoja de Mazarrón, donde alternan depósitos correspondientes al ambiente subáereo con depósitos representativos del ambiente sublitoral. El máximo transgresivo del episodio marino más antiguo alcanza una altura de +50m en el Caraleño, donde se encuentra afectado por mineralizaciones ferruginosas, que se desarrolla bajo los materiales aluviales descritos más arriba. En ese punto está constituido por un conglomerado de gravas finas ( $\varnothing$ 1-2cm) de cuarzo y cuarcita, y dolomía negra en menor cantidad, características del “foreshore”, de poca potencia (1-1,5m) afectado por el paso de la falla de las Moreras, que le pone en contacto con las filitas del sustrato Nevado-Filábride. Hacia la costa, a lo largo de los acantilados entre Punta Negra y Rambla Villalba, se ha podido reconstruir una secuencia formada por hasta cinco episodios marinos, alternando con depósitos aluviales. Los depósitos marinos corresponden a playas y están constituidos por gravas de cuarzo blanco y cuarcita bien redondeadas y bien seleccionadas, aunque con tamaños variables en función del medio que representen. En ellos están por lo general representadas las facies correspondientes al “plunge step”, de mayor granulometría ( $\varnothing$ 10-15cm), y su tránsito al “foreshore”, con la laminación paralela planar de bajo ángulo característica de la progradación del mismo y tamaños de partícula de 1-2cm. En algunos casos la presencia de abundante matriz rosada, con cantos dispersos de menor tamaño, ha sido interpretada como el tránsito hacia el “backshore”. En algunos puntos, como es el caso de la Punta de La Grúa o la Cala Leño, estos materiales e encuentran afectados por ferruginizaciones que les dan un tinte rojo muy característico. Los depósitos correspondientes a los ambientes subáereo, corresponden a depósitos de gravas heterométricas y angulosas de marcado color rojo, que por lo general se desarrollan erosivamente sobre los episodios marinos previos, y que han sido interpretados como depósitos de abanicos aluviales procedentes de la Sierra de Las Moreras. En Punta Negra la secuencia de carácter progradante

está compuesta por tres episodios marinos litorales alternando con depósitos aluviales de marcado color rojo, que se disponen según un dispositivo en "offlap". A lo largo de los acantilados que se distribuyen entre la Punta de La Grúa y la desembocadura de Rambla Villalba, la secuencia sedimentaria comprende tres episodios marinos, sin depósitos continentales alternantes, cuyo dispositivo ha sido interpretado en función de las facies aflorantes, y que parecen indicar una superposición (*onlap*) o ligero solapamiento (*offlap*).

Por último, mencionar los depósitos correspondientes a la terraza marina del Mojón. Estos depósitos están constituidos por un conglomerado de gravas heterométricas bastante redondeadas, de caliza, dolomía y cuarcita, fuertemente cementado, de difícil observación dado que sobre la se ha construido la urbanización del Mojón.

#### 2.4.5. Conglomerados y arenas muy cementados con ferruginizaciones y costra calcárea laminar en superficie (**52**) Abanicos aluviales. Pleistoceno Medio

Esta unidad representa la primera fase deposicional de abanicos aluviales pleistocenos que conserva expresión geomorfológica. Sus depósitos se sitúan en discordancia angular y progresiva sobre las formaciones conglomeráticas anteriores, con un dispositivo general de agradación proximal en offlap. Se trata de una fase deposicional sintectónica en la que sus depósitos, ya netamente relacionados con las ramblas actuales. En esta unidad, el buzamiento se va haciendo progresivamente menor (desde 65° a 40°), registrando el desarrollo de una discordancia progresiva interna. Sus depósitos están mayoritariamente constituidos por gravas y conglomerados, dominante en facies Gms y Gm, de cantos subangulosos y poco seleccionados. Su espectro litológico está dominado por cantos de litología Alpujárride (cuarcitas, esquistos, pizarras, etc.) pudiéndose correlacionar en todos los casos con la litología de las cuencas de drenaje de las ramblas actuales.

Los abanicos correspondientes a esta primera fase están constituidos por un número variable de cuerpos sedimentarios superpuestos. Cada uno de estos cuerpos está separado del anterior y del posterior por discordancias erosivas y angulares de pequeña entidad, reflejando cada uno de ellos un episodio sedimentario individual ó un conjunto de ellos (BULL, 1977; HARVEY, 1990).

Sin embargo, en conjunto, esta fase deposicional muestra tendencias evolutivas similares en diferentes sectores del área de estudio como reflejo de unos controles tectónicos y/o climáticos de cierta envergadura (SILVA *et al.*, 1992c; SILVA 1994). Así en todos los casos, se registran secuencias positivas estratocrecientes y las facies dominantes son las Gms y Gm, reflejando procesos deposicionales dominantes de tipo debris-flow. La tendencia evolutiva en la vertical de los depósitos muestra un cambio progresivo de facies Gms masivas en la base, hasta facies Gm ó Gm/Gms más ordenadas hacia techo, en los que es frecuente observar intercalaciones arcillosas (mud-flow) y depósitos de gravas, en facies Gm/Gp y Gt, de carácter "más fluvial", culminando esta fase deposicional. El ensamblaje entre los distintos episodios que constituyen esta fase deposicional, registra un estilo sedimentario dominado por agradación proximal en

offlap, lo que refleja las condiciones de "relativo equilibrio" entre el poder de encajamiento de sus canales alimentadores y las tasas de aportes de sedimentos, que se mantienen "constantes" debido a la continua elevación tectónica de los relieves marginales que los alimentan. En otras palabras, muestran la aceleración del episodio tectónico, que caracterizado por movimientos verticales importantes, dio lugar al drástico cambio de áreas fuente.

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

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

#### 2.4.6. Limos carbonatados blancos débilmente cementados (**50** y **54**). Depósitos de centro de cuenca. Pleistoceno Medio

El afloramiento de estos depósitos es muy puntual, ya que únicamente se localizan en el sector central de la Cuenca de Mazarrón, en lo que correspondería a las zonas más distales de los abanicos de la segunda y tercera generaciones de abanicos asociados al Frente de Almenara. Estos depósitos se observan bien coronando los relieves que se distribuyen entre las ramblas de Las Moreras (en este sector denominada Rambla del Canal) y la de La Majada, en el paraje conocido como La Coqueta o Casa de la Coqueta. En esta zona, se observan unos depósitos constituidos por cantos dispersos, algunos de naturaleza riolítica, en unos depósitos limosos blancos carbonatados, que han sido interpretados como depósitos de centro de cuenca. Las facies distales de los abanicos de la segunda y tercera generación estarían representadas por materiales finos con algún canto, que llegaban a una zona endorreica donde se depositaban los fangos carbonatados producto de la removilización y retrabajamiento de las facies margosas messinienses que caracterizan el relleno neógeno de esta cuenca. Estos materiales se encuentran afectados en superficie por un ligero encostramiento calcáreo que también afecta a las margas messinienses. La presencia de esta costra en superficie junto con las características propias de estos materiales, hacen que puedan ser erróneamente interpretados como costras

calcáreas de tipo edáfico, cuando en realidad representan uno de los momentos de erosión y relleno, con autodigestión, que presenta esta cuenca.

#### 2.4.7. Gravas bien redondeadas, con niveles arenosos y niveles de bloques redondeados (55). Rambla-delta de La Loma. Pleistoceno Medio

Coronando los relieves que se distribuyen a espaldas del Puerto de Mazarrón, y asociada a la salida de las ramblas de Los Lorentes y de Los Rincones, se desarrolla una secuencia sedimentaria cuyas características sedimentológicas nos permiten relacionarla con los depósitos de rambla delta descritos en el apartado 1.1.2, aunque en este caso no han sido cartografiadas como terrazas marinas, debido a que conservan la morfología del cuerpo sedimentario, y su relación con la rambla que las generó.

A lo largo de la margen derecha de la Rambla de Los Lorentes, se observa como en discordancia sobre las facies calcareníticas amarillas se desarrolla un primer término constituido por arenas gruesas y gravas redondeadas con laminación paralela planar de bajo ángulo característica de la progradación del "foreshore". Estos depósitos se encuentran fuertemente erosionados por canales con bolos de hasta 25 cm de diámetro, algunos de ellos con perforaciones de litófagos, conformando una secuencia granodecreciente que hacia techo ademáis presenta algún nivel más arenoso con laminaciones cruzadas orientadas hacia tierra. Esto ha sido interpretado como momentos de máxima descarga de la rambla con carácter erosivo, y su posterior retrabajamiento dentro ya de un ambiente sublitoral, donde las laminaciones hacia tierra representan la migración de barras en el "shoreface". Esta secuencia se repite hacia techo, aunque adquiriendo progresivamente unas características más continentales representadas fundamentalmente por una mayor heterometría y angulosidad en los cantos así como por una coloración progresivamente más rojiza todo ello propio de los depósitos de abanicos aluviales.

A lo largo de la carretera que une el Puerto de Mazarrón con la propia localidad de Mazarrón, se pueden observar estas unidades de rambla deltas caracterizadas por unas gravas bastante redondeadas, que vistas en detalle según su sección longitudinal presentan las características mencionadas.

#### 2.4.8. Gravas, arenas y arcillas débilmente cementadas (57, 61 y 62). Abanicos aluviales. Pleistoceno Medio-Superior a Holoceno Inferior

En general estos abanicos se caracterizan por su débil cementación y bajo grado de encos-tramiento superficial, corresponden a la cuarta (57) quinta (61) y sexta (62) generación de abanicos aluviales asociados al Frente montañosos de Almenara. En realidad los depósitos correspondientes a esa quinta generación (61) están muy poco y mal representados en esta cuenca, donde únicamente constituyen cuerpos encajados y aterrazados sobre todo en la Rambla del Cambrón, siendo en el frente montañoso del Algarrobo donde mejor representados están.

Comenzando por los abanicos de la cuarta generación definida en el frente de Almenara (BARDAJÍ, 1999), ésta se desarrolla como consecuencia de procesos de agradación proximal y "backfilling" asociados a la salida de las ramblas del Cambrón y del Cañete en el Frente de Almenara. A lo largo del cauce actual de la Rambla del Cambrón, en su tramo más cercano al relieve, se puede observar la naturaleza y dispositivo general de esta generación de abanicos aluviales, donde su extensión longitudinal está limitada por el desarrollo de una serie de relieves de obturación generados a favor del sistema de fallas de Almenara de dirección N60°E. Tanto en las pequeñas depresiones que se desarrollan ya en el interior del relieve, como en las zonas marginales de la cuenca, se observa el dispositivo de estos abanicos, que pueden llegar a alcanzar hasta 10m de potencia. Esta generación (**57**) está constituida por diferentes cuerpos aluviales, en los que pueden diferenciarse niveles de gravas canaliformes alternando con depósitos más finos de limos rosados y rojizos con rizocreciones, interpretados como pequeñas charcas desarrolladas como consecuencia de la obturación generada por pequeños afloramientos volcánicos, que son sobrepasados por depósitos suprayacentes. En general estos depósitos están constituidos por diversos paquetes sedimentarios con secuencias granodecrecientes, poco cementadas, que comienzan con niveles de mayor energía, caracterizados por conglomerados canaliformes de marcado carácter erosivo sobre los materiales precedentes, con cantos de tamaño decimétrico y litologías congruentes con los materiales Nevado-Filábridos que conforman la Sierra de Almenara (calizas, dolomías, esquistos y filitas). Hacia techo pasan a sedimentos más finos con pequeños canales de gravas, interpretados como depósitos de "sheet flow", y desarrollo de paleosuelos rojos como culminación de cada secuencia. En este mismo punto se desarrolla uno de los pocos ejemplos de la quinta generación (**61**) de abanicos asociada a este frente, que con una litología muy similar a la descrita, se encaja a partir de los relieves de obturación mencionados desarrollándose como consecuencia de agradación distal a partir del punto de intersección, que nos marca el final del encajamiento proximal del canal de alimentación. El desarrollo y depósito de esta fase deposicional, refleja un drástico cambio en la dinámica morfosedimentaria de los sistemas aluviales. Esta fase está caracterizada por disección proximal, encajamiento de los canales alimentadores en las superficies pertenecientes a las fases anteriores, formación de trincheras de cabecera y migración de la sedimentación hacia las zonas centrales de la Depresión. Durante esta fase, la sedimentación, dominada por un estilo de agradación distal en "offlap", imprime un neto carácter progradante hacia centro de cuenca a sus depósitos.

Esta fase también se desarrolla, con importante extensión y similar estilo sedimentario (agradación distal en "offlap") en los piedemontes del Algarrobo. En estas zonas, estudiadas por SOMOZA (1989) y SOMOZA *et al.*, (1989), las superficies de los abanicos pueden aparecer ligeramente encostradas y reciben la denominación de "Sistema Aluvial de Corvera".

La sexta y última generación de abanicos aluviales (**61**) asociados al Frente de Almenara, presentan unas características litológicas muy similares, con gravas y cantos de litología béticas, aunque las características sedimentológicas son en cierta manera diferentes. En general en toda la cuenca de Mazarrón, estos depósitos están muy bien representados, desarrollándose como consecuencia de procesos de agradación distal ligada a un amortiguamiento tectónico.

A lo largo de la Rambla de Baltasar se puede observar el carácter sedimentario de estos depósitos, pudiéndose diferenciar un primer tramo con características fluviales de alta energía tipo "braided" asociado al funcionamiento de la rambla, que hacia techo pasa a unos depósitos de carácter masivo, sin estructuras sedimentarias también constituido por gravas y arenas, interpretado como depósitos de "sheet flow".

#### 2.4.9. Limos carbonatados y arenas finas con niveles de gravas (**58**). Glacis. Pleistoceno Medio-Superior

Esta unidad únicamente se ha cartografiado en la zona del Albardinar, al Norte de la Cuenca de Mazarrón, ya que presenta unas características propias que no se repiten en otros puntos de la Hoja. Al pie del Alto del Albardinar y de los relieves de Cañada Honda – El Morote, y colgada a unos 30 metros sobre el fondo actual de la rambla del Reventón, se desarrolla una superficie irregular, ligeramente ondulada, cuyos depósitos se pueden observar aprovechando alguna pequeña excavación que se haya realizado. Estos depósitos están constituidos por arenas finas y limos carbonatados blancos, con algún nivel de gravas, de poca potencia ya que no llega a sobrepasar el 1,5 – 2m, interpretado como glacis de cobertura y que representa una etapa de bajada del nivel de base local, ya que se encuentra encajado en los depósitos de las tres primeras generaciones de abanicos asociados al frente de Almenara. La edad del más reciente de ellos ha sido considerada como Pleistoceno medio, por lo que esta unidad de glacis de cobertura se ha interpretado como ligeramente posterior, ya que se encaja ligeramente en ella (3-5m), asumiendo por tanto una edad Pleistoceno medio terminal-Pleistoceno superior.

#### 2.4.10. Cantos y bloques angulosos y heterométricos, con arenas y arcillas fuertemente cementados (**59 y 68**). Depósitos de piedemonte. Pleistoceno medio-superior

Los depósitos de piedemonte constituyen formaciones de carácter mixto, gravitacional y aluvial, que se disponen principalmente orlando la base de los relieves interiores de la Cuenca del Ramonete y en el frente Sur de la Sierra de las Moreras. Estos relieves caracterizados por el afloramiento de materiales Nevado-Filábrides, generan una importante cantidad de sedimentos, que o bien son transportados por las ramblas, o bien se depositan al pie de los mismos, como consecuencia de una doble acción entre la gravedad y la arroyada.

Sus depósitos están constituidos por gravas y bloques de diferente tamaño empastados por una matriz arenó-arcillosa. Los bloques pueden ser muy angulosos y alcanzar tamaños de hasta Ø 1m en general con carácter muy masivo. Estos depósitos pueden presentar una estructuración interna muy grosera en bancos y un perfil longitudinal en general cóncavo, que va amortiguándose hacia la base donde son comunes las superficies deposicionales con pendiente en torno a los 20º. Son formaciones de escaso desarrollo espacial, siendo raro que se extiendan más allá de 500-700m de los relieves marginales que las alimentan. Se han distinguido dos generaciones diferentes, correspondientes al Pleistoceno medio-superior (59) la más antigua y al Pleistoceno superior-holoceno (68) la más reciente, por correlación con los abanicos aluviales con los que son parcialmente coetáneos.

El desarrollo de estos depósitos, en particular los del Pleistoceno medio-superior (**59**), es especialmente importante en la cuenca de Ramonete ya que representan una etapa sedimentaria caracterizada por la reactivación de los relieves internos de la Cuenca, que va adquiriendo la distribución y morfología actual. En general los depósitos de piedemonte correspondientes a esta edad, se encuentran afectados por un marcado encostramiento calcáreo superficial, que les diferencia de los más recientes.

2.4.11. Playas de gravas redondeadas; cantos y gravas con matriz arcillosa rojiza, con *Strombus bubonius* (**60**). Terrazas marinas Tirrenienses. Pleistoceno Medio a Superior

Los episodios con *Strombus bubonius* están muy localizados en la Hoja de Mazarrón, habiéndose distinguido únicamente en la Playa de las Covaticas, en la Cuenca de Ramonete. En otros puntos, como por ejemplo, las terrazas marinas en Isla Plana, no se ha encontrado fauna característica aunque la situación morfológica y relación con los episodios más antiguos y más modernos del Mojón, nos permiten correlacionarlos.

El *Strombus bubonius* es un gasterópodo fósil, principal representante de la denominada fauna cálida senegalesa, indicadora de aguas cálidas, y que ausente en el Mediterráneo actual, sobrevive en las costas tropicales de África, por lo que su presencia es indicadora de una temperatura superficial del agua del mar unos 6°C por encima de la actual.

El *Strombus bubonius* y su fauna acompañante (*Hyotissa hyotis*, *Cantharus viverratus*, *Conus testudinarius*, *Cymatium dolarium*, *Patella safinana*, *Brachidontes senegalensis* etc.), aparecen por primera vez en el Mediterráneo en el Pleistoceno medio (OIS "Oxygen Isotopic Stage" 11-OIS 9) aunque su registro queda restringido a las Islas Baleares (ZAZO *et al.*, 2003; 2004), siendo durante el siguiente interglacial (OIS 7a, 180 ka) cuando aparece de forma más generalizada en todo el litoral peninsular, aunque con escaso número de ejemplares y prácticamente ausente la fauna cálida acompañante (ZAZO *et al.*, 2004). Esta primera unidad con *Strombus bubonius*, ha sido descrita y datada en los litorales de Almería, Murcia y Alicante (GOY *et al.*, 1986; HILLAIRE-MARCEL, *et al.*, 1986; GOY *et al.*, 1993; CAUSSE *et al.*, 1993), siendo inicialmente denominada Tirreniense I, siguiendo la definición original de ISSEL (1914). No obstante la máxima expansión en todo el Mediterráneo tanto del *Strombus bubonius* como de su fauna cálida acompañante, tiene lugar ya en el Pleistoceno superior, durante el Último Inter-glaciar (OIS 5), lo que indica la existencia de unas condiciones climáticas más cálidas que en la actualidad. En lo que respecta al litoral mediterráneo español, se han llegado a diferenciar hasta cinco niveles diferentes con *S. bubonius*, indicadores de sendas altas posiciones del nivel del mar (HILLAIRE MARCEL *et al.*, 1996; GOY *et al.*, 1997; ZAZO *et al.*, 2003), tres de ellas correspondientes al OISS 5e (Campo de Tiro, Mallorca; y La Marina, Alicante) y las dos más recientes correspondientes bien al OISS (Oxygen Isotopic Sub Stage) 5c o bien al OISS5a.

En la playa de las Covaticas, se registran tres episodios marinos encajados en un paleoacantilado de unos 4-5 m, labrado sobre los depósitos de abanicos aluviales del Pleistoceno medio. El más antiguo de estos episodios presenta una altura máxima de 1,5 m, y está compuesto

por un conglomerado de cantes de 1-2 cm de diámetro, muy redondeados, mayoritariamente de cuarzo blanco. No se ha identificado ningún tipo de fauna que pueda ayudar a concretar su edad. No obstante, ligeramente encajado en él, rellenando oquedades, se desarrolla un segundo nivel marino, constituido por brecha con cantes heterométricos y matriz arcillosa de color rojo oscuro, que pasa lateralmente a facies más arenosas, interpretado como desembocadura de rambla y playa adyacente, y cuyo máximo transgresivo se sitúa a aproximadamente 1m. Este segundo episodio presenta una gran concentración de *S. bubonius*, así como *Arca sp.*, principalmente en las facies más groseras, disminuyendo en los tramos más finos. El tercer episodio es muy similar al primero en cuanto a litología, aunque se encuentra encajado en los dos anteriores, además se han identificado fragmentos correspondientes dichos depósitos más antiguos lo que permite identificarlo como un tercer nivel.

En la Hoja de Mazarrón, la ausencia de dataciones isotópicas en estas unidades hace que su correlación cronológica con los episodios datados en otros sectores del litoral español, se haya hecho mediante criterios geomorfológicos, sedimentológicos o petrológicos. Así, el episodio con *Strombus* debe corresponder bien al final del OIS5e, o bien al 5c, en cualquier caso Pleistoceno superior, ya que presenta unas características sedimentarias muy comunes en los episodios de esta edad registrados en otros puntos del litoral mediterráneo español.

Por último, solo mencionar que aunque no ha podido ser representado cartográficamente por su limitada extensión, y por su posición, en el extremo más occidental de la playa del Mojón, se ha localizado un depósito dunar de carácter oolítico, encajado en el acantilado labrado sobre los depósitos de abanicos aluviales del Pleistoceno medio-superior. Este tipo de unidades son muy comunes a lo largo del SE peninsular, asociados a las playas fósiles del último Interglacial (OISS 5e). En la actualidad los oolitos se desarrollan en plataformas someras de aguas cálidas, como son p.ej. las de Bahamas o Túnez, por lo que su presencia formando edificios dunares fósiles, tienen que relacionarse con unas condiciones de mayor temperatura superficial del agua del mar, también evidenciada por el registro de *S. bubonius* y la fauna cálida acompañante, en los niveles de playa asociadas a las mismas.

#### 2.4.12. Limos y arenas con niveles de gravas y cantes (63). Glacis. Pleistoceno Superior

Esta unidad está constituida por los depósitos de tipo glacis que orlan el relieve de Loma Larga, y las estribaciones septentrionales de las sierras de Almenara y Algarrobo (en menor medida). Actualmente se encuentran disectados por las ramblas del Reventón y de las Moreras, y sus superficies pueden llegar a encontrarse hasta 15 m de altura respecto a los "thalwegs" actuales de las ramblas. Se trata de depósitos arenosos medianamente seleccionados, con matriz limosa y niveles lenticulares de gravillas con estratificación cruzada planar a gran escala. No obstante, a techo desarrollan invariablemente niveles laminados de arenas y limos de tipo glacis. El conjunto del depósito puede llegar a tener hasta 5-6 m de potencia, aunque los depósitos superiores, tipo glacis, raramente sobrepasan el metro de espesor. En realidad los depósitos responden a los antiguos fondos torrentiales de las actuales ramblas, que al quedarse colgados por la incisión de las ramblas actuales se vieron remodelados por aportes laterales de

tipo glacis. Por tanto desde el punto de vista geomorfológico estas, superficies han de considerarse como las "terrazas" más altas (+15-13 m) de las mencionadas ramblas. Estos depósitos pueden presentar un cierto grado de cementación y sus superficies encontrarse ligeramente encostradas lo que genera importantes cantiles en las paredes de las ramblas que los disectan. Desde el punto de vista cronológico, han de considerarse como Pleistoceno Superior, aunque no hay que descartar su posible incursión en el Holoceno.

#### 2.4.13. Gravas y arena sueltas (**64, 66 y 69**).Terrazas fluviales. Pleistoceno Superior a Holoceno

Aunque no forman parte de los elementos morfosedimentarios más característicos de la Hoja de Mazarrón, la secuencia más completa y representativa de terrazas fluviales se desarrolla en el tramo intermedio de la Rambla de Las Moreras, denominada ahí Rambla del Canal, entre las confluencias de las ramblas de La Majada y del Reventón, así como en esta última.

A lo largo de todo este sector se registran tres niveles a +15-13m, +10-9m, +4-6 m, además de las terracillas, situadas a +1-2m, que se distribuyen en el fondo de las ramblas, muy cementadas que representan fondos de ramblas previos, con diferente gradiente, generados por erosión remontante actual de la rambla.

Todos los niveles pueden describirse como terrazas colgadas que presentan sus respectivos escarpes de terraza, poseen poca potencia (2-3 m), excepto la de +10m que puede llegar a alcanzar hasta 6m de espesor. Son depósitos asociados a inundaciones de tipo catastrófico ligado al funcionamiento de las ramblas, ya que en general ninguna de ellas presenta características de un curso fluvial de carácter permanente.

El nivel más alto, a +15-13 m, se desarrolla en las ramblas de Las Moreras y del Reventón, y muy a menudo se encuentra fosilizado por materiales más finos procedentes de los glacis que parten de los relieves circundantes. Los diferentes afloramientos de esta terraza muestran las facies características entre las que se pueden diferenciar en primer lugar niveles de gravas, canalizadas, con base erosiva, que a techo pasan a depósitos de arenas y arenas finas con estructuras de corriente de alta energía como "ripples", antidunas etc., y finalmente limos, representando todo ello depósitos de inundación. La litología de los cantos y gravas es por lo general de cuarcitas y calizas o dolomías, con tamaños variables, aunque en general de escala centimétrica, y un bajo grado de redondez. Son característicos los colores blanquecinos probablemente heredados del sustrato margoso neógeno al que erosionan. En la margen izquierda de la rambla, a espaldas de la Estación de Servicio que se sitúa en la nueva Carretera de circunvalación de Mazarrón, frente a la Casa del Coqueta, se observan también las características de esta terraza cuya base se encuentra fuertemente cementada rellenando un paleorrelieve excavado sobre el material neógeno y fosilizado por un glacis de cobertura de poco espesor (aprox. 1-1,5m). Esta terraza ha sido considerada como el primer indicio del comportamiento exorreico de la cuenca de Mazarrón (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2003), ligada a la conexión con el Mediterráneo a través de esta rambla. Este proceso de exorreismo debió estar ligado a una marcada erosión

remontante pro parte de la rambla de las Moreras, asociada a la importante bajada del nivel del mar ocurrida durante el Pleistoceno superior, en el Último Máximo Glacial.

El nivel de +10-11m constituye una terraza compleja, ya que en algunos puntos se observa como erosiona y fosiliza a otro depósito fluvial previo con paleosuelos en superficie. En esta zona de la Casa de la Coqueta, este nivel más antiguo presenta una secuencia de más de 3m de potencia, caracterizada por un marcado predominio de materiales finos frente a los de conglomerados canalizados, probablemente ligado a la existencia de un meandro donde se quedase retenida el agua. Hacia la base se han observado un nivel de limos laminados con abundantes yesos especulares, que conforman una superficie ondulada. Sobre estos limos se desarrolla un nivel caracterizado por el desarrollo de numerosas rizocreciones de yeso muy llamativo, que van disminuyendo en cantidad a techo. Finalmente este nivel más antiguo se encuentra afectado por un importante paleosuelo rojo de más de 1m de potencia. Este depósito más antiguo, se encuentra fuertemente erosionado con una incisión que alcanza los dos metros, y que luego conforma un relleno sedimentario de hasta 6m de potencia que conforma morfológicamente esta terraza de +10-11m. Esta segunda unidad que se superpone y fosiliza a la primera, presenta un relleno inicial de los paleocanales con grandes bloques y pequeños deslizamientos o "slumpings" asociados a sus márgenes, lo que da idea de la rapidez del proceso de incisión, el relleno posterior hasta enrasar con el depósitos previo es fundamentalmente de granulometrías finas, limos y arenas finamente laminados, lo que representa un proceso de incisión y relleno ligado a la dinámica torrencial de las ramblas. El resto de la secuencia se caracteriza bien por materiales limosos laminados con algún nivel de gravas masivas, o bien por facies canalizadas de mayor granulometría y carácter netamente erosivo. En esta unidad se han encontrado niveles carbonizados muy limitados lateralmente que podrían interpretarse como fuegos o asentamientos de la edad del Bronce por su similitud con otros de similares características descritos por CALMEL- ÁVILA (2002), en la zona de Librilla-Guadalentín. Esta unidad podría por tanto correlacionarse con la etapa de intenso aluvionamiento, establecida por esta autora para la etapa final de la Edad del Bronce a inicio de la del Hierro (3.800-2.500 años BP), y relacionada con una intensificación de la torrencialidad a partir del Holoceno medio.

La terraza más reciente +4m, posee un amplio desarrollo también en la rambla de Las Moreras, en la zona de las Casas de la Coqueta, donde conforma una extensa superficie de marcada expresión morfológica, y características litológicas muy similares a las descritas previamente aunque de menor potencia.

En la Cuenca del Ramonete únicamente están representadas las terrazas más recientes, que se relacionan con la configuración definitiva de la red fluvial ya durante el Holoceno. Una excepción lo constituyen los depósitos fluviales que rellenan el fondo de la vaguada situada entre las alineaciones de Cabezo del Pozo Negro – Loma Negra y la Loma de Las Lagunas, y que representa un momento evolutivo de esta cuenca caracterizado por el drenaje en dirección E-W. Estos depósitos, han sido interpretados (BARDAJÍ, 1999), como el antiguo cauce de la rambla de Pastrana, que fluía en dirección hacia el Este previamente a que adquiriese su configuración actual en dirección N120°-140° E.

#### 2.4.14. Limos y arcillas con cantos y bloques angulosos y heterométricos (65). Coluviones. Pleistoceno Superior-Holoceno

Presentan una litología variable en función del sustrato a partir del cual se forman. Aparecen asociados a las vertientes de elevada pendiente que se forman por el marcado encajamiento de la red fluvial en el interior de la Sierra del Algarrobo, así como en los relieves intermedios de la Cuenca del Ramonete y en los bordes de las Sierras de Almenara y Las Moreras. En todos los casos representan formaciones formadas por cantos heterométricos, empastados en una matriz arcillosa de diferente desarrollo según las zonas y con grado de cementación también variable.

Por correlación con las superficies de los abanicos aluviales sobre las que reposan y/o pasan lateralmente, estas formaciones se han asignado al Pleistoceno Superior terminal – Holoceno, coincidentes con el paso del Último Máximo Glacial, y la correspondiente “deglaciación”, al presente Interglacial. Aunque en la zona de Murcia no se poseen datos, depósitos de gravedad acumulados en entradas de cavidades y abrigos kársticos de zonas cercanas (El Ramoné, Alicante) indican una importante fase de formación de derrubios durante la parte final “más fría” del Pleistoceno superior acompañada de un aparente deterioro climático en niveles con industria atribuible al musteriense y magdaleniano (MONTES, 1985; CARRIÓN, 1992; CARRIÓN *et al.*, 1995). En concreto tanto MACKLIN *et al.* (2002) como SCHULTE (2002) indican un importante crecimiento de la producción de sedimentos a partir de los ca 30 Ka BP durante los tres últimos Eventos Heinrich.

#### 2.4.15. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos (67). Aluvial, fondo de valle colgado. Pleistoceno Superior-Holoceno

Se incluyen en este epígrafe los depósitos que se conservan rellenando el fondo de valles laterales colgados sobre las ramblas actuales en la Cuenca de Mazarrón, donde en general corresponden a la zona de cabecera de la Rambla de Las Moreras y constituyen auténticos valles colgados. Estos fondos de valle se encuentran colgados a más de 13-14 m de altura, y poseen rellenos discretos, de poca potencia (2-3m) que se encajan ligeramente, bien sobre el sustrato margoso, bien sobre las superficies de glacis de cobertura que descienden del relieve de Loma Larga o del Albardinar. Por lo general se encuentran poco retocados por la incisión posterior, y sus fondos planos (en artesa) culminan en importantes escarpes de erosión remontante. Litológicamente, están constituidos por depósitos finos, limos pardos a cremas masivos con intercalaciones de niveles arenosos y pasadas de gravillas, que pueden incluir cantos poco redondeados, y a veces bloques de considerable tamaño ( $> 1\text{m } \varnothing$  que denotan su origen fluvio-torrencial. La naturaleza litológica de estos varía según el área fuente, ero son comunes los materiales los bloques de Calcarenitas y fundamentalmente calcretas de geometría rectangular. En los no cartografiados procedentes de Almenara, son además comunes los materiales metamórficos alpujárrides y volcánicos neógenos procedentes de este relieve. A veces, la superficie de estos fondos puede aparecer ligeramente encostrada, funcionando como elemento protector contra la erosión, que da lugar a resaltes en los escalones de ero-

sión remontante donde terminan estos depósitos. Por correlación con los niveles de terraza equivalentes por cotas, se les atribuye una edad entre el Pleistoceno superior terminal y el Holoceno inicial, dado su carácter antecesor respecto a la red fluvial holocena.

#### 2.4.16. Gravas heterométricas, arenas y arcillas sin cementar (70). Abanicos de Ramblas. Holoceno

Se incluyen dentro de este apartado los abanicos asociados a los tramos finales de las Ramblas del Ramonete y de las Moreras. En ambos casos constituyen las fases activas de relleno de estos tramos finales de los valles, ya que son funcionales en momentos de crecidas de estas ramblas, tal y como se puso en evidencia durante la última riada importante registrada en la Rambla de Las Moreras, en 1989, con la inundación y aluvionamiento de la urbanización Bahía, situada ya en la zona de las antiguas salinas, (RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al.*, 1992). En la Rambla del Ramonete, las características morfológicas indican un funcionamiento muy similar, con un menor encajamiento de la rambla en estos tramos finales que preemiten el desbordamiento lateral, con lo consiguiente aluvionamiento asociado. Los materiales que componen estos abanicos de rambla son muy similares a los propios depósitos de la rambla, con mayores granulometrías en los depósitos de alta energía, que pasan progresivamente a gravas y gravillas finas de litologías metamórficas fundamentalmente y arenas, sin cementar y finalmente materiales finos, limos y arcillas, correspondientes al momento de aguas altas.

#### 2.4.17. Arenas finas, limos y arcillas negras (71). Antiguas salinas del Puerto de Mazarrón. Holoceno

En la actualidad las antiguas Salinas de Mazarrón se encuentran totalmente desecadas y reutilizadas para la expansión urbanístico-turística del Puerto de Mazarrón. El desarrollo del cordón litoral que anexionó inicialmente el Cabezo de los Aviones o del Faro, y posteriormente todo los cabezos (de la Reyna, del Gavilán, del Castellar) que se encuentran hacia el oeste del mismo, junto con el depósito de los materiales procedentes de la Rambla de las Moreras en su desembocadura, favoreció el progresivo asilamiento de una laguna litoral o lagoon, que fue explotado como salinas (40) hasta la segunda mitad del S. XX. Morfológicamente conforman una amplia explanada que se extiende entre el citado cordón litoral y los relieves neógenos de La Cumbre, que se encuentra rellena parcialmente de forma natural aunque también antrópicamente. Los materiales que la llenan son limos y arcillas, con arenas finas, de colores oscuros o negruzcos, relacionados con la presencia de materia orgánica, y alto contenido en sales, que favorecen el desarrollo de pequeñas eflorescencias salinas en superficie en las épocas de mayor temperatura.

#### 2.4.18. Gravas, arenas y limos (72). Arenas, limos y arcillas negras con grava (73). Aluvial pre-litoral, lagoon. Holoceno

En realidad estos depósitos forman parte de los abanicos de rambla descritos en el apartado 2.4.14 (70), de los que constituyen las facies distales. Estos depósitos además presentan un

cierto carácter de transición al encontrarse afectados a su vez por un ambiente prelitoral. Estas características se ven reflejadas en la alternancia de niveles de mayor influencia de la rambla, con niveles de arenas finas características de la zona de "backshore" de la playa, según este sistema ha ido progradando y avanzando hacia el mar. En la Rambla de Las Moreras, además estos depósitos presentan interdigitaciones de materiales finos oscuros procedentes de la laguna litoral o antiguas Salinas del Puerto de Mazarrón.

#### 2.4.19. Arenas y limos con cantos dispersos (74). Fondo aluvial. Holoceno

Como fondos aluviales se han cartografiado únicamente aquéllos fondos de rambla, o rellenos de valle, que no parecen concentrar el flujo principal de la escorrentía, ya que en la actualidad su funcionamiento se encuentra restringido a los períodos de lluvias torrenciales extraordinarias. Muchos de ellos forman parte de la red de drenaje que alimenta las ramblas principales, a las cuales desembocan, pero en estos casos se encuentran ligeramente colgados respecto a su cauce.

#### 2.4.20. Bloques, gravas y arenas (75). Fondo de rambla. Holoceno

Dentro de este epígrafe se han incluido todos los fondos de las ramblas que drenan la hoja de Mazarrón, caracterizados por su dinámica torrencia y potencialmente activos, independientemente de que la dinámica de estos sistemas fluviales implique la inactividad total durante largos períodos de tiempo. En esta Hoja, son muy numerosas las ramblas cartografiadas así, siendo la más importante la Rambla de Las Moreras y todas las que constituyen su cuenca de drenaje que alcanzan una longitud total de 1.116 km (RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al.*, 1992). Además están las ramblas de Pastrana, Villalba y Ramonete en la cuenca de este nombre, así como las del Mojón y Los Lorentes, que bajan de la Sierra del Algarrobo hacia el Sur. En todos los casos sus fondos están cubiertos por una potente cubierta de bloques, gravas, gravilla y arenas en diferente estado de rodadura que tapiza homogéneamente los lechos de las ramblas. En muchos casos es posible observar una importante organización de estos rellenos en forma de barras longitudinales, laterales y terracillas, que solo en los grandes sistemas aluviales son cartografiados a la escala de trabajo.

En muchos caso se pueden observar fondos de rambla cementados, que representan estadios ligeramente más antiguos, con perfiles longitudinales de mayor gradiente como es el caso de la Rambla de Las Moreras, lo que parece evidenciar el progresivo retroceso de cabecera por erosión remontante, ligado al avance en el carácter exorreico de esta cuenca desde el Último Máximo Glacial (ver apartado de Geomorfología).

#### 2.4.21. Arenas, cantos y gravas bien redondeados (76). Cordón litoral. Playa actual

A lo largo de toda la costa representada en esta Hoja, se desarrollan numerosas playas, únicamente interrumpidas por la presencia de los acantilados correspondientes a la Sierra del Lomo del Bas, o a los afloramientos de materiales neógenos y cuaternarios en la costa

de Bolnuevo – Sierra de las Moreras o de la Cuenca del Ramonete. Las características de las playas están relacionadas con el entorno en el que se desarrollan, lo que condiciona granulometría y litología. Así, las playas del tramo costero más oriental, hasta la desembocadura de la Rambla de los Lorentes, se caracterizan por ser de bolos, gravas y arenas, condicionado por el tipo de sustrato al que erosionan en este sector principalmente acantilados sobre materiales cementados, tanto aluviales como marino, en general pleistoceno. Por el contrario, las playas del Puerto de Mazarrón propiamente dicho, y las que se desarrollan entre el Cabezo del Faro y Bolnuevo, son playas de arenas finas, asociadas al crecimiento del cordón litoral que une los diferentes cabezos e islotes y que dejó aislada del mar la zona de las Salinas. Todo este sector se caracteriza así mismo por la extensión de las playas que llegan a los casi 2km de longitud como es la de Bolnuevo, que con sus 1.600 m y sus arenas doradas constituye la playa de mayor extensión de la Hoja.

A lo largo del litoral de la Sierra de las Moreras, la morfología de la costa cambia radicalmente, ya que el afloramiento de materiales neógenos y cuaternarios a lo largo de los acantilados favorece el desarrollo de pequeñas calas aisladas, formadas por arenas doradas, cuando son producto de la removilización de materiales pliocenos en el extremo más oriental, o bien por bolos cuando estos acantilados están constituidos fundamentalmente por materiales aluviales y litorales pleistocenos, en el sector occidental de este tramo de la línea de costa. Por último, las playas de la Cuenca de Ramonete, se caracterizan así mismo, por su gran extensión longitudinal, aunque limitadas hacia el interior por el desarrollo en algún caso de un pequeño acantilado labrado sobre materiales pleistocenos, lo que condiciona de nuevo el que estén formadas por bolos, gravas y arenas.

#### 2.4.22. Gravas redondeadas y arenas sin cementar (77). Deltas actuales

Únicamente en dos casos, las playas se encuentran interrumpidas por el desarrollo de deltas en la desembocadura la desembocadura de sendas ramblas. Se trata de las Ramblas del los Lorentes, inmediatamente al norte del Puerto de Mazarrón, y la Rambla de Pastrana, inmediatamente al norte del promontorio de los Percheles, en la Cuenca de Ramonete. Estos deltas están constituidos mayoritariamente por bolos, muy redondeados, producto del transporte de dichas ramblas en los momentos de máxima energía, y que luego han sido retrabajados por el oleaje, estando los momentos de inactividad de la rambla caracterizados por el retrabajoamiento y la incorporación de materiales más finos como gravas y arenas, procedentes de la dinámica litoral. En ambos casos el tamaño de estas partículas, unido al hecho de la existencia de los obstáculos mencionados, que se sitúan aguas abajo de la deriva litoral dominante, ha impedido la removilización y traslado de estos materiales a lo largo de la línea de costa, favoreciéndose así el desarrollo de estos deltas.

#### 2.4.23. Escombreras (78). Minas de Mazarrón

La actividad minera en el área de Mazarrón, ligada a los distritos de Cabezo de san Cristóbal-Los Perules, Pedreras Viejas y Coto Fortuna, presenta los primeros indicios de explotación

sistemática en la época de los fenicios, aunque probablemente haya podido ser objeto de explotaciones anteriores, presentando en la época romana un notable impulso, no superado hasta mediados del siglo XIX. La explotación finalizó definitivamente en este distrito en el año 1962 (ARANA CASTILLO *et al.*, 1999). En general los yacimientos de mayor riqueza están ligados al vulcanismo neógeno de toda esta zona. Esta actividad minera tan intensa ha dejado como resultado el desarrollo de importantes escombreras donde se han ido acumulando todos los residuos de las explotaciones a lo largo del tiempo.

Estas escombreras están compuestas por acumulaciones con carácter bastante inestable de materiales de diversas granulometrías y composición, y a pesar del papel importante que juegan en cuanto al registro histórico de la minería en esta zona, presentan una gran problemática ambiental, ligada en primer lugar a la complejidad mineralógica de estos vertidos, con sulfatos solubles e insolubles, sulfuros, silicatos etc., y en segundo lugar relacionada con la acidificación de las aguas por lixiviación de las escombreras, que presentan asimismo una elevada concentración de elementos de alta toxicidad para animales y plantas. A estos problemas ambientales hay que sumar el abandono de todo el distrito minero, lo que aumenta considerablemente el riesgo para los visitantes cada vez más frecuentes dado la expansión urbanística y turística de esta zona, (ARANA CASTILLO *et al.*, 1999).

#### 2.4.24. Bloques, gravas, arenas finas y limos negros (79). Cordón litoral y relleno de origen antrópico

Este apartado se ha reservado a todos aquéllos depósitos que, aunque generados por procesos naturales, su génesis y desarrollo se han visto inducidos o acrecentados por aportes de origen antrópico. En concreto en esta Hoja se desarrollan en el extremo más oriental de la playa de la Isla, denominada Playa del Gachero, en el Puerto de Mazarrón. En el Cabezo del Faro se instaló a finales del s.XIX una fundición (Fundición Santa Elisa) que se dedicaba a la explotación metalúrgica de los minerales argentíferos de Mazarrón, y que debió funcionar hasta ya entrado el s. XX. Los residuos de esta fundición eran vertidos en la zona del Gachero, donde se desarrolló una pequeña flecha litoral, favorecida por la deriva en sentido E-W y constituida por bloques de tamaño variable de escorias. El crecimiento de esta flecha favoreció la colmatación de todo este sector de la playa que en la actualidad se encuentra lleno por materiales finos limosos de colores pardo negruzcos.

### 3. GEOMORFOLOGÍA

#### 3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

El SE peninsular presenta dos factores condicionantes que controlan el marco fisiográfico: el tipo de relieve y la climatología. Ambos factores van a condicionar el tipo y la intensidad de los procesos y consecuentemente de la geomorfología.

En primer lugar el relieve de esta zona se caracteriza por una sucesión de sierras con patrón arqueado que caracterizan al denominado Arco de Águilas (GRIVEAUD, 1989; COPPIER *et al.*, 1989), las cuales presentan una dirección NNE-SSW en su tramo más meridional (Sierra Almagrera, Sierra de la Carrasquilla), pasando a NE-SW en su tramo central (Sierra de Almenara), hasta orientarse prácticamente en dirección E-W, en su tramo más septentrional (Sierra de Las Moreras, Sierra del Algarrobo, Sierra de Cartagena).

Este relieve característico se articula a favor de antiguos accidentes béticos y/o fallas con actividad neotectónica ( $\leq 11-12$  M.a., BAENA *et al.*, 1993), con direcciones que varían desde prácticamente N-S hasta E-W, las cuales no solo delimitan el Arco de Águilas, sino que también son responsables de la creación de las diferentes cuencas sedimentarias, neógenas y cuaternarias, que se crean y evolucionan dentro de este contexto geodinámico. Entre ambas unidades de relieve se generan importantes desniveles topográficos (mayores de 500m en muchos casos), los cuales constituyen frentes montañosos de falla y/o erosivos, que son uno de los elementos geomorfológicos más característicos de esta zona de la Región de Murcia (SILVA *et al.*, 2003).

El segundo aspecto fisiográfico a tener en cuenta es el clima. Esta zona de la Región de Murcia se inscribe dentro de la zona climática semiárida del SE peninsular. Según de la clasificación de Köppen, la hoja de Mazarrón se encuadra dentro de lo que se denomina clima desértico (Bwh), producto de la degradación del clima mediterráneo por la acusada falta de precipitaciones, (GEIGER, 1970; LÓPEZ GÓMEZ y LÓPEZ GÓMEZ , 1987). La zona presenta una acusada aridez con temperaturas medias anuales que se encuentran entre las más altas de la península (entre 18 y 20°C), unas características pluviométricas marcadas por precipitaciones muy escasas, en torno a los 250 mm anuales, y tasas de evapotranspiración que casi alcanzan los 1.000 mm/año, lo cual imprime un fuerte déficit hídrico en la zona. Por lo general, el número de meses secos es casi siempre superior a nueve, concentrándose las precipitaciones en Abril y, sobre todo, en Octubre-Noviembre, meses en que se suele registrar la mayor intensidad de lluvias, asociadas en general a situaciones de "gota fría" (CASTILLO REQUENA, 1982; ALONSO SARRIÁ, *et al.*, 2002). La formación de estas células frías está condicionada además por factores locales, como pueden ser las diferencias de temperatura entre la atmósfera y la superficie del mar y la acumulación de calor en la zona terrestre, lo que hace aumentar la intensidad de los vientos del este reforzando y retroalimentando la torrencialidad de las tormentas fundamentalmente a finales de verano y principios de otoño (JANSA-CLAR, 1989). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta) dando lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria, que constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (CASTILLO REQUENA, 1982).

En conjunto, estos dos aspectos son los que nos van a determinar el comportamiento geomorfológico de la zona. Paralelamente, el carácter poco resistente de los materiales Alpujárrides y Nevado-Filábrides (ÁLVAREZ, 1987), mayoritariamente por filitas, esquistos y cuarcitas, y en menor medida calizas y dolomías, que conforman estos relieves, favorece la generación de

grandes cantidades de derrubios, susceptibles de ser removilizadas durante los episodios de lluvias torrenciales asociadas a este tipo de clima. Según estas características orográficas, litológicas y climáticas, a las que se suma la escasa cubierta vegetal existente, la erosión y transporte de los materiales se realiza de una forma rápida. En los relieves metamórficos la mayoría de los materiales son removilizados por fenómenos gravitatorios y de deslizamiento en masa de la cubierta meteorizada hasta los barrancos y ramblas, donde posteriormente son transportados hacia el mar durante los escasos, pero intensos, episodios lluviosos característicos de la zona. De esta forma son las formas y procesos torrenciales (abanicos aluviales, depósitos rambla), los que dominan el modelado tanto en la Cuenca de Mazarrón, como en la de Ramonete.

### 3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

El análisis geomorfológico de la Hoja de Mazarrón no puede emprenderse sin tener en cuenta en primer lugar el contexto geodinámico que condiciona todo el comportamiento de la zona, y en segundo lugar el contexto hidrológico como principal generador de procesos y formas.

La actividad tectónica a favor de las grandes fallas de desgarre sinestral NE-SW es la que controla la distribución general del relieve en la Región de Murcia. El paisaje actual está relacionado con el proceso de inversión de las antiguas cuencas marinas neógenas provocado por la elevación tectónica e isostática promovida por el proceso de indentación tectónica del Arco de Águilas a partir del Plioceno Superior (LAROUZIÈRE *et al.*, 1988; SILVA *et al.*, 1993).

Esta megaestructura tectónica, se genera a favor de dos de los sistemas de fracturas más importantes de las Béticas Orientales: el Sistema de Palomares, de dirección N10-20°E, y el Sistema de Las Moreras - El Saladillo (ambos de dirección N90-100°E). Estos sistemas de fracturas presentan un funcionamiento de desgarre sinestral y dextral, respectivamente, con componente inversa o normal, en función de su orientación con respecto al campo de esfuerzos regional (N-S), el cual a su vez ha sufrido diversas rotaciones desde el Tortoniano superior (LAROUZIERE, 1985; MONTENAT *et al.*, 1987; GRIVEAUD, 1989; COPPIER *et al.*, 1989; OTT D'ESTEVOU *et al.*, 1990; SILVA *et al.*, 1993; SILVA, 1994), lo que ha condicionado el diferente comportamiento cinemático de las mencionadas estructuras.

Desde el punto de vista de la actividad neotectónica y la respuesta geomorfológica y sedimentaria, se han diferenciado tres dominios morfoestructurales (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 1999) de patrón más o menos concéntrico relacionados con el Arco de Águilas que se describen a continuación.

El Arco Axial Montañoso. Constituye la zona axial elevada del Arco de Águilas, alrededor del cual se distribuyen las diferentes cuencas sedimentarias tanto neógenas como cuaternarias. Está limitado en su margen externo por las Fallas de Palomares (N10°E) y del Saladillo (N90-100°E), la cual constituye en realidad la prolongación deflectada de la primera. La estructura convexa del Arco Axial, se delinea claramente a través de la sucesión de las Sierras de Almagrera, Carrasquilla, Almenara y Algarrobo.

Dominio Periférico. Corresponde a toda el área situada en la periferia del Arco Axial, y está constituido por todas las cuencas situadas en el exterior de esta estructura convexa: Cuenca de Vera, Corredor de Pulpí, Corredor del Guadalentín y Cuenca de Cartagena-Mar Menor.

Arco Interno. Definido por todas las cuencas que se desarrollan en el interior del Arco Axial Montañoso, la mayoría de las cuales alcanzan su patrón morfoestructural actual a inicios del Plioceno. El comportamiento y características geodinámicos de cada una de ellas vienen definidos por su posición con respecto al movimiento de indentación del Arco de Águilas, así como por su localización dentro de las diferentes bandas estructurales arqueadas que conforman dicha estructura.

En la Hoja de Mazarrón, se definen dos tipos de cuencas: una Cuenca Frontal (Cuenca de Mazarrón) denominada así por su posición con respecto al proceso de indentación y su situación en el frente del Arco Axial Montañoso; y una Cuenca Interna (Cuenca de Ramonete), denominada así por su situación entre dos de las principales estructuras compresivas del interior del Arco de Águilas: Lomo del Bas y Sierra de las Moreras, (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 1999; 2003).

Respecto al drenaje también se pueden diferenciar dos patrones diferentes en ambas cuencas. La cuenca de Ramonete, se caracteriza porque las ramblas que la atraviesan (Rambla de los Miñarros, Rambla del Río Amir, Barranco de Ugejar), en su recorrido por el interior del Lomo del Bas, y Sierra de la Cresta del Gallo presentan en general una dirección N80°E, congruente con la dirección de los diferentes accidentes béticos a los que se ajustan. En sus tramos medios, estas ramblas, pasan a tener una dirección N90°-100°E, al ajustarse a las fallas que con dicha dirección nos van a marcar la evolución de esta cuenca. Finalmente, las ramblas pasan a tener una dirección N120°-140°E al adaptarse al segundo sistema de fallas importante en la evolución reciente de esta Cuenca. El recorrido de estas ramblas, se caracteriza a su vez, porque la mayoría presenta unos marcados codos, interpretados como consecuencia de sucesivas capturas (BARDAJÍ, 1999), entre los diferentes tramos descritos. El drenaje en la Cuenca de Mazarrón s.s., es muy distinto, ya que presenta un alto grado de jerarquización que se concentra en la Rambla de las Moreras (también llamada en sus diferentes tramos, Rambla del Canal, Rambla de Murcia o Rambla Salada), y en donde domina el modelado erosivo. La Cuenca de Mazarrón se caracteriza también por una marcada asimetría del drenaje, relacionada por una mayor actividad del Frente montañoso de Almenara (N60°E) que del Frente del Algarrobo (N-S).

Los valores de encajamiento fluvial son muy diferentes en el interior de relieves y depresiones. En los primeros, los sistemas fluviales han venido funcionando desde hace mucho tiempo (Plioceno Superior o Tortoniense Inferior) y pueden registrarse encajamientos de hasta 500m estando los valores medios alrededor de los 200-250m. En la Cuenca de Mazarrón, donde los procesos erosivos son importantes los valores de encajamiento respecto a las superficies encostradas de los antiguos sistemas aluviales pleistocenos que predatan el drenaje actual, alcanza valores superiores a los 100 m. Es importante señalar que estos valores de encaja-

miento se producen a partir del Pleistoceno Medio en la Cuenca de Mazarrón, (SILVA *et al.*, 1996; Bardají *et al.*, 2003).

### 3.2.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural, la Hoja de Mazarrón presenta tres sectores marcadamente diferentes: La Cuenca de Mazarrón s.s.; Sector litoral del Puerto de Mazarrón-Isla Plana; Cuenca de Ramonete. En la actualidad los dos primeros, se encuentran conectados a través de la rambla de Las Moreras, que se encaja en los relieves volcánicos de edad Tortoniense-Messiniense de los alrededores de la ciudad de Mazarrón; mientras que la Cuenca de Ramonete presenta una evolución totalmente independiente desde el Tortoniense.

#### 3.2.1.1. *La Cuenca de Mazarrón s.s.*

El límite real de la actual Cuenca de Mazarrón está marcado por el establecimiento de la red de drenaje con carácter remontante de la Rambla de Las Moreras sobre la antigua cuenca neógena del mismo nombre. Ésta ha sido descrita como una extensa región de geometría cuadrangular y estructura característica de graben (LAROUZIERE *et al.*, 1987; LAROUZIERE y OTT D'ESTEVOU, 1990) controlado por fallas normales de dirección N-S en sus borde oriental (Sierra del Algarrobo), y occidental (Sierra de Almenara). No obstante, el frente de Almenara, entre La Majada y la pequeña cuenca intramontañosa de Morata al SW, sigue una dirección N60°E, condicionada por el paso de la Falla de Almenara, cuyo funcionamiento reciente ha condicionado la evolución de esta Cuenca a lo largo de todo el Pleistoceno (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2003). Su límite meridional viene marcado por la denominada Falla de Las Moreras Norte, que con dirección general N100-110E se presenta como un desgarre dextral al que se encuentra asociado el vulcanismo neógeno que orla el borde norte de la Sierra de Las Moreras, y que se ha visto desplazada y segmentada posteriormente por fallas de dirección N60°-70°E.

La evolución reciente de esta cuenca, está ligada al proceso de convergencia e indentación final del denominado Arco de Águilas, dentro del cual ocupa una posición frontal, donde la convergencia N-S se resuelve a través de la creación de cuencas distensivas (grabens) a favor de fallas normales con la misma dirección (COPPIER *et al.*, 1991). Por otro lado, aunque el borde Norte de la cuenca pleistocena (ya dentro de la Hoja de Totana) no posee carácter tectónico relevante sino netamente erosivo, correspondiendo al denominado Escarpe del Saladillo, la relación estratigráfica de las unidades miocenas y pliocenas en este sector ha sido interpretada como consecuencia del paso de la prolongación deflectada de la Falla de Palomares, denominada Falla del Saladillo (SILVA, 1994; BARDAJÍ, 1999), de dirección aproximada E-W. El funcionamiento con carácter inverso de esta falla, ha condicionado de una manera determinante, la evolución de la Cuenca de Mazarrón desde el Plioceno.

En general se puede decir, que en la Cuenca de Mazarrón el modelado predominante es el erosivo, pudiéndose identificar diferentes etapas de "vaciado" de la cuenca. La acción del

drenaje es muy agresiva y en determinados sectores, como es por ejemplo el asociado a la Rambla del Reventón al norte de la Hoja, o a la propia Rambla de las Moreras, los procesos de encajamiento lineal llegan a ser muy intensos.

Existe también una fuerte componente lito-estructural en esta Cuenca, que da lugar a relieve de tipo mesa y cerro testigo de gran contraste topográfico al norte de la misma, así como a la ocurrencia de relieve cónicos de carácter residual, en su borde meridional, condicionados por el afloramiento de materiales volcánicos neógenos.

### *3.2.1.2. Sector Litoral del Puerto de Mazarrón*

La conexión actual de la Cuenca de Mazarrón con el mar tiene lugar a través de la Rambla de Las Moreras, que, encajada en los materiales volcánicos neógenos, discurre por una depresión de dirección WNW-ESE, limitada por las Sierras de Las Moreras (al Sur) y la del Algarrobo (al Norte). La dirección general de esta depresión está se ajusta al paso de las Fallas de las Moreras Norte y del Algarrobo (N100°-110°E), cuyo funcionamiento diferencial a lo largo del Pleistoceno ha condicionado la asimetría observada, tanto en lo que se refiere al desarrollo espacial de unidades sedimentarias como a los procesos erosivos.

El sector litoral s.s., se caracteriza en primer lugar por un escaso desarrollo de unidades morfosedimentarias, tanto continentales como marinas, de edad pleistocena, así como por un marcado predominio de los procesos de agradación en el área actualmente ocupada por el Puerto de Mazarrón, desde el Pleistoceno superior terminal. La distribución de estas unidades morfosedimentarias, sugieren la independencia de este sector litoral con respecto a la Cuenca de Mazarrón, hasta probablemente el Último Máximo Glacial.

### *3.2.1.3. Cuenca del Ramonete*

La Cuenca de Ramonete, se sitúa en el extremo oriental de la denominada Zona de Ramonete-Tébar, caracterizada por una importante desorganización y estructuración tanto de las unidades béticas, como de los materiales correspondientes al Mioceno inferior y medio (GRIVEAUD, 1989; COPPIER *et al.*, 1989; GRIVEAUD *et al.*, 1990), y que en cierta manera continúa hasta el Pleistoceno.

Como ya hemos mencionado, la situación de esta cuenca con respecto al Arco de Águilas, hace que pueda ser considerada frontal con respecto al movimiento de indentación, y a la vez interna, por su posición entre dos de las principales estructuras compresivas del interior del Arco, como son el Lomo del Bas y la Sierra de las Moreras, lo que hace que presente una geometría bastante compleja.

El primer rasgo característico de esta cuenca, y que pone de manifiesto dicha complejidad, es la ausencia de límites de cuenca, ya que no pueden definirse, como en el resto de las cuencas sedimentarias de todo el SE peninsular, unos frentes montañosos, ya sean de tipo erosivo o de

falla, que marquen el límite entre el sustrato bético y la cuenca neógena.-cuaternaria s.s. Esta complejidad viene marcada por la presencia de alineaciones compresivas, de dirección E-W, que condicionan la alternancia de relieves donde aflora el sustrato bético, y depresiones, donde afloran tanto materiales marinos pliocenos también estructurados según esta dirección, como materiales pleistocenos, fundamentalmente continentales aunque también de origen marino o de transición en la zona más cercana al litoral.

La geometría de la Cuenca está controlada fundamentalmente por dos sistemas de fallas: el Sistema de las Moreras Sur (N80°-100°E) y el Sistema de Ramonet (N120°-140°E), y en menor medida por un tercero, el de Bolnuevo (N60°E). El primero de ellos controla la alternancia de elevaciones y depresiones en toda la cuenca, y el segundo controla la dirección del drenaje en su tramo final. El juego de estos tres sistemas de fracturas, ha provocado una importante compartimentación, responsable de la compleja estructura que presenta esta cuenca en la actualidad, caracterizada por la alternancia de alineaciones de cabezos y relieves y depresiones, todo ello según una dirección aproximada E-W, (BARDAJÍ, 1999), así como sistemas de drenaje caracterizados por bruscos cambios en su recorrido.

### 3.2.2. Estudio del modelado

#### 3.2.2.1. *Formas estructurales*

En la Hoja de Mazarrón existe un fuerte condicionamiento estructural en la compartimentación del relieve y en la orientación de la red de drenaje de manera que las formas estructurales de origen tectónico poseen una relevante expresión morfológica. Dentro de ellas las de mayor significado geomorfológico son los frentes montañosos de falla, entre los que cabe destacar los frentes de Almenara, y el Algarrobo por su marcada linealidad. El primero de ellos se asocia a la Falla de Almenara de dirección N60°E, y el segundo a la denominada Falla del Algarrobo de dirección N100°E, ambas con funcionamiento cuaternario evidenciado por los sistemas de abanicos que a ellos se asocian. Por otro lado, los frentes montañosos de Las Moreras (Norte y Sur), se encuentran mucho más desdibujados debido a su mayor antigüedad que hace que se vean desplazados y segmentados por la existencia de pequeñas fallas de dirección N60°E, y que condiciona una mayor incidencia de los procesos erosivos.

El trazo de muchas de estas fallas presenta un marcado reflejo en superficie, no sólo a través de la creación de frentes montañosos, sino también a través de adaptaciones de la red de drenaje, o alineaciones de relieve. Todas ellas han sido cartografiadas como fallas o fallas supuestas sin indicación de ninguna dirección preferente de movimiento, debido a que en la mayoría de los casos, su cinemática ha cambiado como consecuencia de las sucesivas rotaciones en la dirección del eje de esfuerzos (OTT d'ESTEVOU & MONTENAT, 1985; MONTENAT *et al.*, 1987; SILVA *et al.*, 1993), lo que es especialmente marcado en esta Hoja dado el carácter frontal con respecto al Arco de Águilas.

En cualquier caso, estos frentes de falla activos presentan facetas triangulares de buen desarrollo, algunas de ellas cartografiadas a la escala de trabajo. En algún caso, también se producen flexuras y basculamientos, los cuales son especialmente evidentes asociados a estructuras compresivas de dirección E-W en la Cuenca del Ramonete, en donde afectan a depósitos aluviales del Pleistoceno inferior-medio.

Por otro lado, el condicionamiento estructural también es patente en su vertiente pasiva o lito-estructural promovida por los procesos de erosión diferencial, aunque en mucho menor grado. Los escarpes estructurales labrados en capas monoclinales solo están minoritariamente representados en el frente sur de la Sierra de las Moreras. Por otro lado las crestas constituyen el principal elemento morfológico asociado a los relieves principales, y están relacionadas con el afloramiento de materiales más resistentes, que delinorean la línea de cumbres en muchos casos.

Por último, se han incluido una serie de Cerros cónicos, que se desarrollan en el frente de Almenara, entre la Cuenca de Mazarrón s.s., y la pequeña cuenca intramontañosa de Moraña. Hay que mencionar que estas lomas llegan en algunos casos a superar los 50 metros de altura.

### *3.2.2.2. Elementos y formas volcánicas*

Aunque en su totalidad responden a manifestaciones volcánicas Tortonenses y Messinienses, se han querido incluir en este mapa lo que hemos denominado Chimenea (relieves volcánicos residuales) debido a su significativo reflejo morfológico. La mayor parte de estos elementos morfológicos se distribuyen en las márgenes de la Cuenca de Mazarrón, así como en el área de conexión entre esta Cuenca y el litoral. Corresponden a antiguas chimeneas o pitones volcánicos que debido a procesos de erosión diferencial se han conservado como elementos positivos del relieve. Algunos de estos “volcanes Tortonenses”, se encuentran en la actualidad prácticamente desmantelados debido a la explotación de los yacimientos metálicos asociados a este vulcanismo, y que caracterizan el distrito minero de Mazarrón.

### *3.2.2.3. Formas de ladera*

Las formas de ladera mejor representadas en la Hoja de Mazarrón son los coluviones forma asociada a los depósitos gravitacionales adosados a vertientes de fuerte pendiente. Dadas las particulares características orográficas de esta Hoja, este tipo de depósitos se encuentra asociado a prácticamente todos los relieves, siendo especialmente llamativos los que se asocian a los relieves de origen volcánico antes mencionados, o los que se distribuyen al pie de los relieves de tendencia E-W en la Cuenca de Ramonete, así como los que se asocian a los frentes irregulares del Algarrobo. En general conforman depósitos de pequeña extensión y elevada pendiente que orlan dichos relieves.

Además de estos coluviones s.s., se han incluido en la cartografía depósitos de piedemonte de menor pendiente, donde los depósitos de gravedad se mezclan con formaciones de origen torrencial formados por coalescencia de conos de deyección. En algunos casos estos depósitos de piedemonte constituyen la prolongación en la zona baja de las laderas de coluviones previos, de forma que ejercen un papel de conexión entre las laderas y la depresión, mientras que en otros casos se desarrollan como formas únicas asociadas a dichas vertientes.

Una distribución más limitada tienen otras formas no ligadas a depósitos, como las cicatrices de deslizamientos y desplomes, características del Frente Montañoso de Las Moreras, así como algunos deslizamientos que no ha podido cartografiarse a la escala de trabajo, aunque perfectamente visibles. Los desplomes son importantes en el interior de las ramblas, especialmente en las del Reventón y las Moreras, donde las paredes de la rambla se verticalizan y alcanzan desniveles de cerca de 13m. No obstante no son elementos cartografiados a la escala de trabajo.

### 3.2.2.4. *Formas fluviales*

Son las de mayor representación en la Hoja de Mazarrón, y responden a los sistemas de abanicos aluviales que se desarrollan a lo largo de los piedemontes de Almenara, Algarrobo, Las Moreras así como a los relieves intermedios de la Cuenca de Ramonete.

Aunque en la leyenda se hayan diferenciado tres tipos diferentes de depósitos aluviales (Abanicos aluviales de alta pendiente; Abanicos aluviales de baja pendiente y Facies distales de abanicos aluviales), en algunos casos no se conserva la morfología que permite identificar dichos depósitos debido al encajamiento de unidades posteriores y retrabajamiento por erosión diferencial. En esos casos se ha utilizado el color y la trama correspondiente al depósito aluvial, y el símbolo correspondiente a escarpes de carácter poligénico para delimitar los aflo-ramientos. Por otro lado, la diferente evolución Geodinámica de los distintos sectores diferenciados en esta Hoja, hace que no estén representadas todas las unidades homogéneamente, sino que varíe mucho en función de la localización concreta, por lo que se irán describiendo independientemente, (BARDAJÍ, 1999). Dentro de esta subdivisión, para la Región de Murcia, se han considerado abanicos aluviales de alta pendiente a partir del 3%, (SILVA *et al.* 1992; SILVA, 1994).

Los Abanicos aluviales de alta pendiente se asocian fundamentalmente al Frente Montañoso de Almenara, habiéndose diferenciado dos fases deposicionales que responden a esta tipología, ambas condicionadas por el comportamiento geodinámicos de dicho frente. Asociada a la salida de las Ramblas de La Majada y del Pino, la primera generación de abanicos descrita para este frente, se desarrolla como consecuencia de una reactivación del frente montañoso, iniciándose los procesos de agradación proximal responsables de estos abanicos de alta pendiente. Cronológicamente estos abanicos responden a los primeros estadios de evolución de la Cuenca de Mazarrón dentro de un ambiente netamente continental, durante el Pleistoceno inferior. Esta primera generación se conserva únicamente en las zonas más proximales,

en los parajes conocidos como Los Alamicos y El Morote, en las cercanías de La Majada, y en general se encuentran variablemente afectados por una costra calcárea de escasa potencia. Así mismo, en su mayoría se encuentran disectados axialmente en toda su longitud por sus canales alimentadores dando lugar al desarrollo de trincheras de abanico que pueden distinguirse a la escala de trabajo y pueden alcanzar más de 10m de incisión lineal. También, en algunos casos, estos abanicos poseen importantes sistemas distales de canales de lavado que disectan su superficie siguiendo una geometría radial. Constituyen en definitiva, superficies relictas en las que los procesos sedimentarios ya no son activos y los procesos dominantes son los de erosión.

La cuarta generación de abanicos aluviales asociados a este frente, también presenta abanicos de alta pendiente, aunque ya de edad Pleistoceno medio-superior. Esta generación responde a una nueva reactivación del frente de Almenara, que tiene como consecuencia el desarrollo de abanicos aluviales por “agradación proximal en *onlap*”. Estos abanicos de alta pendiente son en casi todo similares a los anteriormente descritos, con la salvedad que el desarrollo de calcretas en ellos es muy escaso, aunque no nulo (según los casos). Sus superficies se encuentran disectadas axialmente, pero los sistemas de canales de lavado distales son menos densos y se encuentran mucho menos encajados. En este sentido, las trincheras de abanico no llegan a alcanzar los cinco metros de incisión en estos cuerpos sedimentarios. Son característicos de las Ramblas del Cambrón y del Cañete.

Los abanicos de baja pendiente engloban todos los cuerpos deposicionales de la segunda, tercera y quinta fases deposicionales asociadas al frente de Almenara, así como los correspondientes a los frentes del Algarrobo, Las Moreras, y relieves intermedios de la Cuenca del Ramonete. En el Frente de Almenara, la segunda y tercera fases deposicionales se desarrollan, durante el Pleistoceno inferior terminal y Pleistoceno medio, según un dispositivo de encajamiento distal consecuencia de un progresivo levantamiento de la cuenca de carácter moderado. Los abanicos correspondientes a la segunda fase, son los que presentan una mayor extensión, conservando su morfología a lo largo de todo el frente, tanto en la propia cuenca de Mazarrón, como en la pequeña cuenca intramontañosa de Morata. En todos los casos se encuentran totalmente disectados tanto por los propios canales alimentadores, dando lugar a importantes trincheras de cabecera, como por los canales distales, lo que tiene como consecuencia principal, la inactividad total de estos abanicos en la actualidad. Encajada en estos abanicos, se desarrolla la tercera fase deposicional asociada a este frente, de muchísimo menor desarrollo espacial que la generación previa. En este caso, sólo ha podido identificarse en las cercanías de La Majada, asociada a la Rambla del Cañete. En este sector se encuentra encajada entre los abanicos de la generación previa que se asociaban a la Rambla del Cañete (en El Morote) y a la Rambla del Pino (en Los Alamicos), probablemente como consecuencia de un proceso de adaptación al espacio disponible. La quinta generación de abanicos asociados a este frente, representa un encajamiento de mayor magnitud en esta cuenca.

En la Cuenca del Ramonete, tan solo se conservan algunos depósitos aluviales correlacionables con la segunda generación de abanicos del Frente de Almenara, en la zona de Los

Cazadores, y en la zona situada al sur de la alineación marcada por La Pinilla, Loma Negra y Cabezo del Pozo Negro. En todos los casos parecen responder a la salida de las antiguas ramblas de Ramonete, Pastrana y Villalba, que con dirección E-W representaban un estadio evolutivo con una distribución del relieve y del drenaje diferente a la actual durante el Pleistoceno inferior y medio. Estos depósitos, además se encuentran deformados y afectados por basculamientos a favor de las fracturas E-W que en esta zona se asocian a la presencia de importantes mineralizaciones. En lo que respecta a los abanicos correlacionables con la tercera generación de Almenara en esta Cuenca de Ramonete, se desarrollan asociados ya a la salida de las ramblas con dirección N120°-140°E hacia el mar, lo que indica una configuración tanto del relieve como del drenaje, muy parecida ya a la actual. Estos abanicos llegan a la costa actual, entre Rambla Pastrana y rambla Villalba, donde a espaldas de la Playa del Cabezo de La Pelea, forman un acantilado en el que se encajan depósitos marinos con *Strombus bubonius* correspondientes probablemente al último Interglacial.

En el Frente de Las Moreras, tanto Norte como Sur, estos abanicos, considerados de edad Pleistoceno medio, son los que presentan una mayor distribución espacial, configurando un piedemonte aluvial muy característico que rodea de forma irregular la Sierra en su sector más oriental. Aunque muy similares, en cuanto a dispositivo geomorfológico, la evolución de estos sistemas difiere bastante en función de que se encuentren directamente conectados al nivel del mar, que ejerce un papel de nivel de base dinámico, como es el caso de los abanicos que se desarrollan en la vertiente sur, o que por el contrario la conexión no sea directa, como es el caso de los que se desarrollan en la vertiente norte.

En la zona del Caraleño, esta generación de abanicos presenta unas características morfológicas y genéticas muy especiales. En primer lugar, se encuentran fuertemente cementados y afectados por una potente costra calcárea laminar, que presenta bandeados e interdigitaciones de óxidos de hierro, muy similares a las descritas en los travertinos fisurales de Carraca la por SILVA *et al.*, en la Hoja de Lorca (en realización), y que ha sido relacionados con procesos hidrotermales asociados a fallas activas (HANCOCK *et al.*, 1999; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 2001). Esta potente cementación da como resultado un marcado resalte geomorfológico que presentan tanto estos materiales aluviales como los depósitos de piedemonte que se desarrollan en continuidad lateral.

Genéticamente, y en detalle, esta unidad está en realidad constituida por una secuencia de depósitos marinos y continentales (ver apartado de Geología), cuya alternancia registra las variaciones relativas del nivel del mar ocurridas en este sector, y que puede ser observados desde el Caraleño hasta Punta Negra. En este contexto los depósitos de abanicos aluviales se desarrollan durante los momentos de "lowstand" (nivel del mar más bajo que el actual), mientras que los "highstands" (altas posiciones del nivel del mar) quedarían registrados mediante los depósitos marinos mencionados. Los procesos de incisión y acreción de estos sistemas aluviales, deben por tanto inscribirse dentro de un modelo evolutivo con nivel de base dinámico caracterizado por las propias variaciones del nivel del mar. Según los modelos establecidos por HARVEY (2002) y HARVEY *et al.*, (1999), para abanicos desarrollados en Almería,

durante los momentos de "lowstand" tiene lugar la agradación de los abanicos, mientras que los momentos de "highstand" se relacionan con fases de incisión y encajamiento de los canales alimentadores en la superficie del abanico. Durante épocas interglaciares la posición más alta del nivel del mar produce en primer lugar una erosión de las facies distales de estos abanicos, lo que unido a la formación de trincheras de cabecera por falta de aporte sedimentario, desencadena las fases de incisión total en la superficie de los abanicos. De hecho en la actualidad se puede observar este proceso en la secuencia del Caraleño, la cual se encuentra disectada axialmente en toda su longitud por sus canales alimentadores dando lugar al desarrollo de trincheras de abanico que pueden distinguirse a la escala de trabajo. Paralelamente se observa el proceso de incisión remontante que están llevando a cabo los canales distales, ya conectados con el nivel actual del mar.

También en la vertiente sur de la Sierra de las Moreras, pero en el sector más oriental, ya en la playa de Bolnuevo, se desarrollan, unos depósitos correspondientes a esta generación a una altura similar a los descritos en el Caraleño, aunque con características sedimentarias muy diferentes, ya que en este caso no presentan el marcado encostramiento calcáreo de tipo laminar que describíamos antes. Estos abanicos responden también a una posición del nivel del mar más baja que la actual, probablemente correlacionable con el penúltimo período glacial, y se encuentran colgados a una altura que llega a alcanzar los 20 m sobre la playa actual. El marcado escarpe erosivo que le separa de la misma, constituye un paleocantilado relacionado con sucesivas subidas del nivel del mar, siendo la del óptico climático holoceno, registrado en el litoral Mediterráneo en los 6.500 – 6.700 años BP (ZAZO *et al.*, 1993), la que ha marcado el último momento de retroceso del mismo, quedando a partir de entonces desconectados de todo tipo de actividad de origen marino litoral.

Los abanicos de la vertiente norte, poseen una potencia variable, que en general aumenta hacia el Este llegando a alcanzar unos 10-15m de espesor. Son abanicos que conservan su morfología externa, se encuentran disectados totalmente por sus canales alimentadores, ya sea axial o lateralmente, y se caracterizan por presentar un marcado encajamiento distal del sistema aluvial activo, que en este caso es la rambla de Las Moreras. Constituyen en definitiva, superficies fósiles marcadas por la inactividad de los procesos sedimentarios y predominio de los procesos de erosión. Los depósitos de estos abanicos se encuentran afectados por un encostramiento calcáreo superficial, importante pero que no llega a formar potentes costras de tipo laminar.

La cronología relativa de estos sistemas de abanicos asociados a la Sierra de las Moreras, se ha hecho en función de la existencia de un depósito con *Strombus bunonius*, a +1m en la playa de Covaticas (BARDAJÍ, 1999) fuertemente encajado en los depósitos de la vertiente Sur, y cuya edad, a falta de dataciones absolutas, ha sido asignada basándose en criterios geomorfológicos y sedimentológicos, como del Último Interglacial (OIS 5, en sentido amplio).

La quinta generación de abanicos aluviales que se registran en esta Hoja, corresponde principalmente a los sistemas desarrollados en la vertiente norte de la Sierra del Algarrobo, el cual

constituye un frente marcadamente erosivo, con morfología muy irregular. Estos sistemas de abanicos representan un momento en el que el drenaje general de todo este sector se realizaba hacia el Norte, estando la Cuenca de Mazarrón totalmente desconectada del Mediterráneo por el Sur. Estos abanicos se corresponden con el Sistema de La Murta descrito por SOMOZA, (1989) y SOMOZA *et al.*, (1989) para el Campo de Cartagena, extendiéndose en realidad desde el final del Pleistoceno medio hasta el Pleistoceno superior, probablemente hasta el último Interglacial. A esta misma generación corresponden los abanicos cartografiados en el frente Sur de La Sierra del Algarrobo, aunque éstos responden a un momento ligeramente posterior, caracterizado por el inicio del drenaje hacia el sur. En general estos abanicos se caracterizan por una mayor extensión cartográfica, reducida potencia y por presentar en general, un dispositivo de agradación distal. Abanicos de esta misma generación se desarrollan asociados al tramo intramontañoso de la Rambla de los Arteros y del Ramonete.

En la Cuenca de Mazarrón, no hay abanicos de esta generación, ya que este momento está marcado por un brusco encajamiento de la red fluvial probablemente ligado a una conexión del drenaje de esta cuenca con el nivel del mar a través de la rambla de las Moreras, con lo que los depósitos correspondientes constituyen terrazas fluviales asociadas a las ramblas de Baltasar, el Reventón y Las Moreras.

La sexta generación de abanicos aluviales cartografiada en esta Hoja, presenta su máximo desarrollo y mejor representación en la Cuenca de Mazarrón asociada al frente montañoso de Almenara, donde se desarrollan según un dispositivo de agradación distal tapizando el fondo de la misma entre las Ramblas del Cañete y de la Atalaya. Estos abanicos se caracterizan por su gran extensión lateral y escasa potencia, representando un momento de amortiguamiento tectónico, que resulta en el encajamiento de los canales alimentadores en las secuencias previas y desarrollo distal de ésta. Los diferentes cuerpos sedimentarios que componen esta unidad se ha asignado de manera relativa al Pleistoceno Superior – Holoceno que abarcaría desde el comienzo del periodo de la deglaciación hasta el Óptimo climático Holoceno.

Los últimos abanicos aluviales identificados en la Hoja, representan pequeños conos aluviales desarrollados distalmente con respecto a las generaciones más antiguas, y surgen en la salida de los pequeños arroyos que drenan los relieves, ya que en general la actividad fluvial en todo este sector en la actualidad es de tipo erosivo.

Las terrazas fluviales no tienen un gran desarrollo en la Hoja y la mejor secuencia se conserva asociada a la Rambla de Las Moreras, así como a la del Reventón, y en menor medida en las ramblas del Ramonete y Pastrana, ya en la cuenca del Ramonete. Se registran tres niveles a +15-13m, +10-9m, +4-6 m, además de las terracillas, situadas a +1-2m, que se distribuyen en el fondo de las ramblas, muy cementadas que representan fondos de ramblas previos, con diferente gradiente, generados por erosión remontante actual de la rambla. Estas terracillas, constituyen a su vez la llanura inundable periódicamente durante las crecidas ordinarias, por lo que podría considerarse como la llanura de inundación “encajada” de las mencionadas ramblas. Todos los niveles pueden describirse como terrazas colgadas que presentan sus respectivos

escarpes de terraza. Poseen poca potencia (2-3 m), excepto la de +10m que puede llegar a alcanzar hasta 6m de espesor. Están en general formadas por depósitos de gravas y arenas, y se presentan como pequeñas franjas alargadas a lo largo de los mencionados cauces y de poca anchura (<0.5 km). El nivel más alto, a +15-13 m, se desarrolla en las ramblas de Las Moreras y del Reventón, y muy a menudo se encuentra fosilizado por materiales más finos procedentes de los glaciares que parten de los relieves circundantes. El nivel de +10-11m alcanza un buen desarrollo en la rambla de Las Moreras, donde en realidad constituye una terraza compleja, ya que en algunos puntos se observa como erosiona y fosiliza a otro depósito fluvial previo con paleosuelos en superficie. La terraza más reciente +4m, posee un amplio desarrollo también en la rambla de Las Moreras, en la zona de las Casas de la Coqueta, donde conforma una extensa superficie de marcada expresión morfológica.

En general estos niveles de terraza se desarrollan a partir del Pleistoceno Superior final (BARDAJÍ *et al.*, 2003), habiéndose considerado esta edad para el nivel más antiguo, que representa una primera fase de encajamiento de la rambla de las Moreras y consecuentemente apertura de la cuenca de Mazarrón. Los más recientes deben ser considerados ya de edad tardiglacial – holoceno, y representan hasta tres fases distintas de encajamiento y aluvionamiento asociadas con cambios climáticos ocurridos durante ese período de tiempo.

En la Cuenca del Ramonete únicamente están representadas las terrazas más recientes, que se relacionan con la configuración definitiva de la red fluvial ya durante el Holoceno. Una excepción lo constituyen los depósitos fluviales que rellenan el fondo de la vaguada situada entre las alineaciones de Cabezo del Pozo Negro – Loma Negra y la Loma de Las Lagunas, y que representa un momento evolutivo de esta cuenca caracterizado por el drenaje en dirección E-W. Estos depósitos, han sido interpretados (BARDAJÍ, 1999), como el antiguo cauce de la rambla de Pastrana, que fluía en dirección hacia el Este previamente a que adquiriese su configuración actual en dirección N120°-140° E.

Otras formas fluviales como fondos de valle colgado se desarrollan mayoritariamente entorno a la pequeña mesa de Loma Larga y Los Leones, en relación con el fuerte proceso de incisión lineal a que se han visto sometidas las Ramblas del Reventón y de Las Moreras por procesos de erosión remontante, que tienen su inicio en la importante bajada del nivel del Mar registrada durante el Último Máximo Glaciar, hace c. 18.000 años BP (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2003). Este conjunto de procesos tiene su incidencia en la generación de escarpes de terraza solapada y sistemas de cárcavas que son especialmente importantes en las zonas de cabecera de las ramblas mencionadas, en la Hoja de Totana, y en general en todo el entorno del "Escarpe del Saladillo". En esta Hoja estos procesos sólo tienen relativa importancia asociados al afloramiento de los materiales volcánicos altamente alterados en las márgenes de la Rambla de Las Moreras.

Por último tanto los fondos de valle aluvial, como los de rambla y cauces activos de los ríos principales, destacan por su carácter dinámico y por su torrencialidad, sea la categoría que sea. En todo el entorno de la Hoja de Mazarrón ningún cauce posee carácter permanente, ni

siquiera podrían catalogarse como sistemas temporales, sino como aparatos netamente torrenciales con funcionamiento efímero o episódico que se encuentran secos durante la mayor parte del año, o lo que es lo mismo ramblas típicas del clima Mediterráneo (VIDAL ABARCA, *et al.*, 1997; LÓPEZ BERMÚDEZ, *et al.*, 2002). Por lo general estas ramblas se encuentran encajadas en los sistemas aluviales holocenos, formando escarpes que en muchos casos llegan a sobrepasar los 4-5m.

En lo que se refiere a las formas de carácter netamente erosivo, solo destacar la situación anómala que presenta la arista o divisoria montañosa que en ocasiones conforma una divisoria poco definida, en la Sierra del Algarrobo, debido a la captura generalizada de los cursos fluviales que se dirigían al Campo de Cartagena, al Norte, por parte de los sistemas que bajaban por su vertiente sur. Esta situación anómala viene reflejada mediante el desplazamiento hacia el norte de dicha divisoria, que genera cuencas de drenaje y cursos fluviales anómalamente reducidos en relación con la extensión de los abanicos aluviales asociados. Los procesos erosivos y de incisión lineal, han borrado casi todas las evidencias de este fenómeno generalizado, aunque todavía puede observarse algún testigo de esta captura fluvial, con conservación del codo de captura, en el sector de la Sierra más cercano al Campo de Cartagena. Así mismo, en algunos casos los procesos de encajamiento de la red fluvial generan cursos fluviales anómalamente encajados que llegan a formar auténticas gargantas o cañones fluviales, (desfiladeros). No obstante, donde queda más patente este hecho es en el barranco del Reventón, que se encaja fuertemente en los relieves que lo rodean, circundando la Sierra de Almenara.

### 3.2.2.5. *Formas poligénicas*

Las formas que pueden adscribirse a este apartado son pocas, pero de gran importancia en la evolución geomorfológica de la zona, y se distribuyen principalmente en la zona norte de la Cuenca de Mazarrón, donde se han cartografiado como Techo de Piedemonte del campo de Cartagena. En la Hoja de Mazarrón, los afloramientos correspondientes a esta unidad coronan los relieves de tipo tabular de la Loma de los Leones, correlacionables lateralmente con los de Loma Larga y con los que se extienden por la zona de conexión entre el Campo de Cartagena y la Depresión del Guadalentín, todo ello ya en la Hoja de Totana. Estas superficies aparecen culminadas por potentes encostramientos calcáreos que dan lugar a la formación de calcretas con rasgos muy evolucionados (SILVA, 1994; ALONSO ZARZA *et al.*, 1998), que autores anteriores han denominado genéricamente Fm. Sucina (MONTENAT, 1977). En todos los casos presentan horizontes superiores de tipo laminar y/o laminar brechificado, que según las propuestas más recientes, se producen como consecuencia de la actividad microbiológica asociada a las mallas de raíces de vegetación de tipo herbáceo, durante las últimas fases de actividad sedimentaria, ligados a procesos de arroyada laminar (ALONSO ZARZA *et al.*, 1998). Hay que señalar que las superficies así generadas son bastante llanas y con pendientes muy suaves "tipo glacis", pero que se encuentran muy disectadas por la red de drenaje, dando lugar (a veces) a relieves aislados con morfología "tipo mesa", rodeados por importantes escarpes poligénicos o pequeños escarpes o rebordes del depósito encostrado. La génesis de este tipo de superficie está ligada al desarrollo de un extenso piedemonte aluvial, afectado por un im-

portante desarrollo calcáreo durante su etapa de construcción terminal (ultimate planation) y con posterioridad. La fase activa de formación se extendería por lo tanto hasta como mínimo el Pleistoceno Medio final, pudiendo haber comenzado ya durante el Pleistoceno Inferior (SILVA, 1994; ALONSO ZARZA *et al.*, 1998). Hay que advertir, que desde un punto de vista geomorfológico "puro" o "purista" estas superficies ya son elementos fósiles o relictos del paisaje y que, en sí, habría que catalogarlas como superficies estructurales construidas a favor de los niveles de calcretas culminantes más resistentes.

Dentro de los escarpes poligénicos, hay que señalar que poseen un origen fluvial primario (incisión por erosión remontante), que en muchas ocasiones es retocado por procesos de tipo gravitatorio y, en menor medida, kársticos y tectónicos.

El último tipo de formas poligénicas presentes en la hoja son los glacis de cobertura, compuestos por limos y arenas con pasadas de gravas, de poca potencia y pendientes muy suaves con perfiles cóncavos netos. Los más importantes se desarrollan en la cuenca de Mazarrón, donde evidencian diferentes momentos evolutivos de la misma. Los más antiguos se encajan en los abanicos aluviales de la tercera generación asociada el frente de Almenara, considerada del Pleistoceno medio, por lo que cronológicamente estos glacis de cobertura deben corresponder al Pleistoceno medio terminal o superior. Estos glacis conforman una superficie "colgada" bastante irregular, al pie del Alto del Albardinar, que está constituida por gravas de pequeño tamaño y limos blancos, que han sido interpretados como de relleno y centro de cuenca, y que representan la última fase evolutiva en condiciones endorreicas de la cuenca, previa a la diferenciación fluvial y conexión con el Mediterráneo a través del Puerto de Mazarrón.

Otro glacis de cobertura más recientes aparecen articulando las laderas del pequeño relieve tabular de Loma Larga con los primeros niveles de terraza (+15-13m) de la rambla del Reventón, las cuales responden a antiguos fondos torrenciales de la rambla actual que al quedarse colgado por los procesos de incisión más recientes se han visto afectados por aportes laterales de tipo glacis.

El último elemento de origen poligénico incluido en esta Hoja, es un elemento generado por procesos naturales pero cuyo crecimiento y desarrollo ha sido acrecentado por un exceso de sedimentos de origen antrópico. Es el caso del cordón litoral y relleno inducido de la Playa de la Isla en el Puerto de Mazarrón (DABRIO y POLO, 1987), conocido como El Gachero. El exceso de material de desecho procedente de la explotación minera en el Cabezo de los Aviones, retrabajado ligeramente por el oleaje, aunque no en su totalidad, desencadenó el desequilibrio en el balance sedimentario de este sector lo que tuvo como consecuencia inmediata la formación de una pequeña flecha litoral a favor del oleaje del SE, y el progresivo crecimiento y relleno de ese sector de la playa en la zona de sombra de dicha flecha.

### 3.2.2.6. Formas litorales

La Hoja de Mazarrón constituye un tránsito entre la zona de Águilas y Cope, y la de Cartagena, en lo que se refiere a representación de antiguas posiciones de la línea de costa. En las primeras, la morfología de la llanura prelitoral junto con una ligera tendencia de levantamiento tectónico (BARDAJÍ *et al.*, 1986; BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2001; ZAZO *et al.*, 2003) ha permitido que se registren las variaciones del nivel del mar ocurridas a lo largo de prácticamente todo el Cuaternario. El carácter erosivo y acantilado de la costa en la zona de Cartagena, no ha permitido por el contrario este registro tan completo. En la Hoja de Mazarrón, la diferente evolución y comportamiento geodinámico de los distintos sectores, hace que el registro sea también diferente en cada zona, sobre todo en lo que se refiere a las variaciones del nivel del mar ocurridas a lo largo del Pleistoceno, ya que otros factores se pueden considerar comunes a todo el litoral.

La deriva litoral en todo este sector, está condicionada por los vientos dominantes (en general del SE) y la orientación de la línea de costa (NE-SW a E-W), lo que promueve una deriva litoral en sentido E-W. Esto es importante porque va a determinar a su vez, el transporte sedimentario y la distribución de zonas de erosión/sedimentación, cuya repercusión en el mantenimiento de playas de uso público es especialmente llamativo en el entorno del Puerto de Mazarrón, donde se conjugan la propia tendencia natural con la actividad antrópica. Esta deriva litoral fue, por otro lado, la responsable de la creación del tómbolo que se desarrolla entre los relieves de La Cumbre y el Cabezo de Los Aviones, así como la posterior anexión de todos los islotes que emergen hacia el Oeste, mediante el desarrollo del cordón litoral que separaba el mar abierto de las antiguas salinas hoy en día colmatadas, cuya prolongación llega hasta la Playa de Bolnuevo.

La morfología de la costa, se caracteriza por la alternancia de sectores acantilados e irregulares y pequeñas calas, como es todo el frente de la Sierra de Las Moreras, el frente del Lomo del Bas e incluso el sector costero que se extiende entre la Rambla de Valdelentisco e Isla Plana. No obstante hay que diferenciar dos tipos de acantilados, los que se desarrollan sobre afloramientos del sustrato bético o mioceno, que constituyen acantilados en general de más de 25 m de desnivel, y los acantilados con desniveles inferiores a 25 m, que en general están labrados sobre materiales pliocenos y pleistocenos. Ejemplos de este tipo de formas, los encontramos en el Caraleño al pie de Las Moreras, entre las Ramblas de Pastrana y Villalba en la Cuenca del Ramonete, y hacia el Este del puerto de Mazarrón, en la Playa del Mojón e Isla Plana. Un tercer tipo de acantilado es el que todavía se puede observar a espaldas de Bolnuevo, gracias a la conservación y protección de lo que se ha venido a llamar la Ciudad Encantada de Mazarrón. En realidad se trata de un paleoacantilado o acantilado fósil excavado sobre los materiales neógenos, retrabajado por el viento, lo que ha dado como resultado las vistosas formas que todavía se conservan. Un paleoacantilado similar, pero totalmente arrasado en la actualidad por la especulación urbanística, se podía observar hasta la década de los ochenta a espaldas de la playa del Alamillo. Por otro lado, los relieves de La Cumbre y del Collado Blanco, ambos a espaldas de las antiguas salinas del Puerto de Mazarrón, y que se alinean con

los ya mencionados, parecen así mismo responder a este mismo tipo de morfología. Todos estos paleoacantilados han sido interpretados (DABRIO y POLO, 1987; BARDAJÍ, 1999) como resultado de la ligera subida del nivel del mar ocurrida durante el Óptimo Climático (antes denominado máximo Flandriense) registrado en el litoral Mediterráneo en los 6.500 – 6.700 años BP (ZAZO *et al.*, 1993). El retroceso posterior del nivel del mar, dejó asociada al pie de este acantilado, una extensa llanura litoral tanto en Bolnuevo como en el Alamillo, mientras que en el Puerto el desarrollo del tómbolo y del cordón litoral antes mencionado, favoreció el desarrollo de las antiguas salinas.

En lo que respecta a las playas de arena su distribución y tipo está también condicionada por la morfología de la costa, aunque se puede decir que prácticamente todo el litoral de esta Hoja presenta playas de uno u otro tipo, aunque en general formadas por arenas más o menos gruesas y gravas. De Este a Oeste empezamos por las playas de Isla Plana y del Mojón, ambas caracterizadas por estar limitadas por un acantilado de poca altura labrado sobre materiales aluviales pleistocenos. Entre medias, los afloramientos de depósitos litorales del Pleistoceno medio y superior, que se describirán más adelante, conforman un pequeño sector acantilado a favor del cual se desarrollan pequeñas calas, de longitud y anchura bastante limitadas, como son la Cala del Tabaco o la Playa del Corral. Todo el sector que viene a continuación, comprendido entre la Playa del Alamillo y la de Bolnuevo, presenta una continuidad prácticamente total de playas y cordones litorales, sólo interrumpida por los cabezos o afloramientos de materiales béticos y neógenos del puerto de Mazarrón, o las desembocaduras de las ramblas de los Lorentes y de Las Moreras.

El desarrollo de este cordón litoral, anexionando primero a modo de tómbolo el Cabezo de los Aviones, y posteriormente todos los cabezos (de la Reyna, del Gavilán, del Castellar) que se encuentran hacia el oeste del mismo, favorecieron el progresivo asilamiento de una laguna litoral, creándose una zona de marisma. El crecimiento de este cordón junto con el depósito de los materiales procedentes de la Rambla de las Moreras en su desembocadura, propició el definitivo y total aislamiento de la marisma, que fue explotada como salinas, hasta la segunda mitad del s. XX. En la actualidad se encuentran totalmente colmatadas, y ocupadas por la expansión urbanística del Puerto de Mazarrón.

La alta presión urbanística a la que está sometido todo el sector, no sólo con un elevado índice de edificación muy cercano a la línea de costa, con paseos marítimos y carreteras invadiendo la zona trasera de las playas, sino también mediante la construcción de los puertos pesquero y deportivo, a alterado en gran medida la dinámica litoral, siendo necesaria la constante regeneración de las playas, así como la construcción de obras de defensa costera que favorezcan la retención de sedimentos. Entre Bolnuevo y Puntas de Calnegre, el escenario cambia radicalmente. El sector litoral de la Sierra de Las Moreras, se caracteriza por la presencia de materiales tanto aluviales como litorales pleistocenos, que conforman una morfología acantilada, caracterizada por tanto por el desarrollo de pequeñas calas, en general de arenas finas amarillas, heredadas de los afloramientos de materiales pliocenos. La dificultad de acceso de todo este sector ha hecho que por el momento se encuentre libre de la extremada presión ur-

banística que ha afectado a la zona del Puerto de Mazarrón. Algo similar ocurre en la Cuenca del Ramonete, hasta ahora masivamente dedicada a usos agrícolas, lo que ha preservado al litoral de una masiva ocupación con fines turísticos. Esta costa se ha caracterizado hasta el momento por el desarrollo de extensas playas de arenas gruesas y gravas, que pueden llegar a alcanzar más de 1000 metros de longitud, como son las playas de Calnegre y de las Covaticas, separadas una de otra por el Alto de los Percheles.

Otro elemento litoral que se desarrolla en esta Hoja, son las playas fósiles, aunque con carácter muy minoritario, ya que únicamente se han considerado playas fósiles aquéllas que conservan la morfología de playa, o que su situación con respecto a la playa actual, favorece su identificación. Este es el caso de la playa de las Covaticas, donde se localiza una secuencia formada por tres episodios marinos encajados en un acantilado labrado sobre los materiales aluviales del Pleistoceno medio y Pliocenos, y cuya altura es de unos 3-4m. El primer episodio se encuentra a +1,5m sobre el nivel medio del mar actual, y está constituido por unas gravas de cuarzo bien redondeadas, ligeramente encajado en éste se desarrolla a +1m, un segundo episodio conglomerático caracterizado por la presencia de cantos irregulares heterométricos, muy poco redondeados, con una matriz arenosa rojiza y que contiene abundantes *Strombus bubonius*, que ha sido correlacionado (BARDAJÍ, 1999) con el último interglacial (OIS 5) en sentido amplio, ya que la falta de dataciones absolutas no permite establecer una edad más precisa. El tercer episodio se encuentra ligeramente encajado en este último, a una altura prácticamente coincidente con el nivel actual del mar, y se caracteriza por su naturaleza conglomerática, fuertemente cementado como los anteriores, de los que posee algún fragmento retrabajado.

Aunque genéticamente representan lo mismo, hemos cartografiado como terrazas marinas a todos aquéllos depósitos de origen litoral pero que no conservan ni la posición ni la morfología externa que permiten asociarlos a secuencias de playa. En general están constituidas por depósitos muy cementados de gravas bien redondeadas, heterométricas, de diferente litología de función de su ubicación, con matriz arenosa. En ocasiones forman parte de secuencias complejas donde alternan depósitos marinos y continentales, registrando las variaciones del nivel del mar ocurridas a lo largo del Pleistoceno, y en otras ocasiones aparecen como unidades independientes y únicas. La cronología se ha establecido de una forma relativa en función de su relación con los episodios con *Strombus bubonius*, que en estos litorales se registran en el penúltimo e último interglaciales (ver apartado geología).

En la Cuenca del Ramonete, coronando los relieves que se distribuyen entre las actuales Ramblas de Ramonete, Pastrana y Villalba, se desarrollan unos depósitos conglomeráticos que han sido cartografiados como terrazas marinas del Pleistoceno inferior por su relación con el resto de unidades morfosedimentarias desarrolladas en esta cuenca. Rodeando los cerros de La Atalaya y Morros Negros, que se encuentran entre las Ramblas de Ramonete y de Pastrana, se desarrollan unos depósitos conglomeráticos, sobre los relieves de aspecto tabular de Casa de Pastora y la Loma de los Percheles. Estos depósitos se caracterizan por el alto grado de redondez de sus cantos, y su débil cementación, y han sido considerados depósitos litorales

correspondientes a la desembocadura de las antiguas ramblas. En la actualidad conforman relieves residuales de carácter tabular, y no presentan ninguna relación directa con las ramblas actuales, ni conservan ningún tipo de morfología externa, por lo que han sido cartografiados como terrazas marinas s.l. Un poco más hacia el Norte, los relieves situados al interior de la playa de las Covaticas, presentan unas características similares. Estos relieves conforman en realidad relieves estructurales de carácter polígenico, aunque las características de los depósitos que los coronan hacen que sea mucho más representativo su consideración como terrazas marinas, ya que nos dan información sobre la posición relativa del nivel del mar. Con unas alturas que van desde 30 a 50 m, estos relieves se encuentran coronados por unos conglomerados de mucha mayor energía que los descritos previamente, con bolos decimétricos con perforaciones de litófagos, que representan el retrabajamiento por parte de los agentes de la dinámica litoral, de materiales transportados por ramblas.

Hacia el Este del Puerto de Mazarrón, en la margen izquierda de la rambla de Valdelentisco ya en su desembocadura, se desarrolla una terraza marina a unos 30m de altura sobre el nivel actual del mar. Esta terraza marina en la actualidad se encuentra muy degradada y urbanizada, ya que se desarrolla bajo la urbanización del Mojón por lo que es difícil observar sus depósitos. No obstante todavía es posible observar en algunos puntos las características de los depósitos que la conforman, constituidos por unos conglomerados, bien redondeados heterométricos, y bastante cementados. Morfológicamente dan una pequeña superficie o plataforma, donde se ubica la urbanización, adosada a los pequeños relieves del Mojón por su fachada hacia el mar, donde son cortados por el acantilado actual.

Por último, un poco más hacia el Este, en el tramo costero a lo largo del cual se encuentra Isla Plana se desarrolla un acantilado de altura máxima 10m, de morfología bastante irregular, donde se desarrolla en discordancia sobre las facies amarillas del plioceno, una secuencia constituida por un episodio marino sobre el que se superponen unos depósitos arcillosos rojos con una potente costra calcárea superficial, de carácter netamente continental. No obstante, dada la escasez de registro de antiguas posiciones del nivel del mar, se ha optado reflejar este depósito marino en la cartografía, frente a los materiales continentales que lo recubren. Por correlación con la terraza marina previamente descrita sobre la que se encaja, estos depósitos se han considerado de edad Pleistoceno superior, aunque ciertamente esta adjudicación cronológica no se apoya en ningún otro tipo de criterio, ya sea datación absoluta o contenido faunístico.

Por último se desarrollan en esta Hoja, una serie de elementos que en realidad constituyen unidades de transición fluvio-litoral, más que unidades estrictamente litorales, se trata de los abanicos fluvio-deltaicos, que en las condiciones hídricas de esta Hoja, deben en realidad definirse como Rambla-deltas, los Deltas de las ramblas actuales y las llanuras deltaicas, asociadas a los rambla-deltas mencionados, consideradas aquí Llanuras fluvio-litorales. Las características climáticas y, por lo tanto, hidrológicas propias de esta zona del SE peninsular, condicionan mucho la definición de este tipo de unidades morfosedimentarias, por lo que es necesario redefinir muchas de ellas. Este es el caso de abanicos fluvio-deltaicos o las llanuras deltaicas,

que en general se asocian a sistemas propiamente fluviales, con funcionamiento más o menos permanente, y no a los sistemas de ramblas caracterizados por un funcionamiento esporádico y torrencial. Para identificar mejor su carácter de transición se han cartografiado utilizando el azul propio de las formas litorales como color de fondo, y el verde correspondiente a las de origen fluvial, para el símbolo lineal superpuesto.

Los Rambla-deltas cartografiados en esta Hoja responden a dos momentos evolutivos diferentes. Los más antiguos han sido considerados del Pleistoceno medio, y se limitan espacialmente al frente meridional de la Sierra del Algarrobo, asociados a las salidas de las Ramblas de Los Rincones (Este de Mazarrón) y de Los Lorentes (Norte del Puerto de Mazarrón). Ambos casos conservan la morfología, y sobre todo e identifica perfectamente el curso fluvial que los generó. En la actualidad constituyen relieves residuales elevados hasta 30 metros por encima de la superficie aluvial que les rodea, delimitados por un escarpe de carácter poligénico. Estos relieves están coronados por unos conglomerados de alta energía, con cantos y bolos que en algunos puntos llegan a tener dimensiones métricas, muy redondeados, poco cementados, y cuyas estructuras sedimentarias indican que se trata de materiales inicialmente transportados por ramblas durante los episodios de funcionamiento torrencial, que luego son retrabajados por el oleaje (ver apartado de Geología). La importancia de estos depósitos radica en que son los únicos testigos de ocupación marina durante el Pleistoceno de este sector del Puerto de Mazarrón, lo que ha contribuido a establecer la historia evolutiva.

Las ramblas-deltas más recientes, se sitúan en la desembocadura de las principales ramblas de esta hoja, la rambla de Las Moreras, y la Rambla del Ramonete, ambos de edad holocena. En los dos casos representan los momentos más recientes de agradación asociados al funcionamiento de dichas ramblas, ligados probablemente a momentos de máximo aporte sedimentario por incremento de erosión en las áreas de cabecera. Los tramos finales de estas unidades se caracterizan por presentar un tránsito hacia los materiales propiamente litorales que forman los cordones y playa que los separan del mar en la actualidad, lo que ha sido interpretado como llanuras fluvio-litorales, que en realidad son las facies distales de estos abanicos que pasan lateralmente a las facies internas de la playa. Litológicamente se caracterizan por gravas finas, arenas y limos, con mayor concentración de materia orgánica y sales en el caso de la Rambla de Las Moreras, debido a sus interdigitación con los depósitos del lagoon de las salinas del puerto de Mazarrón. Este relleno progresivo por agradación distal de la zona terminal de estas ramblas, es la principal causa de que ninguna de ellas presente en su desembocadura un delta, propiamente dicho, habida cuenta de la gran cantidad de sedimentos transportados por ambas en función del área total de drenaje. En concreto la Rambla de Las Moreras presenta una intensa erosión remontante en su cabecera, marcada por el retroceso activo del Escarpe del Saladillo (Hoja de Totana), lo que no es concordante con la falta de un importante aparato deltaico en su desembocadura. Esta ausencia sólo puede ser explicada si interpretamos que dicho delta es en realidad la rambla-delta cartografiada, cuya parte sumergida queda patente por la curvatura de las líneas batimétricas observada frente a la desembocadura de la rambla. Por el contrario, otras ramblas de menor entidad por su recorrido y área de la cuenca de drenaje, como son las de Pastrana y Los Lorentes, ambas situadas en las

inmediaciones de las ya mencionadas, sí presentan un pequeño delta en su desembocadura, lo que evidencia una cierta estabilidad en la disposición de la línea de costa.

### 3.2.2.7. *Formas antrópicas*

Buena parte de la superficie que cubre la Hoja de Mazarrón se encuentra intensamente antropizada, aunque en el mapa se hayan señalado únicamente las que han sufrido una transformación física más importante (superficies fuertemente antropizadas). Toda la zona está siendo objeto de una intensa presión urbanística con fines turísticos y hortofrutícola. Al igual que en la mayor parte de la Región de Murcia, la construcción de invernaderos supone uno de los elementos más agresivos, a lo que hay que añadir la instalación de complejos turísticos en las áreas más cercanas al litoral. En especial son de destacar la Cuenca de Ramonete en su conjunto, donde se han instalado las explotaciones de invernaderos de mayor impacto paisajístico ya que cubren superficies muy extensas; así como las que se extienden en el sector litoral a espaldas del Puerto de Mazarrón. Todas estas explotaciones llevan además aneja la construcción de embalses de gran tamaño que se elevan sobre la superficie del terreno (a modo de relieves tabulares) o que se engarzan en las laderas mediante importantes desmontes. Estas mismas actuaciones también afectan al sector Norte de la Cuenca de Mazarrón, donde las zonas de invernaderos se sitúan sobre la superficie de los glacis e incluso sobre las laderas labradas en las margas neógenas, las cuales además son víctima de su abancalamiento.

Otros elementos antrópicos de marcado impacto visual son las escombreras asociadas a la explotación minera de Mazarrón, aunque en este caso su importancia histórica y mineralógica, hace que sean consideradas como un Lugar de Interés Geológico (ARANA CASTILLO et al., 1999). Aunque los primeros indicios de explotación sistemática son de época fenicia o cartaginesa, toda la zona debió ser objeto de explotaciones previas. Junto con la zona minera de la Unión, en Cartagena, esta zona de Mazarrón representa una de las más representativas de toda la región de Murcia, conservándose numerosas huellas de las diferentes etapas de explotación. No obstante el estado actual de abandono, puede desencadenar situaciones altamente peligrosas ligadas a la toxicidad y acidez de las aguas de lixiviación.

## 3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones geológicas cuaternarias están fundamentalmente caracterizadas por los depósitos aluviales relacionados con las distintas ramblas que drenan las diferentes Sierras que limitan las Cuencas de Mazarrón s.s y del Ramonete.

Desde el punto de vista textural y composicional los depósitos aluviales responden a conglomerados (cementados) y gravas (sin cementar) de cantes de litología metamórfica, fundamentalmente dominan elementos fisisbles tales como las pizarras, esquistos y mica-esquistos, aunque también pueden ser apreciables otras litologías como cuarcitas, calizas y dolomías negras. El calibre de los cantes puede ser a veces de gran tamaño, superando el metro de diámetro en zonas proximales o formaciones de coluviones y/o piedemonte, que a su vez son

más ricas en matriz arcillo-limosa. Su estado de rodadura, es variable pero por lo general al tratarse de depósitos asociados a ramblas de longitud considerable, son más abundantes los cantes redondeados y subredondeados, siendo esta característica especialmente notoria en los depósitos correspondientes a la desembocadura de ramblas (rambla-deltas) y depósitos litorales donde el retrabajamiento por parte del oleaje, aumenta el grado de redondez. En los depósitos asociados a cursos fluviales de corto recorrido, como son los abanicos aluviales que se desarrollan al pie de los frentes Montañosos del Algarrobo, o de las Moreras (Norte y Sur), y muchos de los que se asocian a los relieves intermedios de la Cuenca del Ramonete, el grado de redondez disminuye bastante, predominando los cantes angulosos y subangulosos, con una proporción variable de matriz arcillo arenosa. En el caso concreto de los abanicos asociados al frente Sur de la Sierra de las Moreras, estas formaciones superficiales presentan unas características muy especiales, ya que se trata de una brecha con abundante matriz arenosa (*matrix supported*) fuertemente cementada y afectada por un potente encostramiento calcáreo de tipo laminar, con interdigitaciones de láminas de óxidos de hierro, todo lo cual condiciona un marcado resalte geomorfológico.

Otro tipo de formaciones superficiales propias y características de la Cuenca de Mazarrón s.s., son los depósitos interpretados como de centro de cuenca, que se conservan coronando algunos de los cerros testigos situados en las posiciones centrales de la misma, como son los de las Casas de la Coqueta, o en la zona del Albardinar. Estas formaciones se caracterizan por un color blanco o ligeramente rosado muy característico, en algunas ocasiones con gravas dispersas bastante redondeadas, que a primera vista pueden confundirse con costras calcáreas, pero que en realidad constituyen depósitos distales de los abanicos aluviales que bajaban desde la Sierra de Almenara hasta una zona endorreica de centro de cuenca. Estos depósitos tan blanquecinos han sido interpretados como consecuencia del retrabajamiento de los materiales margosos messinienses, que llenan la Cuenca. En este sentido la mayoría de los depósitos de abanicos aluviales antiguos asociados a este frente presentan a su vez este tipo de materiales retrabajados que le dan un característico color blanquecino.

En la zona septentrional de la Cuenca de Mazarrón, los cerros y lomas se encuentran coronados por materiales correlacionables con los del Escarpe del Saladillo, y cuyas formaciones superficiales dominantes son las costras calizas (calcretas) que pueden llegar a alcanzar espesores entorno a los dos metros.

Por último, las formaciones superficiales relacionadas con los fondos de ramblas y de valles activos, así como con los sistemas de terrazas y glacis de cobertura asociados a las más altas, principalmente en el Sistema de Las Moreras el Reventón. Los depósitos de terraza son característicamente fluviales, dominando las gravas y arenas, en cualquier redondeadas y poco seleccionadas. Por el contrario los depósitos de glacis están caracterizados por una granulometría más fina (limos y arenas) en la que se intercalan delgados niveles de gravas de pequeño tamaño. Las superficies de ambas formaciones pueden estar afectadas por un débil encostramiento, que en ningún caso es comparable al de las calcretas del Campo de Cartagena.

Las formaciones superficiales de origen litoral y eólico presentan una reducida extensión, aunque en los puntos donde afloran están constituidas en general por conglomerados heterométricos aunque bien redondeados, caracterizados por su alto grado de cementación. En muchos casos estos afloramientos no tienen representación cartográfica ya que se encuentran formando parte de secuencias donde alternan depósitos marinos y continentales como es el caso del frente sur de las Sierra de las Moreras. Cuando estos materiales son predominantemente de origen continental, como es el caso de los depósitos de desembocadura de rambla asociados bien a la rambla del Ramonete o bien a la rambla de los Lorentes, el grado de cementación disminuye bastante.

### 3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica del área que abarca la Hoja de Mazarrón presenta un importante condicionante geodinámico, ya que el comportamiento de las cuencas tanto de Mazarrón como de Ramonete está directamente relacionado con su posición con respecto a la estructura del Arco de Águilas (ver apartado 3.2 Análisis Geomorfológico). Este condicionante determina el que ambas cuencas presenten una evolución morfosedimentaria totalmente independiente, por lo que las describiremos por separado.

La evolución geomorfológica de la Cuenca de Mazarrón, está muy relacionada con la que ha experimentado la zona de conexión entre el valle del Guadalentín y el Campo de Cartagena. El análisis geológico (ver Hoja-954, Totana) indica que el mar no se retiró de la zona central de la Hoja de Totana hasta ya entrado el Cuaternario, con el desarrollo del Sistema lagunar-palustre del Saladillo. Dicha zona palustre responde a la instalación de una importante llanura costera arenosa alimentada por sistemas fluviales de envergadura procedentes antiguos relieves situados hacia el Oeste, que desembocaban en la zona del Mar Menor atravesando axialmente el Campo de Cartagena (SILVA, 1994). Este sistema fluvial, denominado Sistema Fluvial del Guadalentín, conformaba también el drenaje axial hacia el que se dirigían los diferentes cursos fluviales que drenaban la Cuenca de Mazarrón, la cual a su vez se encontraba desconectada del Mediterráneo por los afloramientos volcánicos del entorno de Mazarrón. Esta situación se mantiene hasta que en el Pleistoceno medio la propagación hacia el Norte de fallas normales N-S del Graben de Mazarrón desconectan el antiguo Guadalentín de su desembocadura en el Mar Menor, produciéndose así mismo la elevación relativa de la Cuenca de Mazarrón, todo lo cual constituye el hito más relevante de la historia geomorfológica de la zona. Las consecuencias más importantes son el desarrollo de la zona endorreica que actualmente conocemos como Depresión del Guadalentín, y el predominio de la sedimentación lateral, en forma de abanicos aluviales, y los procesos de encostramiento calcáreo en la Zona de Conexión, Cuenca de Mazarrón y Campo de Cartagena.

Correlativamente a este proceso comienza la estructuración morfotectónica del Frente de Almenara, cuyo movimiento diferencial con respecto a la propia Cuenca de Mazarrón, favorece el desarrollo de las diferentes generaciones de abanicos aluviales. Durante el Pleistoceno inferior y medio, se desarrollan las tres primeras generaciones de abanicos asociadas a dicho

frente, cuyo dispositivo geomorfológico de encajamiento distal, responde a una continuidad en el levantamiento de la cuenca. Durante esta primera fase evolutiva, la cuenca presentaba unas condiciones endorreicas tal y como lo atestiguan los depósitos de centro de cuenca que coronan los relieves en las Casas de la Coqueta, y que realmente nos marcan la posición del nivel de base local de esta cuenca en ese momento. Una importante reactivación del frente de Almenara provoca el desarrollo de la cuarta generación de abanicos aluviales, que se encaja totalmente en las generaciones previas. La correlación de estos abanicos con los depósitos de limos blancos y gravas del Albardinar, interpretados como los depósitos distales de centro de cuenca de esa cuarta generación, nos indica que hasta este momento la cuenca seguía presentando condiciones endorreicas. Paralelamente, esta reactivación de origen tectónico provoca el levantamiento de la Sierra del Algarrobo, comenzando los procesos de erosión remontante por parte de los torrentes que la drenan en dirección sur. Evidencias de esta actividad morfosedimentaria asociada al frente sur del Algarrobo, lo constituye el desarrollo de los abanicos de desembocadura de rambla o rambla-deltas asociados a las Ramblas de Los Lorentes y de los Rincones. Hasta este momento, la Sierra del Algarrobo presenta una actividad morfosedimentaria ligada prácticamente en exclusividad a su vertiente norte, hacia el Campo de Cartagena donde se desarrollan los abanicos que se corresponden con el Sistema de La Murta descrito por SOMOZA, 1989; SOMOZA *et al.*, 1989).

En cuanto a la edad de esta fase deposicional los diferentes autores que han estudiado los sistemas de Abanicos aluviales de la Región de Murcia (HARVEY, 1987; SILVA *et al.*, 1992a; 1992b; SILVA, 1994; SOMOZA, 1989; SOMOZA *et al.*, 1989), acuerdan que estos depósitos tuvieron lugar durante el Pleistoceno medio, pero se prolongaron durante el Pleistoceno superior, hasta seguramente el fin del último interglaciar (ISS 5). En concreto entre 120 y 90 ka BP se produce una importante actividad sedimentaria en sistemas aluviales y fluviales de la Península Ibérica (MACKLIN *et al.*, 2002).

Al final del Pleistoceno superior, se produjo un hecho que modificó enormemente la historia evolutiva y la geomorfología de esta cuenca, desencadenándose dramáticos cambios geodinámicos que alteraron la configuración del paisaje, comenzando el auténtico "vaciado" de la Cuenca, que continúan en la actualidad. Como consecuencia de la bajada del nivel del mar durante el Último Máximo Glacial, comienza un intenso proceso de erosión remontante por parte de la antigua rambla de las Moreras desde el sector del Puerto de Mazarrón. Este retroceso en cabecera tiene como consecuencia final la captura del drenaje interno de la Cuenca de Mazarrón y su conexión definitiva con el Mediterráneo por el Sur, de manera que al comenzar su evolución conectada a un nivel de base dinámico y mucho más cercano que hasta este momento, se intensifican de gran manera los procesos de erosión e incisión de la red fluvial, lo que lleva a la situación actual en la que se está produciendo un auténtico vaciado de la Cuenca, siendo minoritarios los procesos de acreción o sedimentación. Éstos quedan representados en las terrazas fluviales asociadas a la Rambla de las Moreras, de edad ya holocena, cuya evolución está dirigida por la mayor o menor intensidad de los procesos de aluvionamiento, lo que a su vez presenta un condicionamiento puramente climático. Tras la subida del nivel del mar durante el presente interglacial, se produce la progresiva anexión

de los islotes donde hoy en día se ubica el Puerto de Mazarrón, dejando aislada una laguna litoral, explotada hasta hace unas décadas como Salinas. El relleno final de la Rambla de las Moreras, es por tanto muy reciente, sin que pueda precisarse su edad exacta aunque sin lugar a dudas esto se produjo en épocas ya históricas. Probablemente, el exceso de sedimentos generados durante la Pequeña Edad del Hielo, (BARDAJÍ *et al.*, 2003), representó el último gran retroceso erosivo en cabecera de esta Rambla, con el consecuente avance sedimentario en la costa.

La situación de la Cuenca de Ramonete con respecto al movimiento de indentación del Arco de Águilas, hace que presente un condicionamiento estructural diferente y por lo tanto una evolución geomorfológica independiente. Esta evolución está dirigida por la actividad de las fracturas de dirección aproximada E-W, que condiciona la alternancia de relieves y depresiones en toda la cuenca. Esta directriz es la que domina el drenaje hasta el Pleistoceno medio, momento en que como consecuencia de una reactivación de las fallas N120°-140°E, se produce la captura progresiva de las diferentes ramblas por parte de los sistemas fluviales que se adaptan a dicha dirección, adquiriéndose paulatinamente la distribución actual del relieve. Este proceso tiene lugar de forma gradual de Norte a Sur, de manera que la rambla del Ramonete es la última en adaptarse a esta directriz, como así lo atestigua la edad más reciente de los depósitos asociados a sus márgenes. Al igual que en la rambla de Las Moreras, el relleno final de esta rambla, es de edad bastante reciente.

Con respecto a la cronología de estas fases evolutivas más recientes, hay que mencionar el hecho de que la mayoría de los yacimientos arqueológicos descritos en este entorno, no se encuentran asociados a material sedimentario, sino que por lo general son asentamientos asociados a cuevas, abrigos o poblados sobre materiales béticos.

### 3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL

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

#### 3.5.1. Neotectónica y Actividad de Fallas

La Hoja de Mazarrón presenta una serie rasgos neotectónicos, asociados a la actividad de fallas entre los que se incluyen frentes montañosos de falla como formas mayores; y como elementos geomorfológicos menores se incluye algún relieve tectónico, basculamientos y anomalías relacionadas con la red de drenaje. No obstante, la distribución de este tipo de

elementos geomorfológicos en la Hoja de Mazarrón, no es de las más representativas de la Región de Murcia, como es el caso del trazado de la Zona de Falla de Lorca-Alhama de Murcia, donde la actividad neotectónica viene reflejada por un extenso número de elementos geomorfológicos indicadores de actividad neotectónica. En la Hoja de Mazarrón, esta actividad neotectónica se hace más evidente por otro tipo de criterios como son el dispositivo de unidades morfosedimentarias en relación con las tasas de elevación y/o subsidencia, lo que ha condicionado en gran medida la evolución de este sector.

Los principales frentes montañosos de esta Hoja son los de Almenara, Algarrobo (Norte y Sur) y Las Moreras (Norte y Sur). De todos ellos, únicamente el frente de Almenara y el del Algarrobo Sur, presentan una marcada linealidad relacionada con la actividad reciente de las fallas que los han generado, así como un gran desarrollo de abanicos aluviales asociados. Por el contrario, el frente Norte de La sierra del Algarrobo, se caracteriza por su marcada irregularidad, siendo un frente netamente erosivo. Los frentes de la Sierra de las Moreras presentan a su vez unas características propias, ya que ambos están generados por sendas fallas (Fallas de Las Moreras Norte y Sur), ninguno presenta la marcada linealidad y continuidad en el desarrollo de abanicos aluviales asociados, aunque sí presentan otras características relacionadas con la actividad de estas fallas, fundamentalmente el frente sur.

El Frente de Almenara se genera a favor de un sistema de fallas N60°E, que distorsionan el trazado N-S del borde occidental de la cuenca neógena. Esta Falla de Almenara no sólo delimita la actual Cuenca de Mazarrón, sino que su extensión hacia el SW es la responsable de la apertura de la pequeña Cuenca de Morata. Asociadas a este frente se concentran la mayor parte de las anomalías geomorfológicas asociadas a fallas en dirección, como son lomas de obturación e inflexiones de la red de drenaje. Además el dispositivo geomorfológico de los abanicos aluviales asociados nos permite establecer las diferentes fases de actividad de estas fallas. Así tenemos un levantamiento generalizado de la cuenca hasta el Pleistoceno medio, evidenciado por el encajamiento distal que presentan las primeras generaciones de abanicos, mucho más marcado al final de esta etapa con el consiguiente encajamiento total de los abanicos del Pleistoceno medio final. A continuación, en el tránsito Pleistoceno medio al superior, el levantamiento del frente montañoso favorece el desarrollo de la siguiente generación de abanicos según un dispositivo de agradación proximal, para finalmente registrarse una fase de amortiguamiento tectónico que favorece el desarrollo de los abanicos más recientes mediante un proceso de agradación distal.

Por otro lado, cerca de la Venta del Saladillo, unos 2 km al norte de la confluencia de la Rambla de Las Moreras y la del Reventón, ha sido descrita una surgencia termal (ARANA *et al.*, 1999) cuyas aguas llegan a alcanzar temperaturas de salida de más de 51°C y un alto contenido en hierro.

En lo que respecta al Frente de Las Moreras Norte, su fase de mayor actividad fue durante el Tortoniano – Messiniense relacionada con las primeras etapas de formación y apertura, con desarrollo del vulcanismo asociado que se registra a lo largo de todo el frente. El hundimiento

de 150m que muestra la resistividad eléctrica en este frente (BAENA *et al.*, 1993) debe estar relacionado con esta primera etapa genética de la Cuenca de Mazarrón. A partir de este momento no presenta muchos indicios de actividad neotectónica importante asociada al funcionamiento de la Falla de la Moreras Norte, de hecho, no puede ni tan siquiera definirse en la actualidad como un frente rectilíneo, ya que se encuentra afectado a su vez por el paso de fallas N60°-70°E que desplazan a la falla principal. No obstante en su trazado más oriental se conservan facetas triangulares de falla, registrándose así mismo adaptaciones e inflexiones de la red de drenaje que indican un funcionamiento más reciente al menos en este sector.

El frente Sur de la Sierra de las Moreras se desarrolla a favor de la falla del mismo nombre de dirección N100°E, siendo una de las de mayor reflejo morfológico de esta Hoja, aunque se encuentra también afectada por fallas de dirección N60°E. Una de estas fallas es la Falla de Bolnuevo, cuyo plano con unas espectaculares estrías horizontales puede verse en el camino costero de Bolnuevo hacia Punta Negra. En ese mismo punto se ve también la intersección con la Falla de Las Moreras de dirección N100°E, que presenta un plano de falla exhumado con estrías horizontales muy bien conservado. No obstante, a pesar de la buena conservación de estas estrías, no hay evidencias en este punto de la actividad reciente de estas fallas, ya que no afectan a ningún depósito cuaternario, sino que éstos las recubren y fosilizan en el sector de Punta Negra – El Caraleño. No obstante es importante mencionar la existencia de importantes mineralizaciones de hierro asociadas a la falla de Las Moreras, que afectan tanto a los depósitos marinos como continentales que conforman la secuencia sedimentaria pleistocena en todo este sector. Este hecho junto con la alta temperatura (hasta 40°C) registrada en los sondeos realizados en esta zona, y que se han relacionado con la falla de Las Moreras Sur (BAENA, *et al.*, 1993), nos indican la actividad de esta falla.

Fallas también con dirección N60°E afectan al sector litoral en la zona de Isla Plana, donde son responsables de la creación de un pequeño frente montañoso a espaldas de esta localidad así como de la elevación y basculamiento de los depósitos litorales correspondientes al último Interglacial, que se registran en la costa.

Otros rasgos y anomalías de carácter neotectónico indicadores de la actividad de las fallas que con dirección N90-100°E (Sistema Moreras), son los basculamientos que registran los depósitos de glacis y abanicos aluviales del Pleistoceno medio que se desarrollan en la Cuenca del Ramonete entre la Rambla del mismo nombre y la de Pastrana. En este sector también son características las mineralizaciones que tiñen e impregnan los materiales más recientes, y que de hecho han sido objeto de explotación.

### 3.5.2. Sismicidad y Paleosismicidad

La sismicidad de la Región de Murcia se encuadra dentro de la provincia sismotectónica del SE Peninsular, la cual se extiende hasta el Maghreb en el Norte de África. Esta actividad sísmica está relacionada con el proceso de convergencia y colisión de la placa Euroasiática y Africana ya mencionada. Dentro de la provincia sismotectónica del SE peninsular la distribución espa-

cial de la sismicidad dibuja una importante alineación de dirección NE-SW que se extiende desde Almería hasta Alicante (MEZCUA y MARTÍNEZ SOLARES, 1983). Esta alineación sísmica, ya identificada por REY PASTOR (1951), puede correlacionarse con el denominado Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales, el cual constituye una zona de cizalla de escala cortical (BANDA y ANSORGE, 1980; LAROUZIERE *et al.*, 1991), donde se ha concentrado la actividad tectónica más importante de este sector de la Cordillera Bética durante el Neógeno superior y el Cuaternario (MONTENAT *et al.*, 1987, SILVA *et al.*, 1993). Por el contrario, toda la zona que abarca el denominado Arco de Águilas, se caracteriza por la baja actividad sísmica asociada que presenta. En la Hoja de Mazarrón en concreto, según el catálogo sísmico del IGN, solo se han localizado cuatro terremotos instrumentales, y todo ellos de magnitud inferior a 3,5. Dos de ellos (mb 2,4 y 3,0) en la cuenca de Ramonete, asociados a una falla del Sistema de Palomares (BAENA *et al.*, 1993), otro en la Sierra de Almenara, relacionado con el funcionamiento de la falla de igual nombre (mb 3,0) y el último en la Sierra del Algarrobo, (mb 3,4) en el extremo más oriental de la Hoja.

La peligrosidad sísmica de la Región de Murcia puede catalogarse como media-alta comparada con el resto del territorio español, de hecho ha sido objeto de análisis de zonificación sísmica a diferentes escalas. Así la Macrozonación sísmica que realiza la Norma de Construcción Sismorresistente (NCSE-02), atribuye a la zona de Mazarrón aceleraciones horizontales básicas ( $a_b$ ) entre los 0,08 y los 0,12 g. En concreto la NCSE-02 asigna al Municipio de Mazarrón un valor de 0,09 g, lo que se relaciona con intensidades  $\leq$  VI MSK. Ensayos de mesozonación sísmica como el realizado en el Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) asignan a la zona de Mazarrón una aceleración sísmica variable entre 0,12 y 0,11g, incluyendo todo el sector litoral de Mazarrón, Bolnuevo, Puerto de Mazarrón e Isla Plana, dentro de las áreas con aceleración sísmica básica superior a 0,13 g o con vibración incrementada por amplificación sísmica local

### 3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera

Los movimientos de laderas se producen sobre todo a lo largo de los frentes montañosos de falla que limitan la Cuencas de Mazarrón y Ramonete, así como de los relieves intermedios de esta última. Estas zonas son catalogadas como de peligrosidad media alcanzándose pendientes medias (de 15° a 25°), y altas (>25°) donde existen deslizamientos y desprendimientos activos, en su mayoría no cartografiados. El Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, (ITGE-CARM, 1995), cataloga tanto la Cuenca de Mazarrón como la de Ramonete y el Sector litoral del Puerto de Mazarrón – Isla Plana, como de riesgo nulo ligado a las bajas pendientes de estas zonas, mientras que considera las Sierras de Las Moreras y Lomo del Bas, como de riesgo medio y las Almenara y el Algarrobo de riesgo alto, con deslizamientos y desprendimientos activos y alta posibilidad de ocurrencia de nuevos movimientos. En estas Sierras la vegetación de tipo espartizal, matorral y pastizal no contribuye a disminuir el grado de peligrosidad. En cuanto a la peligrosidad en los principales cascos urbanos, la localidad de Mazarrón, situada entre las Sierras de las Moreras, y del Algarrobo, con pendientes medias y altas, y con litología dominante de micaesquistos y gneises

con mármoles, y rocas volcánicas, ha sido considerada con un grado medio de peligrosidad (ITGE-CARM, 1995) principalmente ligado a la caída de bloques.

Por otro lado, hay que tener también en cuenta el marcado encajamiento que presentan las ramblas, generando zonas de mayor peligrosidad por la verticalización de las paredes. Esta peligrosidad se ve aumentada por la diferencia litológica entre las arenas y margas sin cementar que conforman el sustrato neógeno y los conglomerados más o menos cementados o encostrados correspondientes a las formaciones cuaternarias superpuestas, lo que favorece el socave lateral de las ramblas durante épocas de crecida, desencadenándose desplomes y vuelcos. En concreto las Ramblas de Las Moreras, El Reventón o Baltasar en su confluencia con la primera, en la Cuenca de Mazarrón, y las de Pastrana, Villalba y Ramonete, en la cuenca de este mismo nombre, pueden llegar a presentar paredes subverticales de hasta 40m de altura coronadas por paquetes de conglomerados cementados por debajo de los cuales es común el desarrollo de surgencias que con el tiempo descalzan los conglomerados superiores.

Otro peligro añadido se relaciona con las numerosas escombreras generadas por la actividad minera en la zona de Mazarrón, donde a unas elevadas pendientes, se le suma la naturales fina y disgregable de este tipo de material, y además el carácter tóxico en muchas ocasiones, que hace difícil su estabilización con vegetación. Por estas razones, todas las escombreras deben ser consideradas como de peligrosidad potencial alta.

### 3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación

Los riesgos de inundación constituyen uno de los más graves que periódicamente afectan a la Región de Murcia, siendo las inundaciones catastróficas una amenaza constante en esta zona de la Península Ibérica.). De hecho, en la Historia del Clima de España (FONT TULLOT, 1988) y el Atlas inventario de Riesgos Naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) se documentan más de 200 episodios de avenidas, riadas, crecidas o inundaciones desde el año 1.482 DC, aunque existen referencias escritas desde el 1.258 DC. La mayoría de estas inundaciones están relacionadas con crecidas en los sistemas fluviales del río Segura y del Guadalentín, ambos con un sistema hidrológico prácticamente permanente, aunque con caudales sometidos a la lógica variación estacional o interanual característica de los ríos mediterráneos. No obstante, los sistemas de ramblas en toda la región, con un régimen episódico y torrencial, bastante irregular, constituyen un peligro potencial de mayor importancia en el análisis de la peligrosidad por inundaciones. Estos sistemas fluviales se caracterizan por una extrema irregularidad de sus regímenes, que alternan un cauce seco de manera casi permanente con súbitas y voluminosas crecidas de caudal, que suelen estar relacionadas con fenómenos de gota fría concentrados en general en los meses de Septiembre a Noviembre (CAMARASSA BELMONTE, 2002).

Son numerosas las ramblas que circulan a lo largo de las cuencas sedimentarias distribuidas en esta Hoja, con longitudes que varían entre los 10km de la Rambla de los Llorente, y los 25 Km. de la Rambla de las Moreras; siendo esta última, la que presenta un mayor registro de crecidas de carácter catastrófico.

La Rambla de las Moreras, constituye el drenaje axial de la Cuenca de Mazarrón, ya que en ella confluye todo el sistema hidrológico, muy jerarquizado, de esta cuenca, desde el Escarpe del Saladillo (auténtica cabecera torrencial de la misma) hasta el litoral en el sector de Bolnuevo

- Puerto de Mazarrón. Esta cuenca presenta un área de drenaje total de más de 250 km<sup>2</sup>, con una longitud de cauces de 1.116 Km., y un número total de curso de agua de 2.079, lo que le confiere una densidad media de drenaje (4,31 km/km<sup>2</sup>), siendo su coeficiente de torrencialidad de 6,35 (RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al.*, 1992). Todas estas características confieren un grado de peligrosidad potencial máxima a esta rambla (ITGE-CARM, 1995), a lo que hay que añadir el papel que juega el Canal de derivación del Paretón, como desagüe de las crecidas del Guadalentín, que se ven así desviadas hacia la Rambla de las Moreras. El riesgo asociado al aluvionamiento y desbordamiento de la Rambla, se ve notablemente incrementado en los últimos 700 metros de la rambla, tal y como se ha puesto en evidencia en las inundaciones más recientes asociadas a esta rambla.

La última inundación catastrófica relacionada con esta Rambla, se produjo en Septiembre de 1989 (RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al.*, 1992), después de unas fuertes lluvias torrenciales que afectaron a la casi totalidad de la Cuenca del Segura. En concreto en cuenca de la Rambla de Las Moreras cayeron más de 100 mm en una hora, lo que produjo un caudal de 1.300 m<sup>3</sup>/s, a casi 1 km aguas abajo del puente de la Carretera de Mazarrón – Águilas. Los efectos de esta crecida fueron especialmente catastróficos en el tramo final de la Rambla, ya cerca de su desembocadura, donde se desbordó y expandió invadiendo urbanizaciones y arrasando el camping de Bolnuevo, todo lo cual se sitúa en la zona cartografiada como rambla delta y depósitos fluvio-litorales.

En el resto de las ramblas que se sitúan en esta Hoja, coexisten referencias acerca de inundaciones catastróficas, aunque sus características morfológicas e hidrológicas hacen que deban considerarse igualmente como de peligrosidad potencial alta. Además hay que tener en cuenta el efecto en barrancos, donde la acción torrencial se ve incrementada por la elevada pendiente que facilita la evacuación de grandes volúmenes de agua y carga sólida. Este riesgo potencial es especialmente notable en los abanicos aluviales cuyo canal alimentador no se encuentra encajado en su totalidad, siendo mayor a partir del punto de intersección.

### 3.5.5. Procesos de erosión

Los más importantes son los ligados al desarrollo de sistemas de cárcavas en los materiales neógenos y volcánicos ya alterados, de la Cuenca de Mazarrón. De especial importancia son los que se dan en la zona más alta de cabecera del sistema de Las Moreras, parcialmente desarrollado en esta Hoja. Estos procesos se encuentran todavía inscritos en el proceso de erosión remontante que generó el propio Escarpe del Saladillo, y su eficacia es aquí mayor debido a la naturaleza más erosionable de los materiales margosos que aquí afloran. En el resto de la Hoja los procesos de erosión, al igual que los gravitatorios, se encuentran espacialmente restrin-

gidos a los afloramientos puntuales de materiales margosos o arenosos miocenos, donde no es raro el desarrollo de sistemas de "rills" o regueros. Es importante señalar que en relación con estos es común el desarrollo localizado de procesos de "piping", que pueden dar lugar a aberturas y chimeneas (*pipes*) abiertas de varios metros de diámetro. Hay que señalar que, aunque espacialmente muy restringidos, este tipo de procesos representa una mayor peligrosidad que los de formación de cárcavas, especialmente en puntos conflictivos, como puentes y caminos de servicio laterales.

### 3.5.6. Procesos ligados a la dinámica litoral

La dinámica litoral en la Hoja de Mazarrón, y fundamentalmente los procesos asociados a dicha dinámica, están ligados a tres factores: Deriva litoral, aporte sedimentario de las ramblas principales y tipología de la costa. En primer lugar la deriva litoral está condicionada por los vientos dominantes, que en este sector como en todo el levante y SE peninsular, soplan fundamentalmente del Este (Levante) y del Sudeste; al llegar a la costa, estos vientos generan un oleaje dominante de igual dirección, promoviendo una corriente de deriva litoral hacia el SW. Esta deriva litoral es la responsable, en el Puerto de Mazarrón del desarrollo del tómbolo que anexionó el Cabezo del Faro y posteriormente los sucesivos cabezos de La Reyna, El Gavilán y Castellar, favoreciendo así la generación de un lagoon protegido, posteriormente explotado como salinas.

En lo que respecta al aporte sedimentario de las ramblas principales, como ya hemos visto, el régimen hídrico de estas cuencas se caracteriza por la inactividad de los cursos fluviales, no solo durante meses, sino también en la mayoría de los casos, durante años. Este hecho trae como consecuencia la falta continuada de sedimentos, ya que éstos sólo son aportados durante crecidas extraordinarias de las ramblas. En concreto en esta Hoja, el funcionamiento de las principales ramblas, lleva diferentes procesos morfosedimentarios asociados, aunque todos ellos ligados a procesos activos de acreción. En el caso de las Ramblas de los Lorentes y de Pastrana, esta actividad se ha reflejado mediante el desarrollo de un pequeño edificio deltaico en su desembocadura. En las Ramblas de Las Moreras y Ramonete, el aporte extraordinario de sedimentos ha sido empleado en la acreción activa con relleno de las zonas más distales de las Ramblas, de manera que el edificio deltaico en sí, no forma ninguna protuberancia en la línea de costa, sino que se encuentra confinado en tierra.

Por otro lado, este aporte sedimentario a la línea costa, ha favorecido el desarrollo de extensas playas a lo largo de prácticamente toda la Hoja, únicamente interrumpidas en las zonas donde las Sierras de las Moreras o Lomo del Bas, llegan a la costa, favoreciéndose así el desarrollo de pequeñas calas relacionadas con el carácter resistente de los acantilados. En la Sierra de Las Moreras en concreto, el afloramiento de materiales neógenos condiciona la mayor o menor tendencia de retroceso de estos acantilados, siendo mayor en donde afloran materiales arenosos o margosos pliocenos, y menor en donde lo hacen los materiales conglomeráticos más antiguos.

En general se puede decir que, en cuanto a la especial incidencia de los procesos ligados a la dinámica litoral en esta Hoja, se trata de una costa semi-estable, donde los mayores retrocesos de la línea de costa están ligados a la intervención humana (DABRIO y POLO, 1989), con alteraciones de la dinámica litoral mediante la construcción de obras de ingeniería civil. El ejemplo más llamativo de esta alteración inducida se observa en todo el entorno del Puerto de Mazarrón, donde la construcción primero del puerto pesquero, provocó la pérdida y retroceso de la playa del Puerto, siendo necesaria la aplicación de obras de defensa costera para su regeneración y protección. El exceso de sedimentos provocado por los vertidos de escombros asociados a la explotación minera del Cabezo de los Aviones o del Faro a finales del s.XIX inicio del XX, provocó asimismo, el crecimiento anómalo del sector más oriental de la playa de la Isla a favor de la deriva litoral. Posteriormente la construcción del puerto deportivo en el Cabezo de la Reyna, ha vuelto a alterar la dinámica litoral redistribuyéndose las zonas de avance y retroceso de la línea de costa.

#### **4. TECTÓNICA**

En la Hoja de Mazarrón, al igual que en las Hojas adyacentes (Cope, Cartagena, etc.), aparecen macro y microestructuras características de la Zona Interna Bética. En esta Hoja se encuentra además la pila tectónica más completa del sector oriental de la Zona Interna Bética, aflorando tres unidades nevadofilábrides, de abajo arriba: Unidad del Lomo de Bas, perteneciente al Manto del Veleta; Unidad Inferior del Manto del Mulhacén y Unidad Superior de dicho manto, siendo estas dos últimas descritas para el Sector Oriental de la Zona Interna Bética por vez primera en la presente memoria; cuatro unidades alpujárrides, que de abajo arriba son las Unidades del Cantal, Peñas Blancas, Cabo Tiñoso y Ramonete, y, por último, un pequeño afloramiento en la parte superior de la pila tectónica que fue asignado por ÁLVAREZ (1987) al complejo Maláguide y que denominó junto con un afloramiento de mayor extensión areal aflorante en la adyacente hoja de Puerto Lumbreras, Unidad de Alcáibar. En relación con esta unidad hay que señalar que ÁLVAREZ op cit, incluyó en la misma dentro de la Hoja de Mazarrón varios afloramientos que nos parecen pertenecientes a la Unidad de Ramonete. Además de las unidades anteriores ÁLVAREZ (op cit.) describió una unidad más, la Unidad de Miñarros, de difícil atribución a uno u otro complejo y que nosotros la consideramos, más que una unidad, una banda de cizalla de carácter fundamentalmente milonítico, en la que pueden aparecer litologías de casi todas las unidades anteriores (excepto del Maláguide) y que representa el contacto entre los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. Así, de las 12 unidades tectónicas diferenciadas por Álvarez (dos del Complejo Maláguide, Unidades de Alcáibar y Cabo Cope; siete del Complejo Alpujárride, Unidades del Cantal, Palomas, Águilas, Ramonete, Los Llanos, Los Pájaros y Talayón; dos unidades del Complejo Nevado-Filábride, Unidad del Lomo de Bas, y los materiales nevadofilábrides de Sierra Almenara; y por último, una unidad indiferenciada, la Unidad de Miñarros; en este proyecto, tal como ya se indicó parcialmente en GARCÍA TORTOSA *et al.* (2000), tan solo se reconocen en el sector, nueve unidades, a pesar de haberse diferenciado más unidades nevadofilábrides que en trabajos previos.

Es importante señalar que, aunque en conjunto aflora en esta hoja una amplia representación de unidades pertenecientes a los tres complejos principales de la Zona Interna Bética, también se encuentran en la misma algunas de las verticales más adelgazadas de toda la Cordillera Bética, en las que faltarían gran parte de las unidades que conformarían la pila tectónica original en esta parte de la cordillera. Dicho de otro modo, los sectores correspondientes con las Hojas de Mazarrón y Cartagena, se presentan como algunos de los más adelgazados de toda la Zona Interna Bética.

#### 4.1. DISPOSICIÓN ACTUAL DE UNIDADES

En la parte más oriental de la hoja de Mazarrón, Sierra de las Moreras, aparece la Unidad de Cabo Tiñoso sobre la Unidad de Peñas Blancas, la cual a su vez se sitúa sobre materiales Nevado-Filábrides que corresponden al Manto del Mulhacén. Estos materiales nevadofilábrides asignables al manto del Mulhacén se continúan desde la Sierra del Algarrobo al este de la hoja hasta la parte más occidental de la misma, conformando la mayor parte de Sierra Almerara. Hacia el oeste de la Sierra de las Moreras, la Unidad de Peñas Blancas mantiene esa misma posición a lo largo de todo el borde sur de Sierra Almenara. A su vez, desaparece la Unidad de Cabo Tiñoso, situándose directamente sobre la Unidad de Peñas Blancas la Unidad alpujárride del Ramonete. Más al sur, ya en el borde norte del Lomo de Bas, la Unidad de Peñas Blancas desaparece y la Unidad de Ramonete se sitúa directamente sobre la materiales nevadofilábrides, pertenecientes en este caso al Manto del Veleta (Unidad del Lomo de Bas). No obstante, en algunos puntos quedan restos muy deformados de materiales que en parte pueden estar formados por restos del manto del Mulhacén junto con restos de otras unidades alpujárrides y que conforman la Banda de Cizalla de Miñarros, representada en la cartografía. A su vez, sobre la Unidad de Ramonete, aparecen restos de una unidad del complejo Maláguide, la Unidad de Alcáibar, la cual presenta afloramientos de poca extensión que se concentran sobre todo en la falda noreste del Collado de Alcáibar, en la adyacente Hoja de Puerto Lumbreras. Hay que señalar que parte de los afloramientos englobados en esta unidad por ÁLVAREZ (1987), como los de las Casas de los Urreas, pertenecen realmente a la Unidad de Ramonete.

Al sur del Lomo de Bas, ocupado por la unidad de su mismo nombre, afloran otras unidades Nevado-Filábrides, Alpujárrides y Maláguides dentro de la Hoja de Cope, de las cuales la Unidad del Cantal, formada por materiales paleozoicos similares a otras unidades alpujárrides occidentales, es compartida por ambas hojas. Esta unidad aflora mediante un contacto muy verticalizado al sur de la Unidad del Lomo de Bas. En este trabajo, la Unidad del Cantal, engloba no solo a los materiales incluidos en ella por ÁLVAREZ (1987), sino también a parte de los incluidos por dicho autor en la unidad de las Palomas, si bien, la mayoría de dichos afloramientos se sitúan ya en las Hojas de Águilas y Puerto Lumbreras, fuera de la Hoja de Mazarrón.

Es de destacar el hecho de que al norte del Lomo de Bas, en lo que serían los dominios Central y Septentrional de Álvarez (1987), las unidades alpujárrides que aparecen no conservan su

zócalo paleozoico y, sí conservan su cobertura mesozoica bastante desarrollada, mientras que por el contrario, al sur del Lomo de Bas, las unidades alpujárrides que aparecen, las del Cantal y la de Águilas, conservan bien su zócalo paleozoico, mientras que apenas se conservan sus carbonatos triásicos.

#### 4.2. RASGOS GEOMÉTRICOS MÁS IMPORTANTES DE LA ESTRUCTURA

A continuación se pretende describir de manera general la geometría de los contactos entre las unidades así como la geometría dentro de las unidades.

Los micaesquistos y mármoles del Manto del Mulhacén que se observan tanto en el sector de la Sierra del Algarrobo-Sierra de lo Alto, como en las Sierras de las Moreras y Almenara, presentan varias generaciones de pliegues de los que destacan pliegues isoclinales cuya foliación de plano axial es la foliación principal en la mayor parte de estas rocas (DE JONG 1993b, JABALOY *et al.* 1993) y que produce la transposición generalizada de superficies previas, ya fueran de estratificación, foliaciones, etc., lo que imposibilita la estimación correcta de las potencias de las diferentes sucesiones. Esta transposición se observa muy bien en los mármoles. Además, y afectando a los pliegues anteriores, se pueden reconocer dentro de la secuencia de micaesquistos y mármoles nevadofilábrides (pero fundamentalmente en los últimos) pliegues más abiertos con ejes orientados hacia el NE, de vergencias tanto al Norte como al Sur, característica ésta observada también en el Alpujárride, sobre todo en la adyacente Hoja de Cartagena.

Sobre los materiales nevadofilábrides anteriores y a lo largo de prácticamente toda la Hoja de Mazarrón, aparece el Complejo Alpujárride representado por la Unidad de Peñas Blancas, cuyo contacto con los materiales infrayacentes es de falla normal de bajo ángulo y movimiento del bloque de techo hacia el SO.

En el Alpujárride de la parte oriental de la hoja se observa que dentro de la Unidad de Cabo Tiñoso existe un pliegue falla (estructura muy frecuente en todo el sector) que llevó a autores previos (ÁLVAREZ, 1987; etc.), a diferenciar dos unidades por encima de la de Peñas Blancas, pero no se llega a perder la continuidad entre las filitas del núcleo anticlinal, lo que implica que se trata de una sola unidad plegada y fallada. Las vergencias, al igual que ocurre de forma generalizada también en todo el sector desde Ramonete hasta Cabo de Palos, son predominantemente hacia el norte, si bien, se observan vergencias hacia el sur que generan de manera local una peculiar geometría en "seta", característica sobre todo del sector oriental adyacente.

Hacia el oeste y siguiendo dentro del Alpujárride en la parte central de la Hoja de Mazarrón, la unidad de Cabo Tiñoso desaparece, de manera que sobre la unidad la unidad de Peñas Blancas aparece una nueva unidad, la de Ramonete. El contacto entre ambas Unidades alpujárrides, Peñas Blancas y Ramonete, está afectado por un sistema de desgarre que lo verticaliza. En la parte meridional de la hoja, a excepción de la falda sur del Lomo de Bas, la unidad

de Ramonete reposa directamente sobre los micaesquistos de la Unidad Nevado-Filábride del Lomo de Bas, lo que implica que han desaparecido los materiales del Manto del Mulhacén, además de, al menos, dos unidades alpujárrides, si bien, existen algunos restos muy adelgazados y milonitizados que están dentro de la Banda de Cizalla de Miñarros y que podrían corresponder a partes de las unidades que parecen faltar. Los materiales nevadofilábrides afloran en ventana tectónica en el núcleo de algunos anticlinales relacionados con la formación del Lomo de Bas. Al sur de este relieve aparece mediante un contacto muy verticalizado afectado por fallas de desgarre la Unidad alpujárride del Cantal.

Como geometría generalizada en toda la Hoja, muchos contactos aparecen verticalizados debido a la actuación de fallas de desgarre, afectando estas fallas a los contactos entre unidades y en su caso, a los contactos entre formaciones de una misma unidad tectónica.

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

#### 4.3. ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON EL APILAMIENTO DE COMPLEJOS Y UNIDADES TECTÓNICAS

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

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

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

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

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

#### 4.4. ESTRUCTURAS DE EXTENSIÓN Y ADELGAZAMIENTO. PRINCIPALES DIRECCIONES DE TRASLACIÓN

Estas estructuras están ampliamente representadas en este sector, el cual se presenta junto con la continuación del mismo hacia el este como una de las zonas más adelgazadas descritas hasta el momento en la Cordillera Bética. Gracias a la estratigrafía y sin olvidar los criterios es-

tructurales y el grado de metamorfismo, se ha podido tener un cierto control de las unidades y términos omitidos por la extensión, de manera que se ha podido cuantificar en parte o al menos cualitativamente (número de unidades) este fenómeno. Esta cuantificación habría sido muy difícil de realizar sin los datos estratigráficos, ya que, al existir intercalaciones estratigráficas de metapelitas entre carbonatos de una misma unidad y despegues extensionales asociados al contacto entre formaciones de diferente competencia, es frecuente en muchos sectores de la Zona Interna Bética encontrar descripciones más unidades de las que realmente existen, separando como de diferentes unidades formaciones que pertenecen a una misma unidad tectónica.

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

Estas estructuras extensionales aparecen en prácticamente todos los contactos entre diferentes unidades tectónicas, siendo sus principales características en la presente hoja las que se describen a continuación. Las medidas y direcciones de traslación que se dan de manera resumida, se han tomado principalmente en los contactos entre las diferentes unidades o cerca de los mismos, así como entre los diferentes complejos tectónicos.

De la parte más oriental del sector que se está tratando cabe destacar el contacto entre el Alpujárride representado por la Unidad de Peñas Blancas y el Nevado-Filábride de las Sierras del Algarrobo – Lo Alto, de tipo Mulhacén. El contacto se caracteriza por ser una zona de cizalla a la que si se le restituyen los pliegues más recientes que le afectan tiene un suave buzamiento hacia el sur. Las filitas de la Unidad de Peñas Blancas están muy adelgazadas y son prácticamente una cataclasita con abundantes estructuras de extensión, como almendras y falsas SC que indican un movimiento del bloque de techo (Alpujárride) hacia el Sur o hacia el SSO. Esta banda de cizalla afecta al Nevado-Filábride de modo que desaparece prácticamente toda la unidad superior del Manto del Mulhacén, quedando restos de mármoles y de las formaciones metapelíticas de la Unidad Superior del Manto del Mulhacén conformando boudines y almendras estructurales de diferentes escalas. En esta banda de cizalla se han encontrado tanto en uno como en otro complejo estructuras extensionales como boudines con ejes de dirección media N120°E, dirección de extensión tectónica OSO-ENE; estructuras SC en los esquistos nevadofilábrides con sentido de movimiento hacia el SSO, etc. Mientras que en las filitas se observan estructuras frágiles, dentro los esquistos se pueden reconocer estructuras dúctiles que nos indican claramente un adelgazamiento de la pila tectónica y la consecuente exhumación de materiales más profundos que se deformaron en condiciones dúctiles. Este contacto extensional entre los materiales de la Unidad de Peñas Blancas y el Nevado-Filábride se continua varios kilómetros en la falda sur de la Sierra de Almenara, omitiendo en algunas verticales gran parte del Manto del Mulhacén, si bien, hacia la Hoja de Cartagena y ya dentro de ésta llega a omitir también prácticamente todo el complejo Alpujárride. En resumen, el contacto entre el Alpujárride representado por la Unidad de Peñas Blancas y el Nevado-Filábride representado por el Manto del Mulhacén de las Sierras del Algarrobo, Almerara y Moreras, 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 Manto del Mulhacén, que indican direcciones de adelgazamiento similares a las anteriores.

Al norte del Lomo de Bas, el contacto entre la unidad con dicho nombre (Manto del Veleta) y los materiales suprayacentes viene caracterizado por una amplia zona de cizalla de varias decenas de metros de espesor, a la que ÁLVAREZ (1987), le dio entidad de unidad tectónica, pero que en nuestro caso, se considera, al igual que este mismo autor hiciera más tarde, como una importante zona de cizalla en la que se encuentran estructuras dúctiles que indican sentido de movimiento del bloque de techo hacia el norte, afectadas a su vez por estructuras frágiles-dúctiles que indican sentidos de translación similares. Teniendo en cuenta que entre las filitas de la Unidad de Ramonete, que serían los materiales que aparecen justo por encima de la zona de cizalla de Miñarros, y los micaesquistos grafitos del Manto del Veleta, que aparecen por debajo o formando parte de dicha zona de cizalla, falta todo el Manto del Mulhacén y las Unidades alpujárrides de Peñas Blancas y Cabo Tiñoso, se piensa que esta estructura es una importante zona de cizalla extensional en la que se puede reconocer el paso de condiciones dúctiles, formadas en profundidad, hasta llegar por desmantelamiento de unidades hasta condiciones más frágiles que se superponen y afectan a las anteriores.

Estructuras extensionales frágiles se observan además de en los contactos entre diferentes complejos o unidades tectónicas, en los contactos entre diferentes formaciones de una misma unidad, fundamentalmente entre los carbonatos y las metapelitas infrayacentes, formándose una banda cataclástica. Dentro del Alpujárride las metapelitas acaban presentando estas estructuras desde el techo hasta el muro, ya que llegan a unirse ambas zonas de cizalla (entre unidades y entre formaciones de una misma unidad).

Otros rasgos extensionales con movimiento hacia el este o en otras direcciones, se muestran como reajustes aparentemente de menor importancia.

#### 4.5. 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 Serravaliente 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 N70°E y N115°E, que desarrolla planos de fractura subverticales con estrías subhorizontales, almendras tectónicas y harinas de fallas muy características, que permiten ver claramente su sentido de movimiento, cuya componente principal es de desgarre dextrorso. Este juego de fracturas afecta y retoca gran parte de los contactos entre unidades descritas anteriormente, como por ejemplo entre las Unidades de Peñas Blancas y Ramonete; Norte de Sierra Almenara; Unidades Inferior y Superior del Manto del Mulhacén en el borde sur de Sierra Almenara; banda de cizalla dúctil entre el Nevado-Filábride del Manto del Veleta y el alpujárride de la Unidad de Ramonete al Norte del Lomo de Bas; formaciones micaesquistosas y cuarzoesquistosas del Manto del Veleta en la falda norte del Lomo de Bas; contacto entre la Unidad del Cantal y el Manto del Veleta en la falda sur del Lomo de Bas; etc. Su actuación está ligada a la creación de cuencas terciarias paralelas a estas fracturas. A veces desarrollan también cierta componente inversa que produce la superposición de materiales mesozoicos sobre los sedimentos terciarios.

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

Este juego de fracturas pudo evolucionar hacia un régimen compresivo-traspresivo que originaría antiformas o relieves tales como el propio Lomo de Bas o Sierra Almenara, así como suaves sinformas como la que comenzaría al norte del Lomo de Bas, de orientación E-O y que constituyen algunos de los rasgos topográficos más característicos del sector.

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

## 5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

### 5.1. ROCAS VOLCÁNICAS

#### 5.1.1. Antecedentes

En la Hoja aparecen dos grandes grupos de rocas volcánicas neógenas. La mayor parte de ellas corresponde a rocas dacíticas y andesíticas calcoalcalinas potásicas caracterizadas por la abundancia en enclaves de tipo restítico, cuyas características petrológicas y composicionales indican que proceden fundamentalmente de la fusión parcial de rocas metasedimentarias (e.g. MUNKSGAARD, 1984; CESARE y GÓMEZ-PUGNAIRE, 2001). Así, BELLÓN *et al.* (1983)

las incluyen dentro de un grupo de lavas “anatécticas” o “groupe de Mazarrón”, de las que el ejemplo más destacado corresponde al Hoyazo de Níjar en Almería (e.g. ZECK, 1970, 1992, CESARE *et al.*, 1997).



**Figura 5.1.** Vista del Cabezo de San Cristóbal tomada desde la zona de Cabezo Redondo (650700, 4165000)

Por otro lado, en la zona aparecen algunos ejemplos significativos de rocas de afinidad lamproítica (rocas ultrapotásicas), rocas de derivación mantélica pero con aspectos petrológicos que indican efectos de contaminación o mezcla con magmas corticales (dacíticos) (e.g. LA-ROUZIÈRE *et al.* 1983; VENTURELLI *et al.*, 1991). Dada esta evidencia, es preferible referirse a ella como rocas de afinidad lamproítica mejor que como auténticas lamproítas (VENTURELLI *et al.* 1984; VENTURELLI *et al.*, 1994).

Estos tipos de rocas han sido estudiados en numerosos trabajos previos. Destacan los de CORBELLA (1969), RODRÍGUEZ BADIOLA (1973), LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980), MOLÍN (1980), LAROUZIÈRE (1985), BELLÓN *et al.* (1983), LAROUZIERE *et al.* (1990), LÓPEZ RUIZ y WASSERMANN (1991), VENTURELLI *et al.* (1991), CESARE *et al.* (2003), TURNER *et al.* (1999) y BENITO *et al.* (1999).

## 5.1.2. Rocas Dacíticas Potásicas

### 5.1.2.1. Afloramientos y facies volcánicas

La mayor parte de los afloramientos de rocas volcánicas en la cuenca de Mazarrón están situados siguiendo la directriz de los accidentes tectónicos que constituyen los bordes Oeste (Sierra Almenara), Sur (falla de la Sierra de las Moreras) y Este (Sierra de Lo Alto) de la cuenca de Mazarrón. Al Oeste de la Sierra de las Moreras aparecen también con bastante potencia en la pequeña cuenca de Morata. También aparecen rocas volcánicas entre las secuencias sedimentarias que aparecen entre Mazarrón y el Puerto.

Los aparatos volcánicos más comunes corresponden a un número grande de edificios monogenéticos de tipo domo, que constituyen los puntos de emisión de productos volcánicos. La posición de estos puntos de emisión reconocidos refleja claramente la relación con los accidentes tectónicos. (Fig. 5.1)

Suelen ser casi circulares y de pequeño tamaño por lo general (100-200 m), aunque algunos alcanzan tamaños más importantes (e.g. Atalaya, Gañuelas). Los domos suelen mostrar un diaclasados prismáticos, foliaciones y disyunciones de flujo. Además, son frecuentes las alteraciones a materiales arcilloso-arenosos que obliteran la textura original, así como alteraciones hidrotermales que dan lugar a mineralizaciones de interés económico (e.g. Cabezo de San Cristóbal, Pedreras Viejas, Coto Fortuna). En estos casos probablemente se trate de criptodomos intruidos en una cobertura sedimentaria (LAROUZIÈRE, 1985). Otros domos aparecen claramente intruidos en los sedimentos marinos de edad Tortoniana (domos submarinos).

Asociados a los edificios tipo domo con lavas masivas columnares se distinguen otras facies volcánicas. Alrededor de los restos masivos de domos aparecen brechas autoclásticas (Fig.5.2), heterométricas y desorganizadas, producto de la autofracturación de la lava durante el crecimiento del domo. Estas brechas de domo constituyen la mayoría de los afloramientos. Otros tipos de brechas, difíciles de distinguir de las anteriores, forman niveles estratificados entre sedimentos marinos. Carecen de estructuración interna y están compuestas por clastos muy heterométricos y sin granclasificación, e incorporan a veces clastos margosos plásticos. Aparentemente constituyen depósitos de flujos volcanoclasticos masivos, producidos por deslizamiento gravitacional sineruptivo de rocas volcánicas en el fondo marino, así como niveles de materiales volcánicos retrabajados por los procesos sedimentarios.



**Figura 5.2.** Lavas masivas columnares rodeadas de una brecha autoclástica. Cuerpo de la Atalaya (639800, 4164150)

En posiciones más distales estos flujos masivos de brechas volcánicas pasan a niveles de *cineritas*, de granos finos y muy alterados, y a productos arcillosos, que son especialmente abundantes entre los sedimentos margosos que afloran alrededor de Sierra Almenara (e.g. Rambla del Puntarrón).

Otra facies está constituida por *brechas piroclásticas*, asociadas a procesos eruptivos de mayor explosividad. Estas brechas están formadas por cantos heterométricos y bastante soldados, de un material de aspecto pumíceo o muy vesicular, y dispersos en una matriz fina y compactada, muy alterable a productos arcillosos. Entre los clastos aparecen también fragmentos líticos producidos por la destrucción parcial de domos previos por procesos eruptivos. Estas brechas sería resultado de etapas eruptivas explosivas discretas, de tipo vulcaniano, durante el proceso de la construcción de los domos (LAROUZIÈRE, 1985).

En la cuenca de Hinojar (NW de Sierra Almenara) las rocas volcánicas forman el Cerro Galindo, donde constituyen varios aparatos volcánicos (domos y brechas de domo, con algunos niveles cineríticos), incluidos en las secuencias sedimentarias del Tortoniano superior. Las rocas son similares a las dacitas biotíticas con cordierita de la cuenca de Mazarrón.

Diques y domos afectan a materiales del sustrato metamórfico en la Sierra de lo Alto, en la zona de las Ramblas de los Rincones y de la Perdiz (NE de Mazarrón), y también en la parte occidental de la Sierra de las Moreras (CORBELLÁ, 1969; MOLÍN, 1980; LA-ROUZIÈRE, 1985), donde están orientados en direcciones N-S, N90-110 y N130-140. Algunos de estos diques están próximos a las áreas mineralizadas de la zona de Coto Fortuna y presentan así mismo alteraciones importantes e incluso indicios sulfurados. (Fig.5.3).



**Figura 5.3.** Dique de rocas volcánicas dacíticas que corta los esquistos negros del basamento Nevado-Filábride al S de Coto Fortuna (640315, 4162000)

Pequeños diques aparecen cortando a esquistos paleozoicos en la zona del Lomo de Bas, también asociados a mineralizaciones filonianas hidrotermales con Au, Ag y Sn (Castroviejo *et al.*, 1991).

#### 5.1.2.2. *Edades*

La datación de las dacitas biotíticas es problemática debido a la abundancia en enclaves resitíticos y cordierita, que suelen contener cantidades altas de argón en exceso. BELLÓN *et al.* (1983) proponen edades para este grupo de rocas en el rango 6.6 y 8.3 Ma, por comparación con los valores obtenidos en rocas semejantes en las zonas de Vera (Almería) y La Unión. TURNER *et al.* (1999) obtuvieron valores de 8.8-8.9 Ma, ligeramente más modernos, en concentrados de biotita mediante técnicas Ar-Ar. CESARE *et al.* (2003) han encontrado edades de

9.13 Ma (U/Pb en monacitas mediante SHRIMP) para la generación de los magmas, y 9.06 Ma para la cristalización de circones en el magma. En todo caso, estos valores son concordantes con la posición bioestratigráfica de las rocas volcánicas, que aparecen claramente interestratificadas con sedimentos marinos con fauna del Tortoniano superior (BELLÓN *et al.*, 1983; LAROUZIÉRE, 1985).

#### 5.1.2.3. *Descripción Petrográfica*

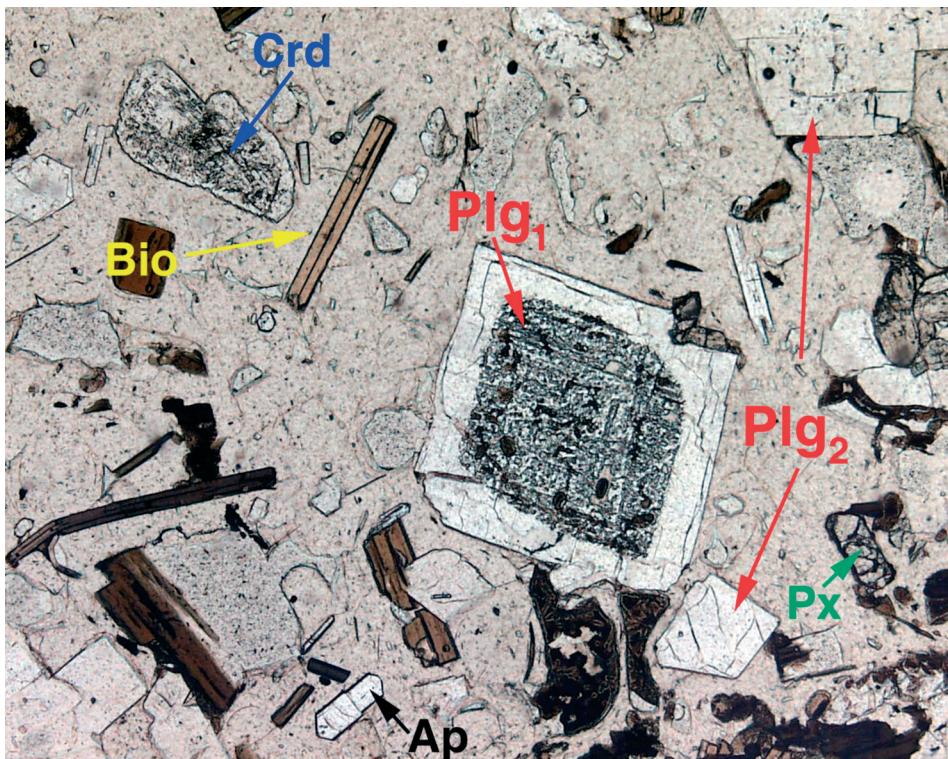
Se distinguen dos grupos litológicos: 1) dacitas y riodacitas biotíticas con cordierita (la litología más abundante), y 2) algunos cuerpos de andesitas-dacitas piroxénicas con biotita.

##### 1) *Dacitas y riodacitas biotíticas con cordierita*

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

Las rocas son porfídicas, con abundante porcentaje (< 35%) de matriz vítreo, comúnmente perlítica, con escasos microlitos de plagioclasa dispersos con disposición fluidal. Los fenocristales tienen tamaños seriados desde algunos milímetros hasta microlitos menores de 1 micra.

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



**Figura 5.4.** Fenocristal de plagioclasa con el núcleo rico en inclusiones de vidrio ( $\text{Plg}_1$ ) coexistiendo con otros sin inclusiones ( $\text{Plg}_2$ ). Biotita (Bio), cordierita (Crd) y piroxeno (Px) forman también fenocristales. Los microfenocristales de apatito (Ap) son bastante frecuentes

La *plagioclasa* aparece como fenocristales ( $<3-5$  mm) y como microlitos. Es el fenocristal más abundante (20-25%) y se encuentra con una variedad de texturas: cristales euhédricos o subhédricos maclados y fuertemente zonados, con patrones complejos de zonación oscilatoria y zonas de reabsorción. Muchos de ellos contienen zonas ricas en inclusiones de vidrio (plagioclásas cribosas, Fig. 5.4, y esponjosas). También aparece como cristales de contornos ovoides, zonados, y con inclusiones de biotita y minerales fibrosos, aparentemente de ori-gen restítico.

La *biotita* (5-15%) forma grandes placas de hábitos subhédricos (0,2 - 3 mm) de color marrón intenso, con evidentes signos de reabsorción en sus bordes. Contienen inclusiones de ilmenita, apatito y círcón. La *flogopita* suele estar presente, pero es poco abundante. Tiene menor tamaño que la biotita, hábitos euhédricos o subhédri-cos muy tabulares y, raramente, presenta inclusiones. A veces muestra una zonación hacia bordes oscuros, más ricos en hierro. En otros casos muestran una textura muy cribosa, con engolfamientos e inclusiones de vidrio

que ocupan el núcleo o incluso la mayor parte de los cristales. En algunos puntos, biotita y flogopita son extremadamente abundantes, llegando al 20 % de la roca.

La *cordierita* es un fenocristal bastante común, y en algunas muestras muy abundante. Se presenta como cristales euhédricos prismáticos, pleocroicos y con zonación sectorial, que pueden alcanzar hasta 1-2 cm. La mayoría de las veces contienen inclusiones aciculares de fibrolita, y también inclusiones de biotita, plagioclasa, grafito o ilmenita. Los *xenocristales* son anhédricos, y más ricos en inclusiones de sillimanita acicular y grafito; suelen presentar además una corona de reacción rica en plagioclasa, biotita, espinela, opacos y vidrio.

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

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

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

Enclaves gneíssicos, compuestos por asociaciones variadas de plagioclasa, cuarzo, sillimanita, granate, espinela, cordierita, apatito, circón, y a veces sanidina.

Cordierititas, compuestas por cordierita, cuarzo, biotita, apatito, circón, grafito, ilmenita y vidrio incoloro.

Escasos enclaves dioríticos, compuestos por plagioclasa, ortopiroxeno o biotita, y minerales opacos, con texturas granudas. A veces hay algo de cuarzo. En algún caso se trata de gabros compuestos por plagioclasa, clinopiroxeno y/o hornblenda, con un poco de biotita.

Enclaves microgranulares, de grano muy fino y composición máfica, compuestos por plagioclasa, biotita y/o piroxeno, y vidrio.

## 2) *Andesitas-dacitas piroxénicas-biotíticas*

Los mejores afloramientos se encuentran en la zona de las Hermanillas, al N de Mazarrón. Son rocas de textura porfídica, poco vesicular, con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno, poca biotita en una matriz microlítica seriada, compuesta por plagioclasa y vidrio incoloro o marrón, a veces con tendencias fluidales.

Los fenocristales de *plagioclasa*, presentan tamaño seriado hasta la matriz, y están fuertemente zonados, con contornos subhédricos. Son abundantes las plagioclásas cribosas y los xenocrista-

les restíticos anhédricos. El *ortopiroxeno* (iperstena) forma cristales euhédricos y llegan a tener más de 1 mm, e incluso ocasionalmente grandes prismas de 1 cm. La *biotita* es mucho menos abundante y está parcialmente reabsorbida. La *cordierita* es escasa y presenta generalmente bordes de reacción. Círcón, apatito y minerales opacos (ilmenita, grafito) son fases comunes.

Los enclaves de tipo restítico son abundantes, semejantes a los descritos en las dacitas biotíticas con cordierita. Se encuentran también algunos enclaves microgranulares, es decir, inclusiones formadas por intercrecimientos de plagioclasa y piroxeno o hornblenda de grano muy fino, con vidrio intergranular, y que se interpretan como pequeñas bolsadas de magmas maficos inyectados en el magma dacítico.

Se han encontrado escasos cristales de cuarzo y de hornblenda, probablemente restos de enclaves disgregados.

#### *Fenómenos hidrotermales y mineralizaciones.*

La zona, especialmente el extremo sur de la cuenca de Mazarrón (norte de la Sierra de las Moreras), está afectada por procesos hidrotermales intensos, que afectan y transforman la mineralogía original de las rocas volcánicas y ha causado la formación de importantes yacimientos de minerales metálicos. La zona más importante es la de Cabezo de San Cristóbal y Cabezo de los Perules, al oeste de Mazarrón, y de características parecidas son las zonas mineralizadas de Pedreras Viejas y Coto Fortuna.

Según LAROUZIÈRE (1985), estas zonas mineralizadas corresponden a criptodomos intruidos en los sedimentos tortonienses y, parcialmente, encajados en rocas del basamento. Las zonas próximas a estos domos muestran una zonación de alteraciones hidrotermales con formación de alunitización, caolinitización, silicificación, carbonatación, propilitiazación y cloritización, y formación de siderita, y sulfatos (baritina, yeso, celestina). En algunas posiciones muy distales abundan las impregnaciones de óxidos de Mn-Fe.

Las mineralizaciones corresponden a sistemas de filones o stockworks que llegan a alcanzar 650 m de profundidad (generalmente menos de 400 m) en el Cabezo de San Cristóbal, e impregnaciones silíceas en Coto Fortuna. Los filones contienen paragénesis de galena, pirita, escalerita, calcopirita y sulfatos, y probablemente algo de estaño y cinabrio. Los efectos hidrotermales y mineralizaciones han afectado también a las rocas del basamento y a los sedimentos neógenos (LAROUZIÈRE, 1985). Al SW de la Sierra de las Moreras (Lomo de Bas) se han descrito también mineralizaciones filonianas asociadas también a diques dacíticos alterados, que contienen sulfuros junto Au-Ag y Sn (CASTROVIEJO *et al.*, 1991).

#### 5.1.2.4. Composición

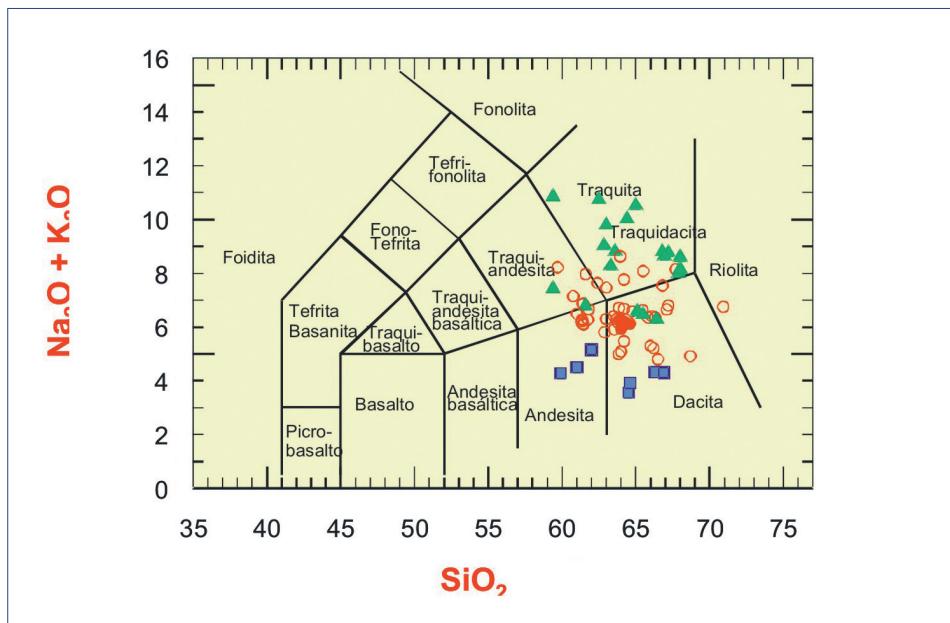
La Tabla 5.1 muestra los nuevos análisis realizados para esta descripción sobre dacitas biotíticas con cordierita pertenecientes a este grupo (círculos rojos llenos en las figuras)

ELEMENTOS MAYORES (XRF)				
(% peso)	CB	LV	MAZ-04	MAZ-12
SiO <sub>2</sub>	64.18	64.58	64.00	63.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.78	15.86	16.01	15.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.67	4.68	4.92	4.68
MnO	0.05	0.07	0.08	0.07
MgO	2.31	2.03	2.34	2.21
CaO	2.77	2.41	2.86	2.44
Na <sub>2</sub> O	1.76	2.13	2.05	1.97
K <sub>2</sub> O	4.45	3.99	3.89	4.31
TiO <sub>2</sub>	0.62	0.60	0.59	0.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.34	0.35	0.33
Zr	264.4	249.0	220.2	237.1
PC	1.72	3.35	2.63	2.94
SUMA	98.69	100.04	99.72	99.40

ELEMENTOS TRAZA (ICPMS + XRF)									
(ppm)	CB	LV	MAZ-04	MAZ-12	(ppm)	CB	LV	MAZ-04	MAZ-12
Li	43.54	29.39	32.88	22.67	Sn	5.76	5.98	5.66	5.44
Rb	206.81	232.62	206.57	216.43	Tl	2.32	2.45	1.94	2.27
Cs	38.36	54.14	39.19	45.87	Pb	66.54	64.73	59.13	58.63
Be	5.01	5.07	4.49	5.16	U	13.07	15.39	13.58	14.08
Sr	514.30	473.16	392.65	471.00	Th	43.75	46.85	37.80	41.24
Ba	1079.80	1007.01	957.51	1016.57	La	49.75	50.25	46.68	46.87
Sc	14.52	13.03	15.31	14.09	Ce	106.57	106.32	98.98	99.71
V	92.06	85.64	96.55	88.24	Pr	12.55	12.44	11.30	11.73
Cr	98.08	90.69	103.74	103.96	Nd	48.88	49.80	44.54	45.53
Co	11.91	10.56	11.27	11.02	Sm	10.19	10.37	9.09	9.37
Ni	30.54	24.44	25.56	26.11	Eu	2.17	2.15	1.84	2.13
Cu	28.84	14.83	25.16	18.32	Gd	7.03	7.05	6.38	6.53
Zn	58.56	55.19	53.92	54.02	Tb	0.95	0.92	0.95	0.86
Ga	21.08	21.28	21.20	21.60	Dy	4.85	4.57	4.93	4.32
Y	23.29	22.45	23.32	22.26	Ho	0.83	0.78	0.91	0.80
Nb	22.76	21.83	19.48	20.98	Er	2.11	2.08	2.24	2.05
Ta	1.96	1.84	1.77	1.79	Tm	0.33	0.30	0.32	0.30
Zr	45.11	52.47	29.93	56.27	Yb	1.94	1.79	1.90	1.84
Hf	1.61	1.86	1.29	1.98	Lu	0.27	0.24	0.27	0.25
Mo	0.67	0.89	1.22	0.80					

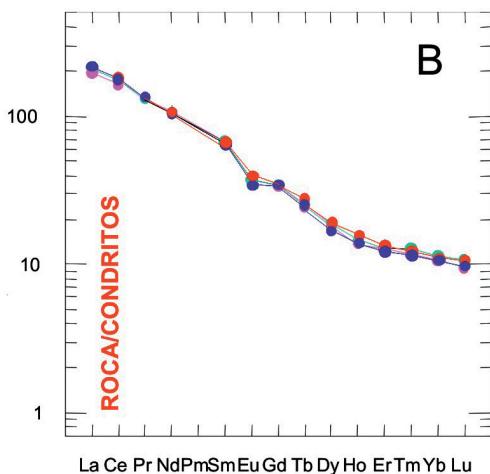
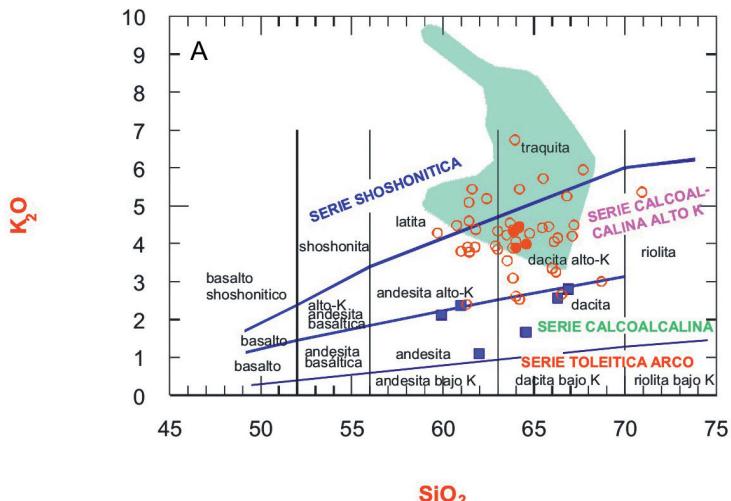
**Tabla 5.1.** Composición química de algunas rocas volcánicas dacíticas del área de Mazarrón

En las figuras 5.5 y 5.6 se han incluido además datos procedentes de LAROUZIÉRE (1985), MOLÍN (1980), LÓPEZ RUÍZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980), VENTURELLI *et al.* (1991), BENITO *et al.* (1999) y TURNER *et al.* (1999). Los datos muestran bastante dispersión. En el diagrama TAS (Le BAS *et al.*, 1986) las rocas biotíticas con cordierita y sanidina (círculos vacíos) se clasifican como dacitas o traquidacitas, algunas latitas, y en una muestra como riolita. Las rocas piroxénicas con biotita se clasifican como dacitas y andesitas (cuadrados azules), con menor contenido en  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  que las anteriores.



**Figura 5.5.** Posición de muestras analizadas y procedentes de la literatura en el diagrama TAS (Le BAS *et al.*, 1986). Explicación de los símbolos en el texto

En la clasificación de rocas volcánicas orogénicas (modificado de PECCERILLO y TAYLOR, 1976) (Fig. 5.6A) las dacitas biotíticas se sitúan en la serie calcoalcalina rica en  $\text{K}_2\text{O}$  o incluso shoshonítica (círculos rojos), mientras que las rocas piroxénicas pertenecen a una serie calcoalcalina de medio a alto  $\text{K}_2\text{O}$  (cuadrados azules). Las rocas muestran altos contenidos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , que se reflejan en la aparición de hasta un 10% de corindón en la norma CIPW. Los valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  son bajos, mientras que los de  $\text{K}_2\text{O}$  son muy variables.  $\text{CaO}$  y  $\text{FeO}$  son más bajos que los de otras rocas calcoalcalinas como las de Cabo de Gata.



**Figura 5.6. A)** Situación en la clasificación (modificada) de PECCERILLO y TAYLOR (1976) de las rocas calcoalcalinas de Mazarrón. El campo en color verde muestra la variación composicional de las rocas de afinidad lamproítica. **B)** Patrones de Tierra Raras de las dacitas analizadas. Obsérvese la fuerte similitud química de todas las muestras

Las rocas tienen contenidos altos en elementos incompatibles (Li, Rb, Th), y bajos valores de Nb, Ta, Ti, Sr y P. Los patrones de REE (Fig. 5. 6B) de las dacitas biotíticas muestran Tierras Raras Ligera muy fraccionadas y enriquecidas, valores menos variables para las Tierras Raras Pesadas, y anomalía negativa de Eu. Este patrón es similar al de las rocas metapelíticas próximas (datos inéditos) y, en general, al de las rocas pelíticas comunes.

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

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

### 5.1.3. Rocas de afinidad lamproítica

Estas rocas han sido descritas principalmente por CORBELLÁ (1969), LAROUZIÈRE (1985), LAROUZIÈRE y BORDET (1983), y VENTURELLI *et al.* (1991). Afloran en dos áreas:

Por un lado, en las proximidades del Caserío de Fuente de la Meca, formado un pequeño afloramiento rodeado de dacitas biotíticas con cordierita. Fig. 5.7



**Figura 5.7.** Cuerpo de lamproítas de Fuente de la Meca

Al NE de Mazarrón, formando varios cuerpos diferenciados, que cortan a las rocas del basamento metamórfico, sedimentos neógenos y rocas volcánicas dacíticas, en las zonas del Cabezo Redondo y Collado de la Oliva.

Volcánicamente se trata de materiales extrusivos, fundamentalmente diques y pequeños domos, con zonas masivas foliadas asociadas a brechas auto-clásticas. Algunas zonas presentan esquemas de brechificación más complejos (posiblemente diatremas, LAROUZIÈRE, 1985). En otros puntos aparecen como coladas de lava de corto recorrido.

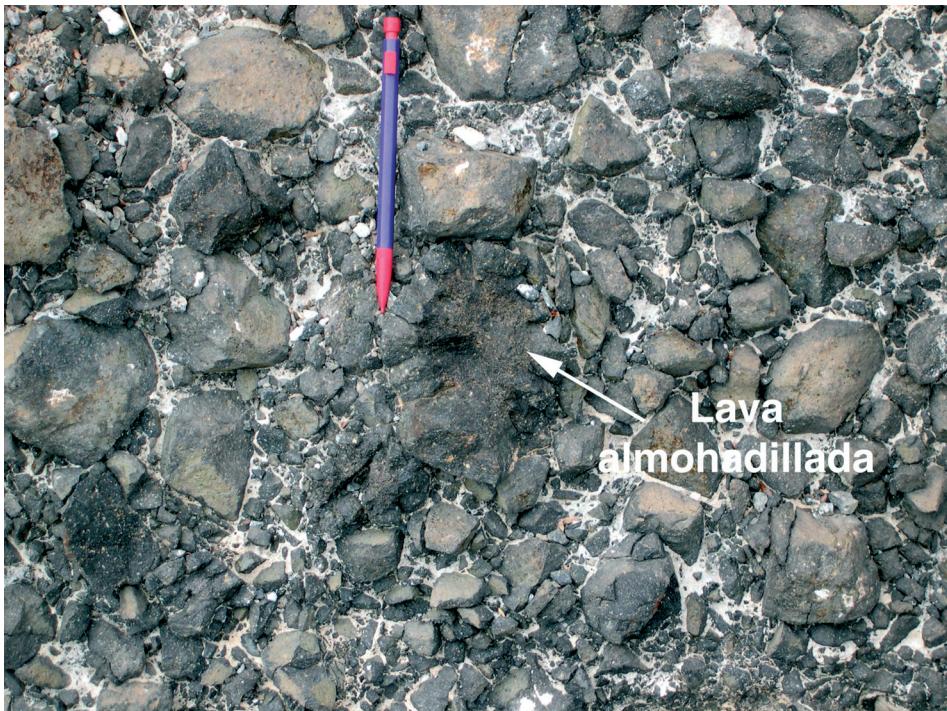


Figura 5. 8. Brecha de lamproitas oscuras brechificadas de la Rambla de los Morenos

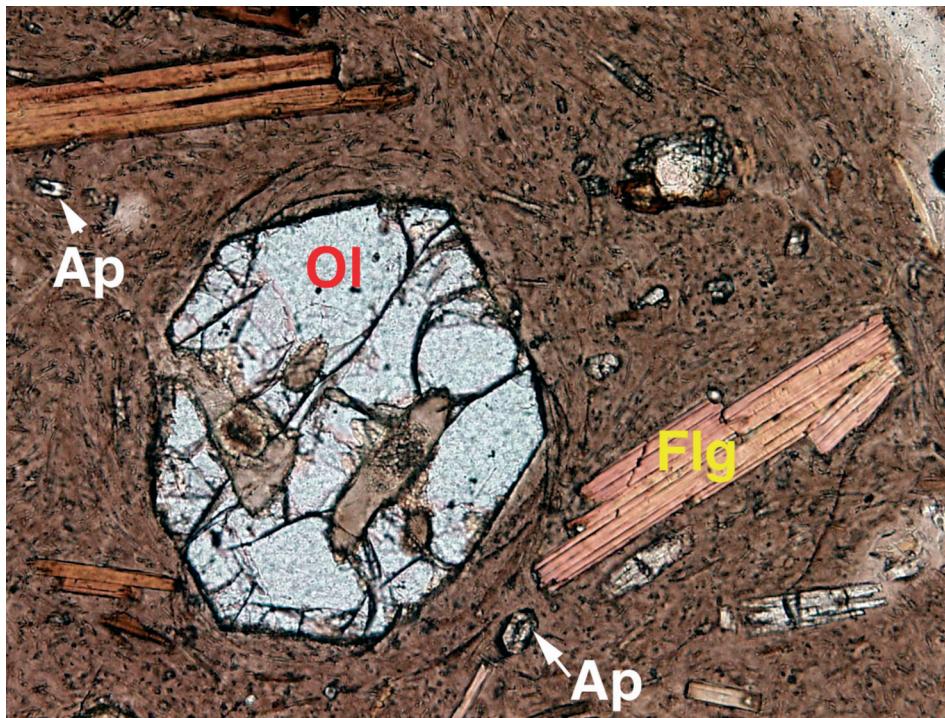
Recientemente, DUGGEN et al. (2005, in press) han determinado una edad de 8.17 Ma para las rocas del NE de Mazarrón (Cabezo Redondo?).

Se diferencian dos tipos petrológicos: por un lado rocas oscuras de aspecto lamproítico, generalmente brechificadas, y por otro rocas foliadas y bandeadas, donde alternan capas rojas que pasan gradualmente a capas grisáceas, con aspecto muy fluidal (en algunos puntos incorporando zonas brechificadas con clastos de lamproitas oscuras).

#### A.- *Brechas de rocas lamproíticas oscuras*

Son rocas vitrofídicas muy oscuras, de color negro brillante en superficie fresca (Fig. 5.8), compuestas por un alta proporción de vidrio marrón, con micro-fenocristales (< 15%) de flogopita, diópsido, olivino, y apatito. Contienen además un cortejo muy irregular de xenocristales de plagioclasa, cuarzo, cordierita y biotita, probablemente como resultado de la hibridización de magmas lamproíticos con magmas dacíticos-biotíticos como los descritos anteriormente (VENTURELLI et al., 1991).

La flogopita es la fase más abundante, es muy pleocroica y forma pequeños cristales automorfos, como microfenocristal o como microlitos en la matriz. Los cristales subhédricos de *biotita* son mucho menos abundantes, muchas veces formando cristales con borde de reabsorción ricos en inclusiones de vidrio, y bordes zonados a flogopita (biotita esponjosa). El olivino (<8%) es muy rico en forsterita, euhédrico o subhédrico, y a veces se asocia a placas de flogopita orientadas fluidalmente. Se reconocen dos tipos de olivinos: por un lado cristales automorfos, escasamente engolfados, y en ocasiones con núcleos huecos (cristales esqueléticos), y por otro, cristales mayores de olivino, frecuentemente alterado, y con contornos anhédricos con bordes aserrados (olivinos en "diente de perro"). El *clinopiroxeno* (diópsido) (3-10%), es bastante abundante en algunos puntos y aparece como pequeños prismas euhédricos, dispersos en la matriz. Los contenidos en *clinopiroxeno* y olivino son muy variables. El primero predomina en las rocas del Cabezo Redondo (zona de los Morenos), mientras que el olivino es más abundante en las rocas de Fuente de la Meca. El aspecto de la matriz es variable, desde facies muy ricas en vidrio marrón a incoloro, pobre en microlitos de flogopita, a otras facies más vacuolares, muy ricas en microlitos de flogopita ordenados fluidalmente, con escaso vidrio recristalizado (esferulítico o criptocristalino).



**Figura 5.9.** Fenocristales de olivino (Ol) y flogopita (Flg) en un clasto de lamproita brechificada. Obsérvense los típicos cristales de apatito huecos (Ap) de estas rocas



**Figura 5.10.** Roca de composición lamproítica bandeada. Los Morenos

En estas muestras se encuentran cantidades pequeñas pero significativas de los minerales comunes en las dacitas biotíticas de la cuenca de Mazarrón. Así, se aprecia una proporción importante de xenocrstales de cuarzo, plagioclasa, sanidina, cordierita, claramente corroídos. Se han encontrado también escasos xenolitos restíticos de composición gneísica. Estos minerales son más abundantes en las rocas de Fuente de la Meca (W Mazarrón) y Cabezo Redondo (NE Mazarrón), y más escasos en la zona del Collado de la Oliva.

#### *B.- Rocas vítreofídicas bandeadas*

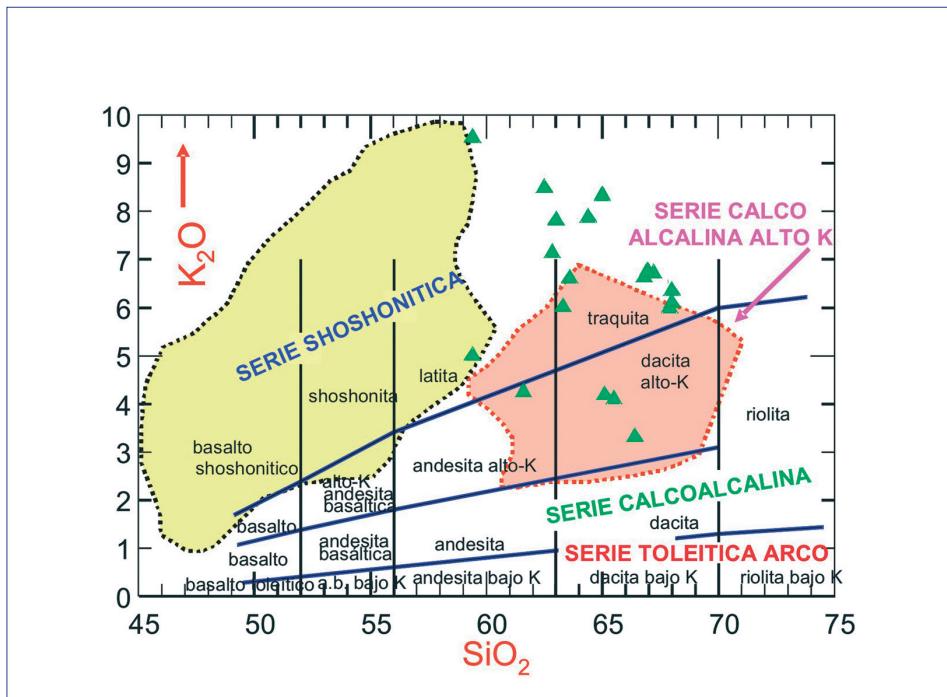
Son rocas afaníticas muy ricas en vidrio pero por lo general desvitrificadas y alteradas por oxidación. Se caracterizan por un aspecto fluidal muy bandedo, con alternancias de capas grisáceas claras con capas rojizas muy oxidadas. Las rocas a veces presentan disposiciones contorneadas, o bien estructuras brechoides. En algunos puntos esta facies incluye clastos de lamproítas vítreas oscuras rodeados por vidrio rojizo.

La roca contiene vidrio fluidal, desestabilizado, con escasos (< 5-10%) microlitos tabulares de flogopita, y algo de biotita, parcial o totalmente transformados a óxidos de hierro, pseudomorfos de olivino o piroxeno totalmente alterados a óxidos, y pequeños cristales ovoides de

cuarzo, inmersos en una matriz vítrea fluidal con recristalización microesferulítica. Las rocas son en ocasiones muy vesiculares, casi pumíceas. Los xenolitos restíticos son escasos pero están presentes.

#### 5.1.3.1. Composición

Datos analíticos para este grupo de rocas se pueden encontrar en los trabajos de CORBELLÁ (1969), LAROUZIÈRE (1985), LAROUZIÈRE *et al.* (1983) y VENTURELLI *et al.* (1991). Los datos de rocas cuya descripción coincide con las de este grupo muestran variaciones bastante dispersas, probablemente resultado de la disparidad de métodos analíticos empleados. LAROUZIÈRE (1985) las describe como "lamproitas", mientras que VENTURELLI *et al.* (1991) las denomina "latitas traquíticas".



**Figura 5.11.** Situación de las rocas de afinidad lamproítica (triángulos) de Mazarrón en la clasificación de PECCERILLO y TAYLOR (1976). La composición de las dacitas biotíticas está marcado en marrón. Las rocas se sitúan entre las dacitas y el área amarilla que representa la composición de las lamproítas típicas (peralcalinas) del SE peninsular

En la clasificación TAS (Fig. 5.11- triángulos verdes) los análisis se sitúan en el campo de las traquidacitas (>20% cuarzo) y traquitas (<20% cuarzo). Los contenidos en cuarzo en la nor-

ma CIPW varían del 6 al 30%. Las rocas tienen contenidos en  $\text{SiO}_2$  (59-64%) comparables a los de las dacitas calcoalcalinas potásicas, pero inferiores a los de las lamproítas peralcalinas del SE de España (Fig. 5.11), reflejando la abundancia de xenocristales restíticos. Estos enclaves explican también contenidos de hasta un 5% de corindón en la norma CIPW en algunos análisis. Los valores de  $\text{K}_2\text{O}$  son superiores a los de las dacitas, y comparables a los de las lamproítas. El Mg ( $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ ) presenta valores (33-78%) iguales o superiores a los de las dacitas, pero inferiores a los de las lamproítas típicas (70-88%). Otros parámetros geoquímicos sitúan a estas rocas también en posición intermedia entre las lamproítas y las dacitas calcoalcalinas, como valores altos de  $\text{MgO}$  (1-6%),  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ . El  $\text{CaO}$  es más bajo que en las dacitas y en las lamproítas. Los altos contenidos en Cr, Ni, Zr, Th las relacionan claramente a las lamproítas típicas (VENTURELLI *et al.*, 1991).

El conjunto de datos mineralógicos y geoquímicos, así como la presencia de material "restítico" indican que este grupo de rocas resulta de la interacción (mezcla o hibridación) entre magmas procedentes de fusión cortical (dacitas calcoalcalinas) y magmas ultrapotásicos de origen mantélico (VENTURELLI *et al.*, 1991).

#### 5.1.4. Enclaves de rocas metamórficas en las lavas

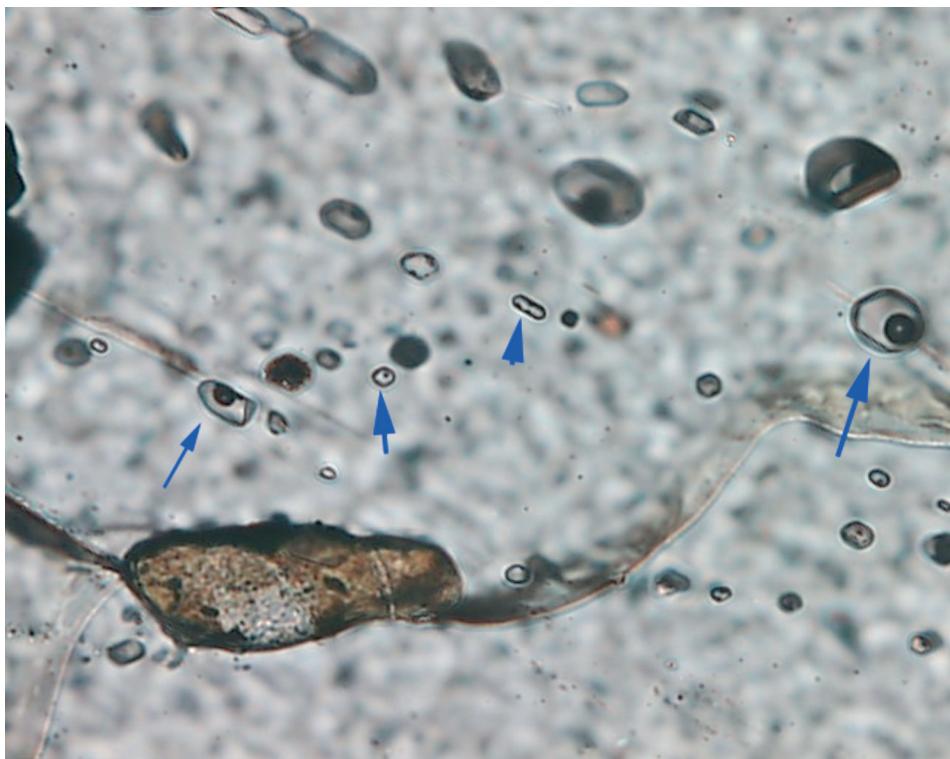
Los fragmentos de rocas metamórficas presentan unas características comunes en todos los afloramientos de rocas dacíticas y andesíticas. Son también semejantes a los que aparecen en otras rocas calcoalcalinas ricas en K de la Provincia Neógena Volcánica del SE de España, como son: (1) en el Hoyazo de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

- a) Son fragmentos de rocas de alto grado de metamorfismo (facies de las granulitas) con bordes bien definidos (Fig. 5.12) y que no muestran síntomas de reacción con las lavas que los engloban.
- b) Son muy ricos en grafito, éste se encuentra incluido en la mayor parte de los minerales, sobre todo en la plagioclasa y la biotita. El grafito junto con la fibrolita, definen la foliación interna relicta del protolito.



**Figura 5.12.** Enclave de 15 cm de longitud con contactos netos con la lava que lo engloba (Zona de Coto Fortuna)

- c) Salvo en muy raros ejemplares, no existe cuarzo en ninguno de los tipos diferenciados. El empobrecimiento en sílice va acompañado de un fuerte enriquecimiento en alúmina y hierro con respecto a las metapelitas normales (ZECK, 1968, CESARE *et al.*, 1997, BENITO *et al.*, 1999). Esto sugiere una extracción de sílice por procesos de fusión parcial.
- d) La deformación, muy intensa en algunos enclaves, se produjo durante la fusión parcial y las superficies de foliación sirvieron vías de extracción del fundido (CESARE *et al.*, 1997, CESARE y GÓMEZ PUGNAIRE, 2001).



**Figura 5. 13.** Inclusiones de vidrio fresco mostrando la típica bola de retracción en un cristal de plagioclasa (150µm la mayor de ellas)

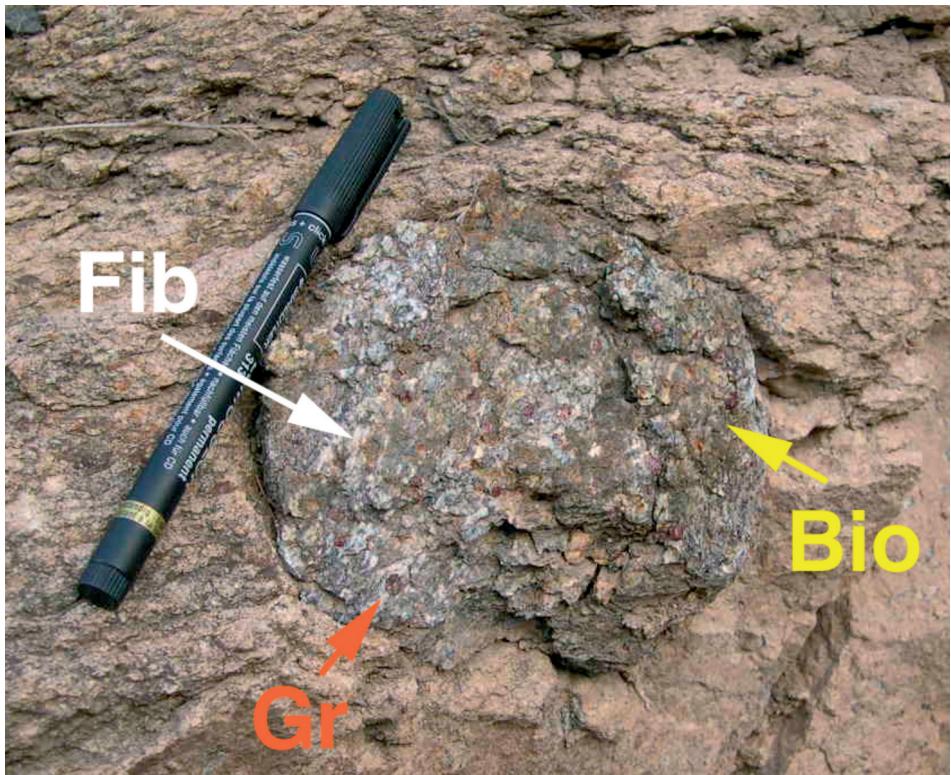
e) En todos los fragmentos se encuentra vidrio volcánico formando bandas más o menos continuas paralelas a la foliación o como inclusiones muy pequeñas y frescas (entre 50 y 200m) dentro de todos los minerales, incluidos los accesorios, como círcón y monacita (Fig. 5.13). Esto indica que todos ellos han cristalizado en equilibrio con una fase fundida intersticial.

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

Los minerales refractarios a la fusión parcial, como la composición de las propias lavas, son diferentes dependiendo de la temperatura y de la presión a la cual se produjo la fusión parcial. Esta podría ser una de las causas de que se encuentren diferentes tipos de enclaves o restitas en un mismo cuerpo volcánico, dependiendo del número de reacciones de producción de fundido que haya atravesado la roca original en el espacio P-T-tiempo.

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

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



**Figura 5. 14.** Enclave de sil + gr + bio en las lavas de los diques de la zona de Coto Fortuna

#### 5.1.4.1. Descripción de los afloramientos

En los diferentes cuerpos de rocas volcánicas se pueden diferenciar tres tipos de enclaves metamórficos, semejantes a los descritos en el Hoyazo de Njar por ZECK (1967, 1972) y CESARE *et al.*, (1995), aunque en el área de Mazarrón presentan algunas diferencias mineralógicas que se especifican a continuación:



**Figura 5.15.** Enclave de tipo 2 formado esencialmente por cordierita (Crd), fibrolita (Fib) y espinela (Esp). Dacitas de Las Hermanilla al N de Mazarrón

1. Enclaves cuya composición mineralógica esencial está formada por *granate* + *biotita* + *sillimanita* (esencialmente la variedad fibrolítica). Plagioclasa y cordierita están siempre presentes y, en ocasiones, también espinela (Fig. 5.14). Son fragmentos de rocas redondeados y de dimensiones que pueden alcanzar los 20-25 cm, aunque el tamaño más usual es de alrededor de 5-10 cm. Son de color muy oscuro debido a la abundancia de grafito y presentan una estructura foliada, a veces microplegada, definida por bandas alternantes, o íntimamente intercrescidas de fibrolita de color blanco y otras marrones-rojizas de biotita. Estas bandas suelen estar anastomosadas alrededor de los cristales de granate. La abundancia de este último mineral varía mucho entre unos afloramientos y otros. Forma cristales euhédricos e subhédricos de color rojo rubí y de dimensiones medias de 0.3 mm. La cordierita aparece como cristales intergranulares irregularmente distribuidos de color azul intenso.

2. Enclaves de *espinela* + *cordierita* (+*andalucita*) como minerales mayoritarios, acompañados por plagioclasa, biotita, sillimanita y, en ocasiones, granate y feldespato potásico (Fig. 5.15). Son de menor tamaño, más compactos y de grano mucho más fino que los de la variedad anterior. También en este caso son de color muy oscuro debido a la abundancia de grafito. La foliación, cuando existe, está mucho menos marcada y sólo se aprecian algunas bandas discontinuas de sillimanita y biotita. La cordierita es mucho más abundante que en los enclaves del tipo 1, llegando incluso a formar cristales transparentes de color azul (Fig. 5.15) y morfología idiomórfica de hasta 5 mm. Son muy abundantes en estos enclaves los cristales de andalucita de hasta 2 cm. La espinela, otro mineral mayoritario, es fácilmente reconocible

en muestra de mano por el tamaño (de entre 1-2 mm de media, Fig. 5.15), el idiomorfismo y el color negro de sus cristales

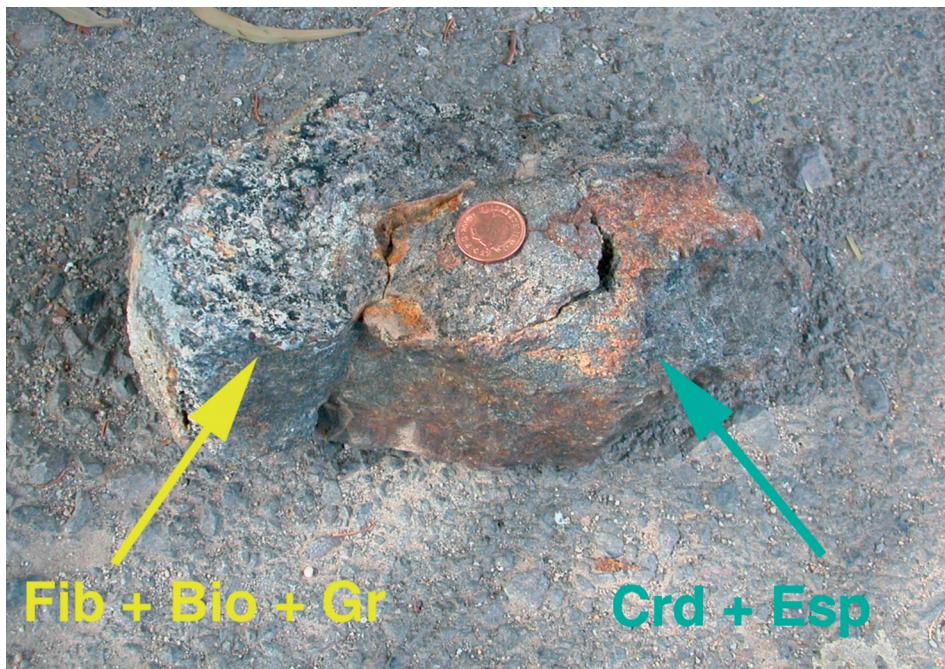
3. Enclaves constituidos casi exclusivamente por *cordierita + cuarzo*. Son de menor tamaño que los anteriores (5 cm como máximo) y mucho menos abundantes. Se reconocen fácilmente en los afloramientos por el llamativo color azul de la cordierita y por la textura muy semejante a las simplectíticas. Excepcionalmente se han reconocido en muestra de mano pequeños granates similares en color y forma a los descritos en los tipos anteriores.



**Figura 5.16.** Xenocristales de andalucita (rosa) y gra-nate (rojo) en las lavas de La Majada

La relación entre los dos primeros tipos de enclaves no está clara, debida esencialmente a que se trata de fragmentos dispersos en la lava sin conexión entre sí. Solo se ha encontrado un ejemplar de gran tamaño formado por ambos tipos enclaves con un contacto bien definido. ZECK (1972) y ÁLVAREZ VALERO (2005) proponen un origen común a partir del mismo protolito. Las diferencias entre ambos se atribuyen al mayor grado de metamorfismo alcanzado por

los enclaves del tipo espinela + cordierita. No obstante, como se observa en la Fig. 5.17, la superficie de contacto corresponde probablemente a una antigua superficie de estatificación entre dos litologías diferentes.



**Figura 5. 17.** Enclave de gran tamaño (25 cm de longitud) formado por los dos primeros tipos descritos anteriormente. El contacto entre ambos es muy brusco

Además de los fragmentos de rocas metamórficas son muy frecuentes los xenocristales, también de origen metamórfico, dispersos en la lava. El mineral más abundante es la andalucita (Fig.5.16) que se encuentra como porfiroblastos euhédricos de hasta 12 cm de longitud, frescos o transformados a sillimanita. En otros casos forma cristales anhédricos con un borde negro o verde muy oscuro de espinela. Son también muy abundantes los cristales euhédricos (de hasta 3 mm) de cordierita de color azul intenso y, menos frecuentemente, de granate (de hasta 1 cm, Fig.5.16). Excepcionalmente pueden ser reconocidos en el afloramiento xenocristales de sillimanita, cuarzo y espinela.

La cantidad y tipo de fragmentos de restitas en las lavas es bastante variable. En general, son bastante más abundantes en las lavas de composición dacítica que en las de composición andesítica. Por otra parte, de los diferentes tipos de enclaves descritos anteriormente, los dos primeros tipos son aproximadamente igual de abundantes en las lavas de composición

dacítica mientras que en las andesitas son considerablemente más abundantes los del tipo cordierita-espinela. Solamente unos pocos se han encontrado de cordierita + cuarzo.

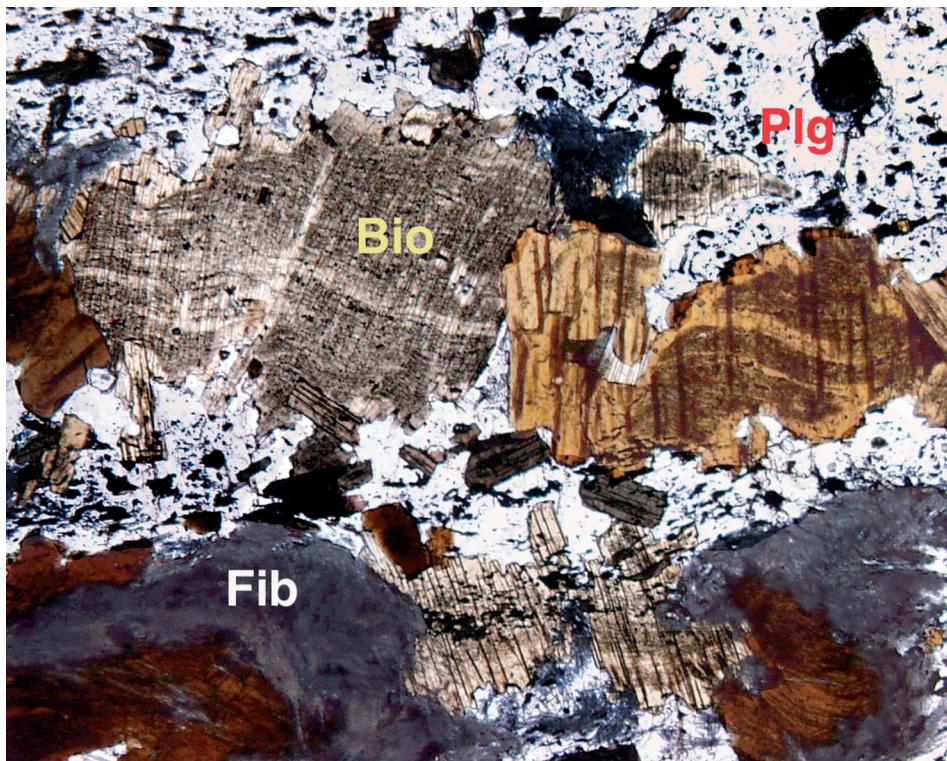
#### 5.1.4.2. Descripción petrográfica

Los tipos de enclaves que se han diferenciado en el afloramiento corresponden a la composición encontrada también en lámina delgada. Sin embargo, son también relativamente frecuentes términos intermedios entre los tipos 1 y 2.

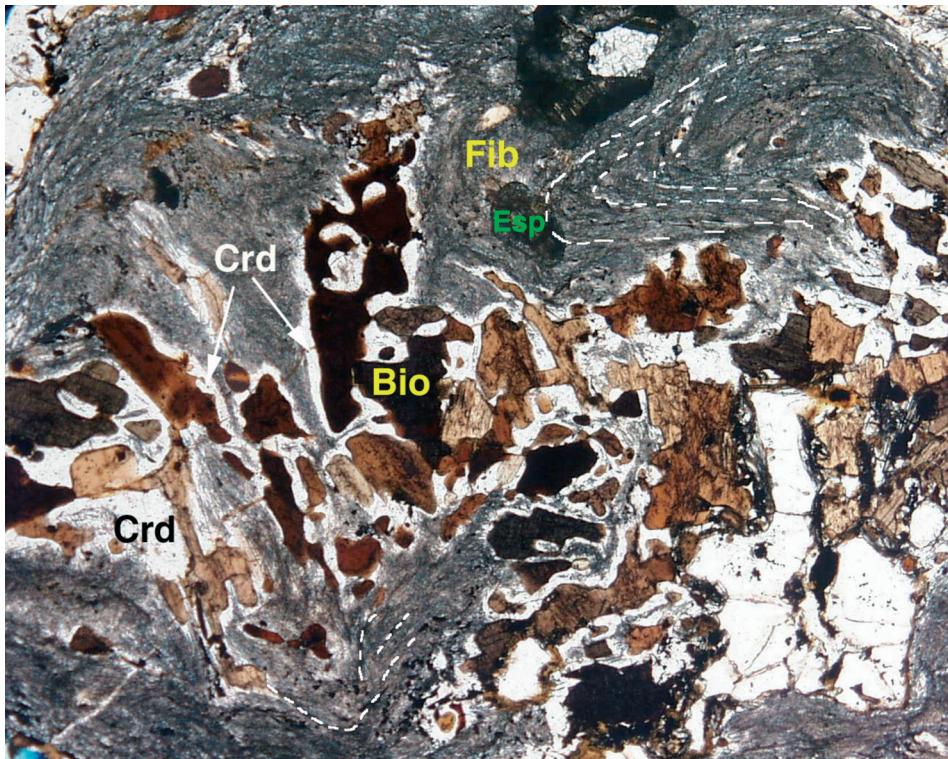
##### A.- Enclaves de sillimanita + granate + biotita + plagioclasa ( $\pm$ cordierita)

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

La *biotita* aparece en agregados intercrecidos paralelamente con fibrolita o bien como cristales discretos de varios milímetros de longitud, y con numerosas inclusiones de sillimanita, grafito, circón y apatito. En algunos enclaves muy ricos en biotita, ésta define la foliación de la roca o la mimetizan, mientras que en otros aparece como porfiroblastos con inclusiones de grafito que se orientan según una esquistosidad interna transversa a la externa (Fig. 5.18). La biotita es una inclusión frecuente dentro de cordierita, plagioclasa y granate. En ocasiones, los cristales de biotita están reemplazados por espinela, ilmenita y vidrio. Esta estructura ha sido minuciosamente descrita e interpretada por CESARE (2000) como producto de la fusión incongruente de la biotita. En otros casos sillimanita y biotita reaccionan para formar cordierita, la cual se encuentra como una corona alrededor de los cristales de biotita adquiriendo esta última forma ameboidea (Fig. 5.19).



**Figura 5.18.** Porfiroblastos de biotita con inclusiones de grafito que definen una foliación microplegada sin continuidad con la matriz

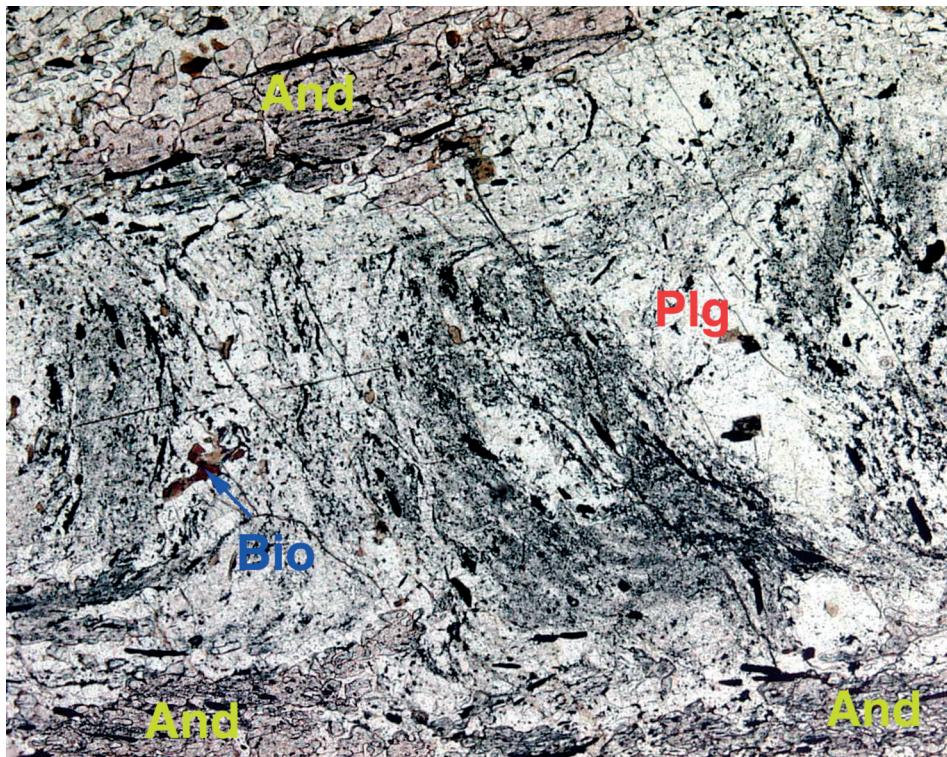


**Figura 5.19.** Cristales de biotita (Bio) corroídos por una corona de cordierita (Crd) sin inclusiones de fibrolita. Obsérvese los pliegues isoclinales en los haces de fibrolita (Fib) y los cristales helicíticos de espinela (Esp)

La *plagioclasa* se presenta en concentraciones muy variables, desde casi inexistente a constituir casi el 20% en volumen del enclave. Los cristales de plagioclasa son de hábito xenomorfo, de varios milímetros de longitud, zonada y sin evidencias texturales de haber sido deformadas. Contienen numerosas inclusiones de fibrolita, biotita y, sobre todo, grafito, las cuales definen una foliación interna que no se continúa con la foliación de la matriz (Fig.5.20). En la mayor parte de los casos también se encuentran pequeñas, pero muy abundantes, inclusiones de vítreas frescas (Fig. 5.13), como las descritas por CESARE et al. (2002). Estas inclusiones de vidrio, entre otros aspectos texturales del mismo, ponen en evidencia, (CESARE et al., 1997) el carácter sintectónico de la fusión parcial.

El *granate*, asociado preferentemente a las bandas ricas en biotita, se encuentra en cristales generalmente euhédricos, limpios, o con inclusiones de biotita y, raramente, cuarzo. Generalmente se han desarrollado zonas de presión alrededor de ellos, pero en algunos raros ejem-

plares el granate presenta una textura helicítica respecto a la foliación externa. No son raros los bordes de corrosión formados por una delgada capa de vidrio y espinela.



**Figura 5.20.** Porfiroblasto anhedral de plagioclasa (Plg) con abundantes inclusiones de grafito (Bio) que definen una foliación microplegada sin continuidad con la de la matriz marcada en este caso por el grafito contenido en los cristales de andalucita (And)

La **cordierita** es escasa y forma cristales xenomorfos muy semejantes a los de plagioclasa, de la cual se diferencia por la falta de maclas y el ligero color azulado de sus cristales. Rara vez está deformada y contiene inclusiones de todos los minerales de la matriz. Cristales xenomorfos de feldespato potásico aparecen ocasionalmente intersticiales sustituyendo a la cordierita.

La **espinela** forma pequeños cristales hipidiomorfos o xenomorfos, fracturados y dispersos entre las bandas de sillimanita y biotita. Contiene numerosas inclusiones de sillimanita y de opacos que definen una foliación idéntica a la de la matriz (Fig. 5.8). En ocasiones está rodeada por una delgada película de vidrio alterado.

*B.- Enclaves de cordierita+espinela+andalucita+sillimanita ± biotita ± granate*

Estos enclaves presentan una variedad mineralógica y textural considerablemente. Las características esenciales que los diferencian del tipo anterior son:

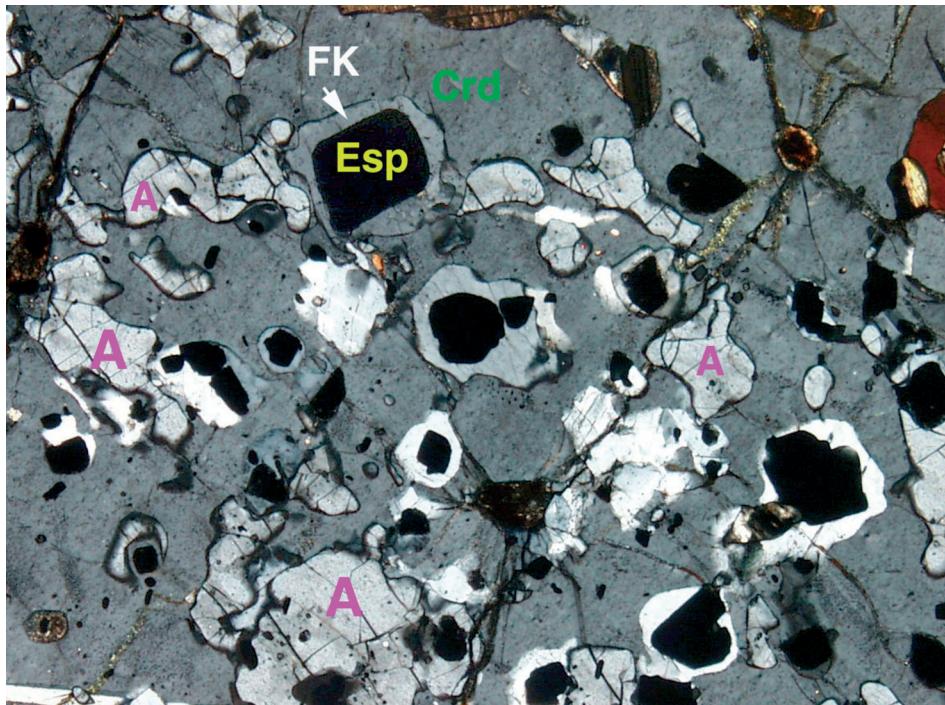
La esquistosidad está mucho menos marcada, son mucho más compactos, debido sobre todo a la importante disminución del contenido de biotita y sillimanita.

Contienen siempre cordierita y espinela en una proporción modal muy elevada y, muy frecuentemente, andalucita. El feldespato potásico es más común.

Granate y plagioclasa son mucho menos abundantes e incluso no se encuentran en muchas de las muestras.

El vidrio es bastante más abundante y también su grado de recristalización. Mucha de la mineralogía de estos enclaves (feldespato K, plagioclasa e incluso cuarzo y cordierita) procede de la recristalización de bolsadas y bandas de material fundido cristalizado en condiciones plutónicas.

No obstante, como se ha indicado anteriormente, entre este tipo de enclaves y los de sillimanita + granate + biotita + plagioclasa existen términos intermedios en los que, o bien la biotita no ha desaparecido completamente, la espinela es muy escasa o la plagioclasa forma porfiroblastos muy semejantes a los enclaves anteriores.



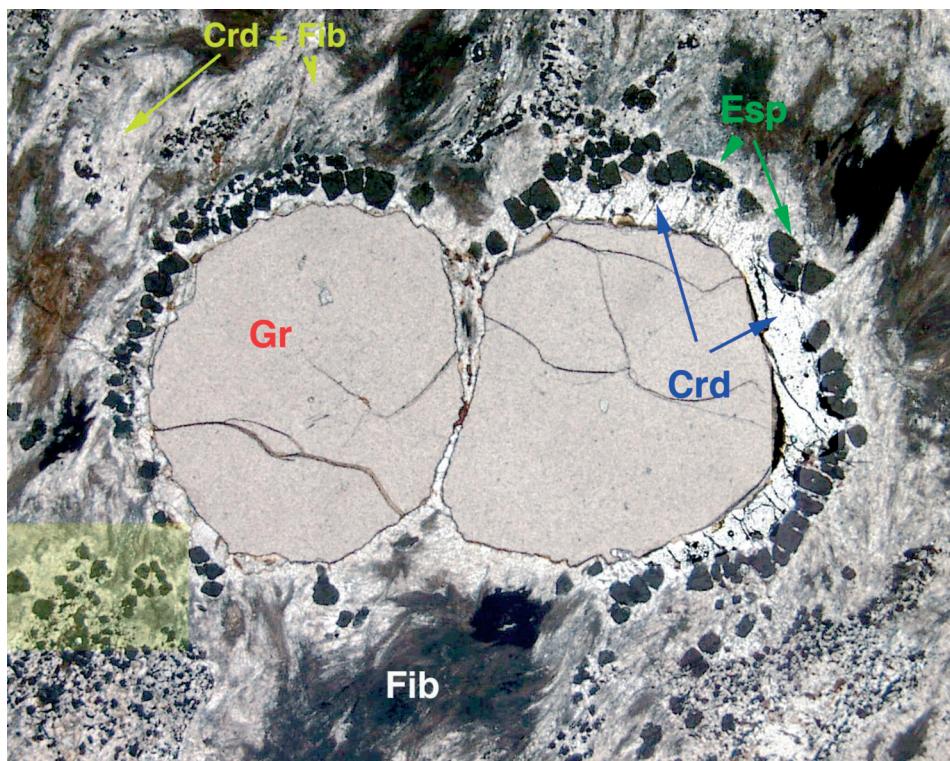
**Figura 5.21.** Espinela (Esp) idiomorfa rodeada de una corona de feldespato K (FK), ambos incluidos dentro de un gran porfiroblasto de cordierita (Crd). La cordierita se ha formado por desestabilización de la andalucita como indican los fragmentos irregulares de la andalucita con la misma orientación óptica. incluidos (A) en la cordierita

La variedad de enclave más común es el que está formado por grandes cristales ínterpene-trados de *cordierita* que contienen inclusiones de todos los minerales de la roca, incluidos los grandes porfiroblastos de granate. Las inclusiones de sillimanita, grafito y la biotita, esta últi-ma parcial o totalmente reabsorbida por cordierita, definen normalmente la foliación relict-a de la roca. *Ilmenita*, *circón*, *monacita* y *apatito* son los minerales accesoriros que se encuentran en todas las variedades de enclaves. La monacita, en concreto, alcanza dimensiones de hasta 0.2 mm. El *vidrio volcánico* puede llegar a ser mucho más abundante que en los enclaves anteriores (hasta un 20%).

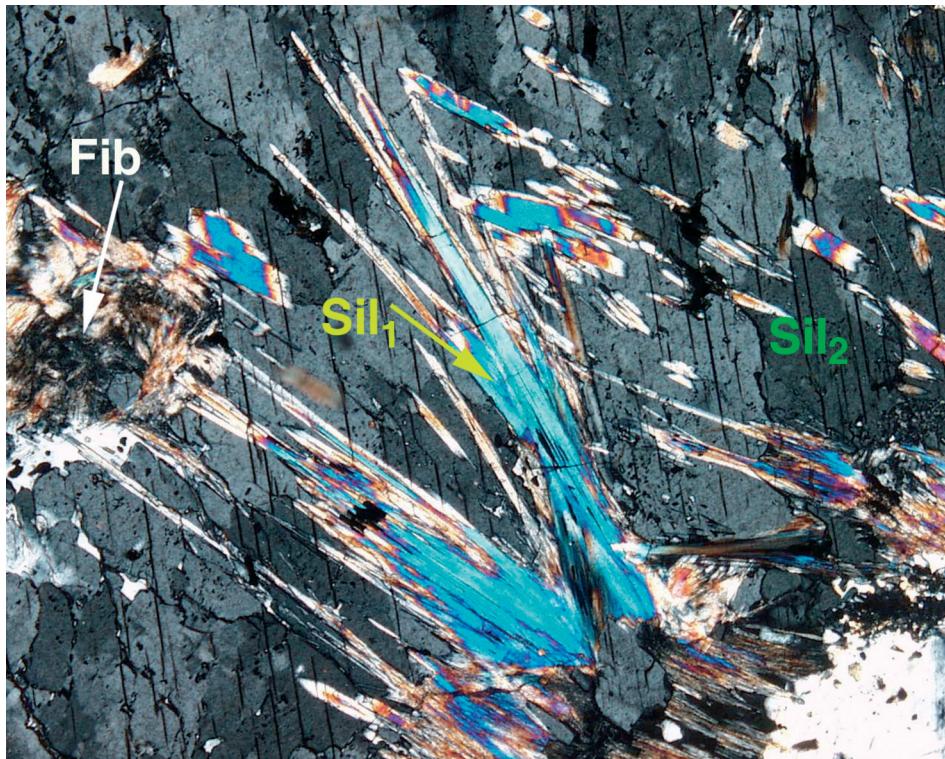
La *cordierita* es el mineral más abundante y característico de estos enclaves. Se forma a partir de los minerales esenciales de los enclaves del tipo 1 (gr + sil + bio) a los cuales engloba y reabsorbe. Nunca está deformada ni zonada pero si es frecuente encontrarla parcialmente corroída por feldespato K  $\pm$  plagioclasa  $\pm$  vidrio. Fragmentos redondeados o ameboideos de cordierita con la misma orientación óptica son frecuentes dentro de grandes cristales de feldespato K. En otros casos forma cristales euhédricos o subhédricos con maclas sectoriales y

cuyos bordes mantienen el idiomorfismo en contacto con el vidrio, por lo que estos agregados pueden representar cristalización a partir del fundido que da lugar a la lava.

La espinela es un constituyente mayoritario de muchos de estos enclaves. Su proporción modal aumenta conforme disminuyen las de la biotita y sillimanita. Se encuentra como cristales euhédricos rodeados de una corona de cordierita, feldespato potásico o plagioclasa, libre de inclusiones de fibrolita. El hábito euhédrico de la espinela indica que estos minerales han cristalizado conjuntamente a expensas de la fibrolita de la matriz. En los casos en los que la espinela está como inclusión en la cordierita, la corona es de feldespato K, plagioclasa y, localmente, de vidrio alterado (Fig. 5.21). Cristales de espinela xenomorfos asociados a vidrio son comunes en la matriz de los enclaves.



**Figura 5. 22.** Porfiroblastos de granate (Gr) con una corona de reacción formada por cordierita (Crd) y espinela (Esp). La matriz está formada por fibrolita (Fib) y cordierita

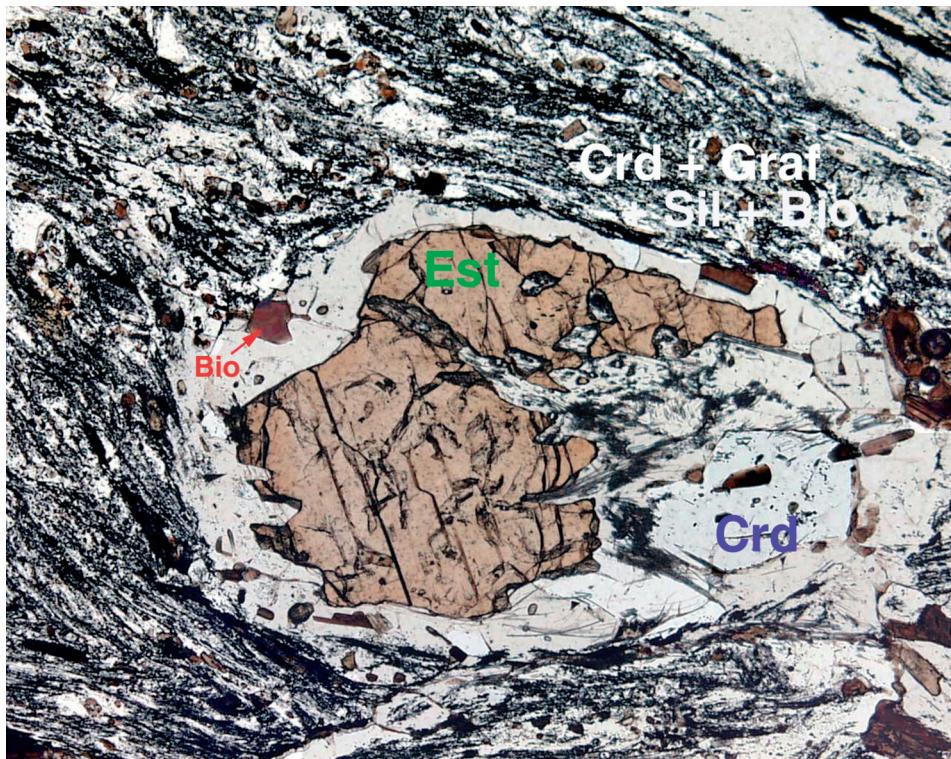


**Figura 5.23.** Sillimanita prismática desorientada (Sil<sub>1</sub>), topotáctica (Sil<sub>2</sub>) y fibrolita (Fib) reemplazando completamente a un gran porfioblasto de andalucita

Los cristales de *granate* menos frecuentes forman porfioblastos euhédricos semejantes a los descritos en los enclaves de sillimanita + granate+ biotita. Los más comunes, suelen presentar una corona de reabsorción formada por cordierita o cordierita + espinela (Fig. 5.22) que conserva la forma del granate preexistente. Otro tipo de porfioblastos de granate, contienen numerosas inclusiones de sillimanita, ilmenita, grafito, círcón y menos frecuentemente, de biotita. En algunos casos tienen formas ovaladas, producidas por procesos de disolución-precipitación asistida por fundido (ÁLVAREZ-VALERO *et al.*, 2005).

La *andalucita* es probablemente el mineral más significativo y abundante, junto con la cordierita, de las rocas volcánicas calcoalcalinas entre Mazarrón y Mar Menor. Se encuentra en diferentes tipos texturales, en ocasiones todos ellos en la misma lámina delgada. Además es uno de los xenocristales más frecuentes en las lavas. La forma más común de presentarse es en porfioblastos euhédricos de entre 1mm a varios centímetros de longitud (hasta 12 cm de longitud en los casos más espectaculares), completamente frescos o, lo que es más frecuente, en distintos estadios de transformación. Contiene numerosas inclusiones de espinela, biotita,

plagioclasa, feldespato K y grafito, estas últimas distribuidas en su estructura como en la variedad conocida como chiastolito.



**Figura 5.23-b.** Porfiroblasto hipidiomorfo de estaurolita (Est) con un borde de reacción de cordierita (Crd). La matriz, muy grafitosa, se deforma alrededor del cristal de estaurolita

Los cristales de andalucita están frecuentemente remplazados por sillimanita (Fig. 5.23). En muchos casos la pseudomorfosis es completa conservando la sillimanita las inclusiones y la forma de los antiguos porfiroblastos de andalucita. La sillimanita se encuentra dentro de la andalucita con diferentes orientaciones: como prismas orientados de manera que el eje c de ambos minerales son aproximadamente paralelos, o sin orientación alguna (Fig. 5.22). El significado petrogenético de la transformación andalucita-sillimanita sido recientemente estudiada por CESARE *et al.* (2002). Como indican estos autores, el reemplazamiento de la andalucita ha tenido lugar en varias etapas y probablemente la mayor parte de ellas ha tenido lugar antes de la fragmentación de la roca y su incorporación como enclaves a la lava.

Tanto los xenocristales como los porfiroblastos de andalucita en los enclaves suelen presentar varios bordes de reacción concéntricos, que a veces afecta al cristal completo, formado por

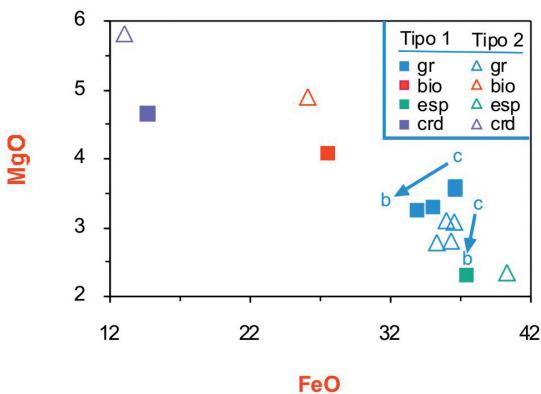
un agregado de espinela + cordierita, generalmente simplectítico, cordierita y, por último, plagioclasa. Los agregados simplectíticos de espinela son también frecuentes en el interior de los cristales, aún cuando la andalucita no esté transformada en el borde (Fig. 5.12 b), definiendo contornos que sugieren las formas de minerales incluidos en la andalucita y de los que no quedan restos. Es probable que estas inclusiones fuesen de estaurolita, mineral que se encuentra, aunque raramente, en algunos de estos enclaves (Fig. 5. 23-b) aislado en la matriz o, con más frecuencia, englobado por andalucita en los enclaves del tipo 1

La *biotita* no es tan abundante como en los enclaves del tipo 1, hasta el punto de que en muchos de ellos no se encuentra. Tanto ella como la sillimanita se han participado en las reacciones que dieron lugar a cordierita y espinela. En los cristales de cordierita se pueden observar pequeños cristalitos de biotita muy redondeados o con formas ameboideas.

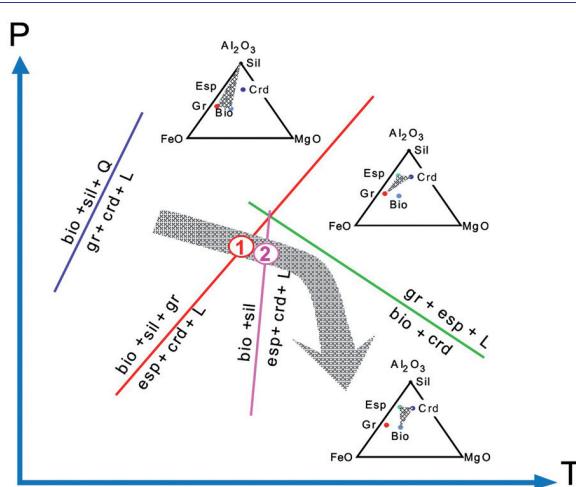
La *sanidina* reemplaza a la cordierita y a la andalucita. Además, está intercrescida con plagioclasa y sillimanita, en este caso como recristalización de vidrio intersticial. Forma coronas alrededor de espinela, llenan fracturas, aparece en bandas, como cristales relativamente grandes, con inclusiones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

#### 5.1.4.3. *Química mineral y relaciones de fase*

La composición química de los minerales que componen los enclaves de las rocas volcánicas de esta Hoja se muestra en la Tabla 5.2. La biotita es rica en  $TiO_2$ , la espinela no está zonada y es una solución sólida rica en hercinita con bajo contenido en  $ZnO$ , sobre todo en las del tipo 2. El granate está débilmente zonado y es también una solución sólida rica en almandino con un rango composicional que oscila (en moles %) entre  $Alm74-88Pir9-14-Gros2-4-Esp1-8$ . La plagioclasa tiene un gran rango de variación comprendido entre 28-88 moles % de Anortita, mientras que el feldespato K tiene una composición mucho más constante con un contenido en Ortosa alrededor de los 85 moles%.



**Figura 5.24.** Variación composicional de los minerales más significativos de los dos tipos de enclaves más abundantes en las dacitas de Mazarrón.



**Figura 5.25.** Posible trayectoria P-T deducida a partir de las relaciones de fases de los minerales de los enclaves. Se han representado además algunas de las reacciones principales de producción de fundido (CARRINGTON y HARLEY, 1995; CENKI et al., 2002; ALVAREZ-VALERO, 2005) identificadas en las restitas

La Figura 5.24 muestra las diferencias de composición entre las mismas fases minerales en los dos tipos de enclaves. En los enclaves de espinela + cordierita (tipo 2) se aprecia un aumento del contenido en MgO en todas las fases, lo cual no puede estar relacionado con un aumento del grado de metamorfismo, por lo que debe ser un control composicional. En los granates de ambos grupos el borde está empobrecido en MgO y FeO mientras que el MnO aumenta, probablemente por un enriquecimiento pasivo producido por su reabsorción.

		Enclaves con sillimanita + biotita + granate (Tipo 1)						Enclaves con esp + cordierita (Tipo 2)							
gr	centro	borde	centro	borde	bio	esp	crd	gr	centro	borde	centro	borde	bio	esp	crd
SiO <sub>2</sub>	37.12	37.78	37.70	37.13	33.47	0.27	48.32	37.54	37.88	38.17	37.22	33.83	0.04	48.86	
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.02	0.00	4.70	0.15	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	4.58	0.38	0.04	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.70	21.02	20.71	20.41	17.49	56.21	32.44	21.12	21.66	21.27	21.07	17.36	55.62	32.76	
C <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.07	0.05	0.04	0.10	0.15	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.34	0.04	0.01	
FeO	36.71	33.93	36.68	35.07	27.60	37.46	14.74	36.67	36.28	36.04	35.19	26.14	40.24	12.55	
MnO	0.69	3.19	0.58	3.27	0.20	0.30	0.21	1.16	1.89	1.32	2.10	0.17	0.29	0.29	
MgO	3.57	3.27	3.62	3.31	4.06	2.30	4.64	3.06	2.76	3.08	3.01	4.90	2.36	5.85	
CaO	1.27	1.29	1.22	1.24	0.02	0.02	0.05	1.22	1.28	1.15	1.29	0.01	0.02	0.02	
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.03	0.00	0.01	0.34	0.01	0.11	0.00	0.01	0.02	0.00	0.39	0.01	0.08	
K <sub>2</sub> O	0.00	0.03	0.00	0.02	8.81	0.00	0.13	0.00	0.00	0.01	0.00	8.80	0.00	0.10	
ZnO							1.97						0.46		
TOTAL	100.1	100.6	100.6	100.5	96.8	98.8	100.7	100.8	101.8	101.1	99.9	96.5	99.4	100.5	

**Tabla 5.2.** Análisis representativos de minerales esenciales de los dos tipos principales de enclaves diferenciados en las dacitas de Mazarrón. Obsérvese el fuerte incremento de MnO en borde respecto al centro de los granates dde los enclaves con sil + bio + gr (tipo 1) así como el mayor contenido en ZnO de las espinelas de estos mismos enclaves

La posible trayectoria P-T deducida a partir de las relaciones de fases se muestra en la Figura 5.25. La reacción (1) se puede reconocer texturalmente por la formación de las coronas de cordierita y espinela alrededor de los cristales de granate (Fig. 5.22), mientras que la reacción (2) da lugar a la formación de los cristales de espinela idiomorfa con una corona de cordierita a expensas de la biotita y la fibrolita de la matriz.

Las condiciones de metamorfismo deducidas por ÁLVAREZ VALERO (2005) son muy semejantes para los dos tipos principales de enclaves. Muestran una evolución desde mayor presión y menor temperatura (780°C-4 kb) a un incremento importante de la temperatura con una, más ligera, disminución de la presión (900°C-3 kb).

## 5.2. ROCAS METAMÓRFICAS

### 5.2.1. Materiales del complejo Nevado-Filábride

#### 5.2.1.1. *Manto del Veleta.*

##### 5.2.1.1.1. *Micaesquistos grafitosos y cuarcitas (1 y 3)*

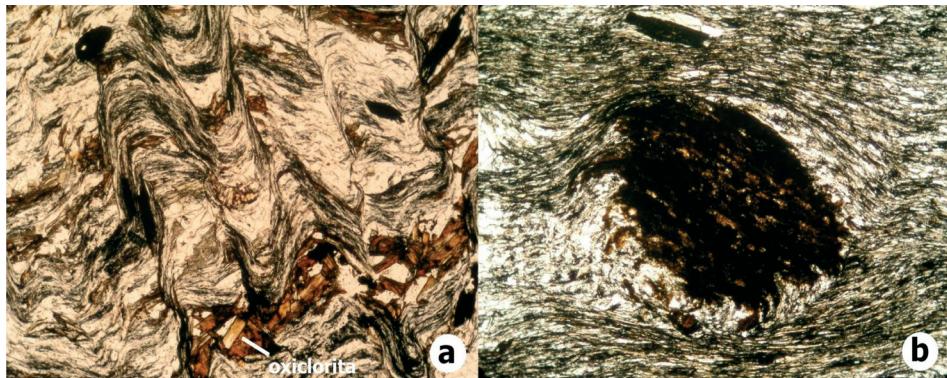
###### Composición mineralógica

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

*Minerales accesorios:* grafito, ilmenita, turmalina.

###### Descripción de las rocas

Se trata de micaesquistos grafitosos de grano fino constituidos mayoritariamente por una alternancia de niveles más ricos en cuarzo con textura granoblástica y niveles más ricos en *mica incolora*, con textura lepidoblástica. El *grafito* se concentra principalmente en los niveles más ricos en mica incolora. Esta alternancia, y la orientación preferente de la mica incolora, definen la foliación principal de la roca. En las rocas más ricas en mica incolora se puede observar una crenulación muy penetrativa a pequeña escala, normalmente en forma de pliegues muy abiertos, pero que en ocasiones da lugar a pliegues isoclinales muy apretados (Fig. 5.26).



**Figura 5.26.-** a) Aspecto típico de un micasquisto grafitoso del Manto del Veleta. Nótese la desorientación de la oxiclorita con respecto a la crenulación. Ancho de la fotografía: 1,65 mm. Nícoleos paralelos, b) Pseudomorfo prismático (arriba) y granular (centro) en un micasquisto grafitoso del Manto del Veleta. Ancho de la fotografía: 2,05 mm. Nícoleos paralelos

Los únicos *porfiroblastos* que se observan (Fig.5.26) corresponden a cristales completamente pseudomorfizados que, teniendo en cuenta su hábito, pudieron haber sido granate y cloritoide. Los porfiroblastos del primer tipo (posible *granate*) aparecen como cristales xenomorfos redondeados (de hasta 1.5 mm) y textura poiquiloblastica, con numerosas inclusiones de cuarzo y, sólo muy raramente, de cristales prismáticos del segundo tipo de pseudomorfo. Están pseudomorfizados por oxicloritas. Las relaciones texturales con respecto a la foliación principal (sombra de presión, continuidad de la foliación dentro y fuera de los granos) indican su carácter pre- a sincinemático. El segundo tipo de pseudomorfos (posible *cloritoide*) se encuentra como cristales subidiomorfos prismáticos totalmente reemplazados por un agregado de color muy oscuro y carácter translúcido. Su disposición es claramente precinemática con respecto a la foliación, tal y como lo indican las sombras de presión que han generado. En ocasiones aparecen rotados hasta disponerse con una orientación paralela a la de la foliación (Fig. 5.26).

La *clorita* aparece como un mineral tardío, de un tenue color verde y hábito tabular en las sombras de presión, que junto con cuarzo, aparecen en relación con los porfiroblastos antes descritos. También se encuentra clorita en los bordes de los cristales de mica incolora que constituyen mayoritariamente la matriz de la roca. La *oxiclorita* puede ser localmente abundante en las muestras estudiadas. Se presenta como cristales tabulares o agregados radiales de color marrón intenso. Reemplaza a cristales previos probablemente de granate, o aparece en la matriz de la roca sustituyendo a la mica incolora y la clorita verde. Este reemplazamiento es posterior a la foliación principal y a la crenulación que afectó a la roca (Fig.5.26).

Entre los *minerales accesorios*, destacan cristales prismáticos de mena opaca, probablemente *ilmenita*, orientados paralelamente a la foliación. En ocasiones aparecen mimetizando los pliegues definidos por la mica incolora de la matriz.

#### 5.2.1.1.2. Mármoles grises (4)

##### Composición mineralógica

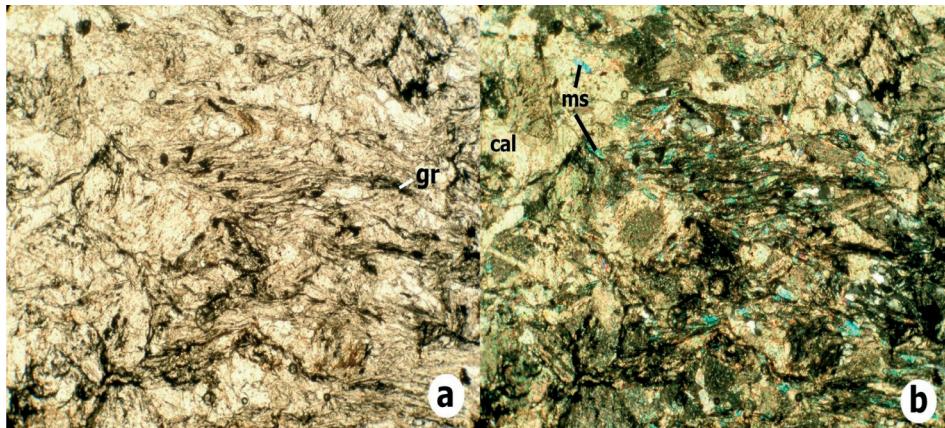
*Minerales principales*: calcita, cuarzo, mica incolora, clorita

*Minerales accesorios*: grafito

##### Descripción de las rocas

Son mármoles calcíticos grafitos con cantidades muy variables de silicatos incluso a la escala de una lámina delgada. La *calcita* aparece como cristales de tamaño variable con una textura granoblástica típica. La exsolución y oxidación tardía del poco hierro que puede contener la calcita le confiere al mármol una tonalidad parda en algunos sectores de las rocas. En cualquier caso el color predominante es el gris, que debe a la presencia de *grafito*. Este mineral presenta una distribución muy irregular en forma de filamentos desorientados en el borde y el interior de los granos de calcita y también como masas de mayor grosor concentradas también de forma muy heterogénea.

Los *silicatos* se concentran en bandas paralelas a la esquistosidad regional (Fig. 5.27). Los filosilicatos (*mica incolora* y *clorita*) están orientados paralelamente a la foliación y, en los sectores donde son más abundantes, definen también la crenulación posterior que ya ha sido descrita en las rocas pelíticas



**5.27.** Mármol grafitoso del Manto del Veleta con mica incolora orientada paralelamente a la esquistosidad, **a)** Nícoles paralelos, **b)** Nícoles cruzados, cal: calcita, gr: grafito, ms: moscovita. Ancho de las fotografías: 2,66 mm

### 5.2.1.2. *Manto del Mulhacén*

#### 5.2.1.2.1. *Formación de esquistos oscuros con granates (5, 6 y 12)*

##### Composición mineralógica

*Minerales principales:* cuarzo, mica incolora, granate, (clorita, biotita)

*Minerales accesorios:* grafito, minerales opacos, turmalina, apatito, rutilo

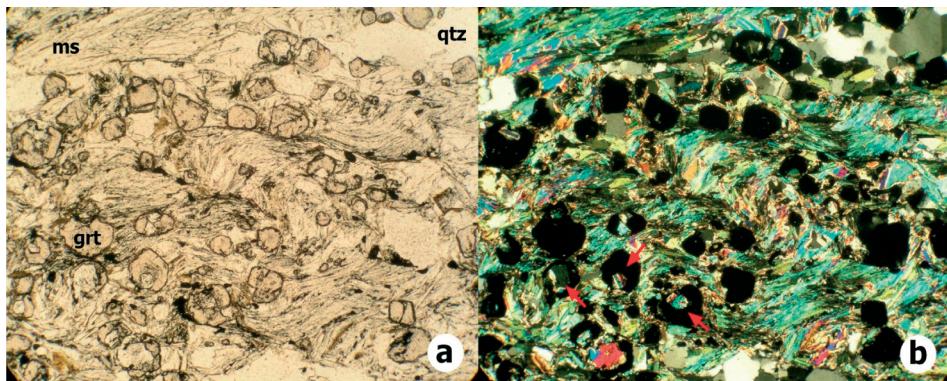
##### Descripción de las rocas

Los micaesquistos grafitos con granate sólo se han encontrado en los afloramientos de la Unidad Superior. Su color oscuro en muestra de mano se debe tanto a la presencia de grafito como a la transformación parcial, en algunas muestras, de la mica incolora a oxiclorita. El grafito no es igual de abundante en todas las rocas estudiadas. En algunos niveles puede ser muy escaso o aparecer únicamente como inclusiones dentro de los porfiroblastos de granate. En los niveles en los que el grafito es más abundante se concentra preferentemente en la mica incolora y el granate.

Las rocas de esta formación presentan texturas granonoblástica a lepidoblástica debidas a la alternancia a escala microscópica de niveles más ricos en cuarzo con otros en los que predomina la *mica incolora*. Se pueden distinguir dos generaciones de mica incolora. La primera aparece como agregados fusiformes de cristales de pequeño tamaño orientados paralelamente a la esquistosidad y, frecuentemente, crenulados. La segunda generación de mica inco-

lora está constituida por cristales tabulares de mayor tamaño y sin una orientación preferente tan bien definida, que reemplazan parcialmente a los agregados de cristales de la primera generación.

El rasgo más destacable de estas rocas es la abundancia de *granate*. Éste puede aparecer como pequeños cristales (< 0,25 mm) de xenomorfos a hipidiomorfos y hábito granular o hexagonal (Fig. 5.28). Los porfiroblastos de granate (hasta 2 mm de diámetro) 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. En algunas muestras los bordes de los cristales de granate pueden estar transformados de manera incipiente a pequeños cristales de biotita con una coloración parda-verdosa.



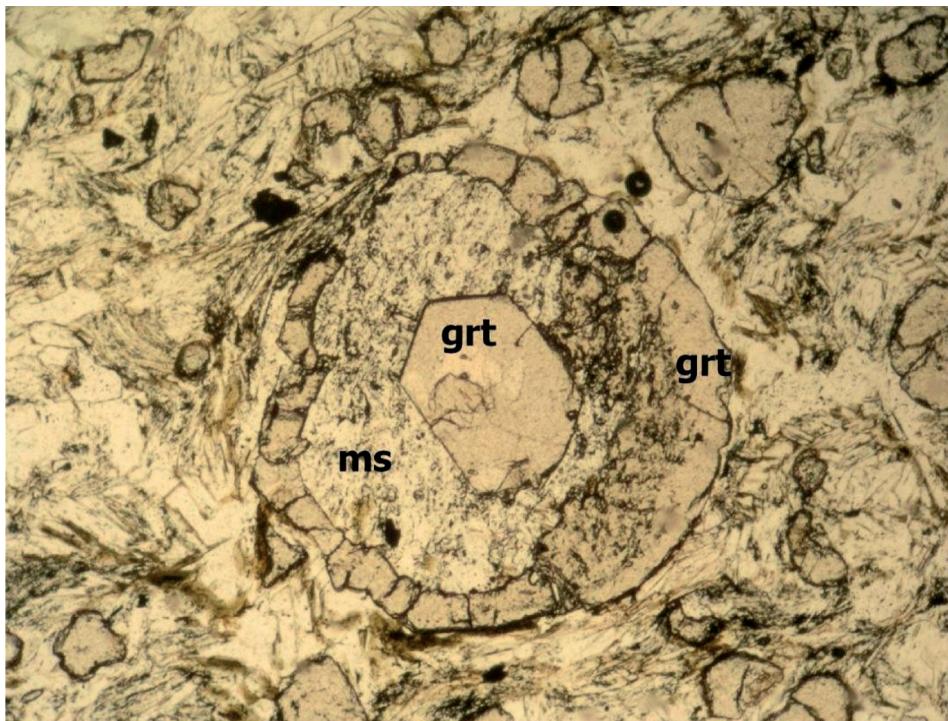
**Figura 5.28.** Micasquisto grafitoso del Manto del Mulhacén con pequeños granates, algunos de los cuales (flechas rojas en **b**) presentan textura en atolón, **a)** Nícoles paralelos, **b)** Nícoles cruzados, grt: granate, ms: moscovita, qtz: cuarzo. Ancho de las fotografías :1,66 mm

Los porfiroblastos de granate son muy heterogéneos y con patrones de variación muy diversos:

- I) Cristales con un núcleo poiquiloblástico, con numerosas inclusiones de cuarzo y rutilo, que pueden definir una foliación relictiva, y un borde idiomórfico limpio de inclusiones.
- II) Cristales con un núcleo, xenomorfo o idiomorfo, homogéneo y sin inclusiones y un borde muy rico en grafito.
- III) Cristales iguales que los anteriores, pero con un borde idiomórfico limpio de inclusiones.

Además, algunos de los porfiroblastos de granate presentan *texturas en atolón* muy bien desarrolladas (Figs 5.28 a y 5.28 b). Un cristal tabular o, en ocasiones, agregados de varios cristales tabulares de mica incolora han sustituido completamente el núcleo de los cristales de granate quedando únicamente el borde de éstos. Esta textura en atolón se observa también en algunos de los granos pequeños de granate.

Excepcionalmente, en porfiroblastos del tipo III) antes descrito, puede ocurrir que la corrosión de la mica sólo haya afectado, parcialmente, a la zona intermedia del granate más rica en grafito de manera que se puede observar una textura en atolón más compleja. Ésta presenta una secuencia concéntrica de zonas que comprende: un núcleo idiomorfo de granate, una corona de mica incolora con grafito, un borde de granate con grafito y algunas inclusiones de cuarzo, y un borde último de granate limpio de inclusiones (Fig. 5. 29.)



**Figura 5.29.** Textura compleja de un granate en atolón en el que se ha preservado el núcleo idiomorfo. Nícolas paralelos. grt: granate, ms: moscovita, qtz: cuarzo. Ancho de las fotografías: 1,52 mm

#### 5.2.1.2.2. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide

##### a. Cuarzoesquistos y esquistos plateados (7 y 13)

Composición mineralógica

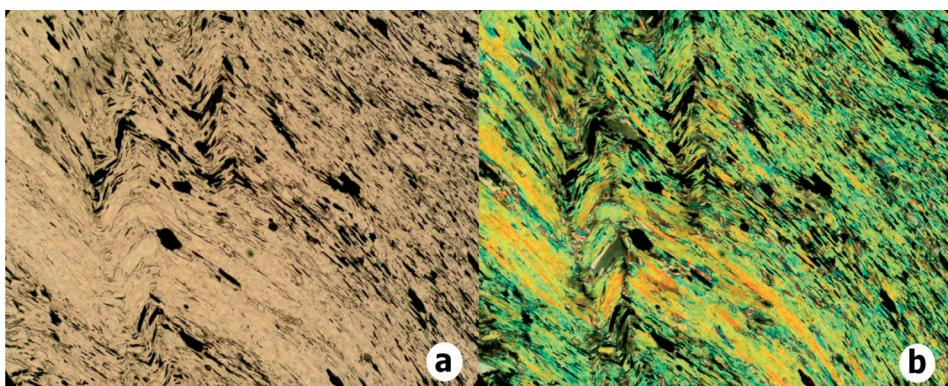
Minerales principales: mica incolora, cuarzo, clorita,

Minerales accesorios: minerales opacos (ilmenita, ¿magnetita?), turmalina, apatito, titanita

## Descripción de las rocas

Los micaesquistos plateados de la Unidad Inferior (7) son rocas muy ricas en mica constituidas mayoritariamente por mica incolora con intercalaciones de niveles discontinuos, a veces con morfología lenticular, más ricos en cuarzo. La *mica incolora* aparece normalmente como agregados de cristales de pequeño tamaño de grano y textura lepidoblástica que definen la foliación principal de la roca. Algunos cristales de mica incolora, más recristalizados, tienen mayor tamaño y hábito tabular y pueden presentarse sin una orientación preferente. La foliación principal de la roca está afectada por una crenulación posterior que dio lugar a la formación de pliegues de charnela recta (Fig. 5.30). La *clorita* aparece como agregados sin orientación preferente de pequeños cristales muy incoloros, asociados normalmente a los niveles más ricos en cuarzo.

Entre los minerales accesorios, las menas opacas, fundamentalmente *ilmenita*, son especialmente abundantes (Fig. 5.30). La mayor parte de los granos, al igual que ocurre con la *turmalina* y el *apatito*, cuyo hábito también es mayoritariamente prismático, se disponen con una orientación preferente paralela a la foliación y, en su caso, a la crenulación de la roca.



**Figura 5.30.** Nivel muy rico en mica incolora y minerales opacos de un micasquisto claro afectado por pliegues de charnela recta. **a)** Nícolas paralelos, **b)** Nícolas cruzados. Ancho de las fotografías: 2,66 mm

Son también abundantes en estas rocas los cristales hipidiomorfos, frecuentemente con hábito hexagonal alargado (lo que induce a pensar que originalmente podrían haber sido de titanita), completamente pseudomorfizados por un mineral opaco oxidado de color rojizo y un agregado criptocristalino granular muy poco birrefringente. Sus relaciones texturales indican que son anteriores a la foliación principal de la roca.

Las cuarcitas beiges y cuarzoesquistos plateados (13) de la Unidad Superior son muy similares desde el punto de vista petrográfico a los cuarzoesquistos y esquistos plateados de la Unidad inferior (7)

b. Esquistos verdes azulados con cloritoide (8)

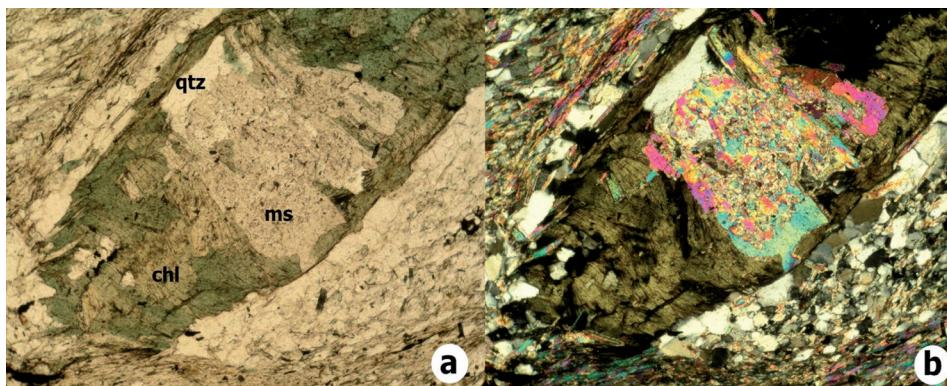
Composición mineralógica

Minerales principales: mica incolora, cuarzo, clorita

Minerales accesorios: minerales opacos, turmalina, apatito

Descripción de las rocas

Estos micaesquistos sin grafito, en la Unidad Inferior, se caracterizan por una alternancia de niveles ricos en cuarzo y otros ricos en *mica incolora* con una orientación preferente paralela a la esquistosidad de la roca. El rasgo más destacable de estas rocas es la presencia, siempre junto a niveles más ricos en cuarzo, de abundantes *porfiroblastos* xenomorfos a subidiomorfos y hábito prismático o lenticular, con un longitud que oscila entre 1.25 y 2.75 mm (Fig. 5.31). Mayoritariamente están compuestos por agregados de *clorita* muy verde e intensamente pleocroica que ha pseudomorfizado por completo a un mineral previo. En el núcleo de algunos pseudomorfos de mayor tamaño se encuentra también cuarzo granoblástico y cristales tabulares de *mica incolora*, parcialmente reemplazados por un agregado de minerales fuertemente pleocroicos y muy pequeño tamaño de grano (Fig. 5.31). Pseudomorfos similares a éstos han sido atribuidos en otros sectores del Complejo Nevado-Filábride al reemplazamiento de cristales de cloritoide y/o distena.



**Figura 5.31.** Esquistos verdes azulados. Pseudomorfo de clorita con cristales tabulares de mica incolora en el centro, a) Nícoles paralelos, b) Nícoles cruzados. chl: clorita, ms: moscovita, qtz: cuarzo. Ancho de las fotografías: 2,17 mm

c. Esquistos y micaesquistos plateados con cloritoide (14)

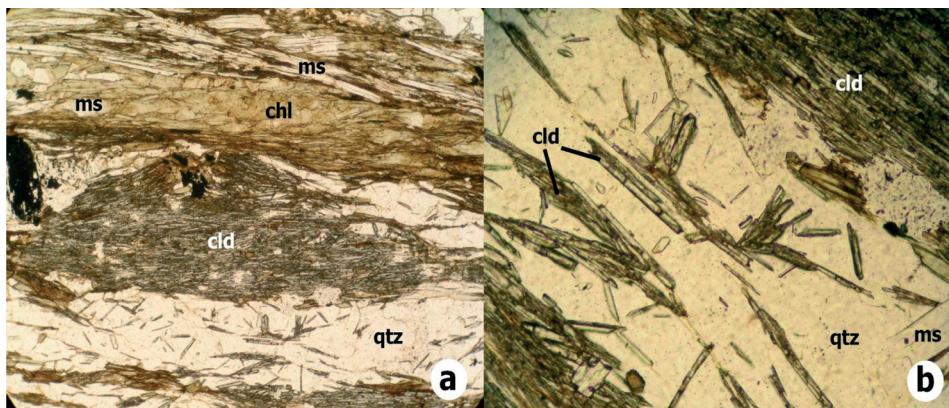
Composición mineralógica

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

Minerales accesorios: minerales opacos, turmalina, apatito

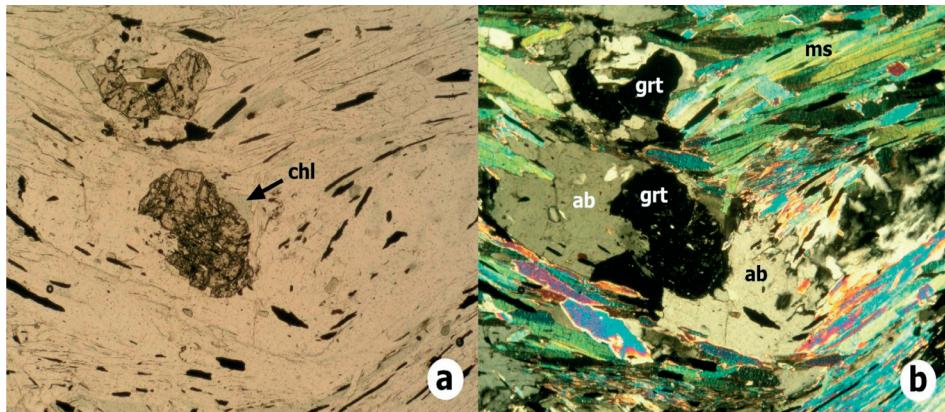
Descripción de las rocas

Son micaesquistos sin grafito caracterizados por una alternancia de niveles ricos en cuarzo y otros más ricos en *mica incolora*, total o parcialmente transformada a *clorita*, con una orientación preferente paralela a la esquistosidad de la roca. En los niveles más ricos en mica el *cloritoide* es muy abundante. Éste aparece como pequeños cristales aislados, idiomorfos a hipidiomorfos, con hábito columnar o acicular, orientados paralelamente a la foliación de la roca. Cristales de cloritoide con estas mismas características se encuentran también formando agregados fusiformes paralelos a la esquistosidad (Fig.5.32). La relación espacial con la mica indica que el cloritoide se formó a partir de ésta.



**Figura 5.32.** Esquistos plateados, **a)** Agregado fusiforme de pequeños cristales de cloritoide. Ancho de la fotografía: 1,36 mm, **b)** Detalle de **a** mostrando el hábito prismático o acicular del cloritoide. Ancho de la fotografía: 0,61 mm. Nícoleos paralelos, chl: clorita, cld: cloritoide, ms: moscovita, qtz: cuarzo

*Micaesquistos con albita y granate.* En esta secuencia de la Unidad Superior se pueden encontrar algunos niveles sin cloritoide, con abundante albita, pequeñas cantidades de granate y dos generaciones de mica incolora: la primera como agregados orientados fusiformes de cristales de pequeño tamaño, frecuentemente crenulados, y la segunda como cristales tabulares o prismáticos de mayor tamaño, superpuestos sobre el primer tipo y con orientación muy variable. La abundancia relativa de uno y otro tipo es muy variable incluso a pequeña escala.



**Figura 5.33.** Esquistos plateados. Restos de granate englobado por un porfiroblasto de albita superpuesto sobre la charnela de un pliegue de crenulación. **a)** Nícolas paralelos, **b)** Nícolas cruzados, ab: albita, chl: clorita, grt: granate, ms: moscovita. Ancho de las fotografías: 2,1 mm

La *albita* aparece como porfiroblastos xenomorfos, tabulares o granulares, claramente postcinemáticos con respecto a la foliación principal, asociados con frecuencia a agregados desorientados de cristales tabulares de clorita verde. En el interior de los porfiroblastos de albita se encuentran en ocasiones restos de pequeños granos xenomorfos de *granate* (hasta 0,6 mm), asociados normalmente a clorita (Fig. 5.33). Estas relaciones texturales sugieren que la albita se formó como un mineral tardío, por desestabilización de la mica incolora, y englobando a los restos de los porfiroblastos de granate.

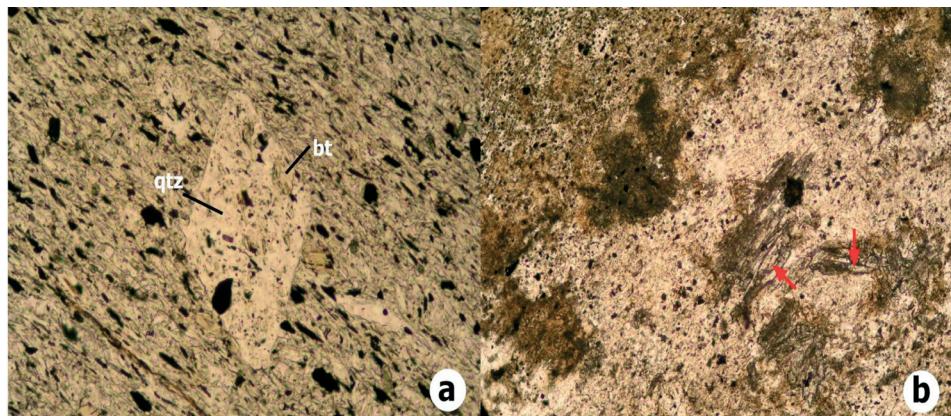
#### 5.2.1.2.3. Metaevaporitas (9, 15)

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

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

El rasgo más destacable de la roca es la presencia de porfiroblastos mayoritariamente idiomorfos, hábito romboidal o prismático y una longitud máxima de 1.5 mm (Fig. 5.34a). Están compuestos por agregados de cuarzo granoblástico y cristales prismáticos o tabulares de biotita que han pseudomorfizado a cristales previos de yeso. Junto a ellos, aunque menos

abundantes y de menor tamaño (hasta 0,5 mm de radio), se encuentran también cristales redondeados y poiquiloblasticos de escapolita y porfiroblastos subidiomorfos de titanita.



**Figura 5.34.** Metaevaporitas, **a)** Porfiroblasto idiomorfo de cuarzo y biotita en una matriz pelítica de grano fino muy rica en minerales opacos. Ancho de la fotografía: 0,60 mm, **b)** Contacto entre una lente de color claro con restos de minerales de alto relieve (flechas rojas) y la matriz de la roca de color más oscuro (arriba izquierda). Ancho de la fotografía: 0,77 mm, bt: biotita, qtz: cuarzo. Nícoles paralelos

En otros casos las metaevaporitas aparecen como rocas oscuras de grano fino, con bandas y lentes de color claro (Fig. 5.34b), de hasta 3 mm de espesor y paralelas entre sí, y un moteado, también de color claro, con una distribución irregular. Al microscopio las zonas oscuras consisten esencialmente en: (i) una matriz formada por un agregado granular de micro a criptocristalino de minerales incoloros y poco birrefringentes, probablemente cuarzo y escapolita, y (ii) abundantes agregados xenomorfos, redondeados o más irregulares, de minerales marrones que pueden ser identificados como biotita. También se encuentran abundantes granos de mena opaca de pequeño tamaño diseminados por toda la roca, así como, en mucha menor medida, granos aislados o formando agregados de rutilo. Las bandas, lentes y zonas redondeadas, o más irregulares, de color claro están formadas fundamentalmente por un agregado de pequeño tamaño de grano de talco, cuarzo y mena opaca. Las formas de los mismos sugieren que se trata de antiguos cristales de yeso. Por último, en esta roca son muy frecuentes también agregados criptocristalinos xenomorfos y de color gris, tanto en las zonas de la matriz oscura como en las zonas más claras. Estos agregados se formaron por reemplazamiento de minerales previos con hábito prismático y alto relieve (anfíbol o distena), de los que aún se conservan restos (Fig. 5.34b).

#### 5.2.1.2.4 Anfibolitas, rocas básicas y serpentinitas (**10, 16**)

##### a. Anfibolitas y rocas básicas

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

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

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

A continuación, en cada apartado se describen en primer lugar las rocas correspondientes a la Unidad Inferior (**10**), que son las que muestran una mayor variedad de afloramientos, de asociaciones minerales y de texturas. Al final de cada apartado se mencionan las diferencias encontradas en anfibolitas y rocas básicas de la Unidad Superior (**16**).

###### - Anfibolitas

###### Composición mineralógica

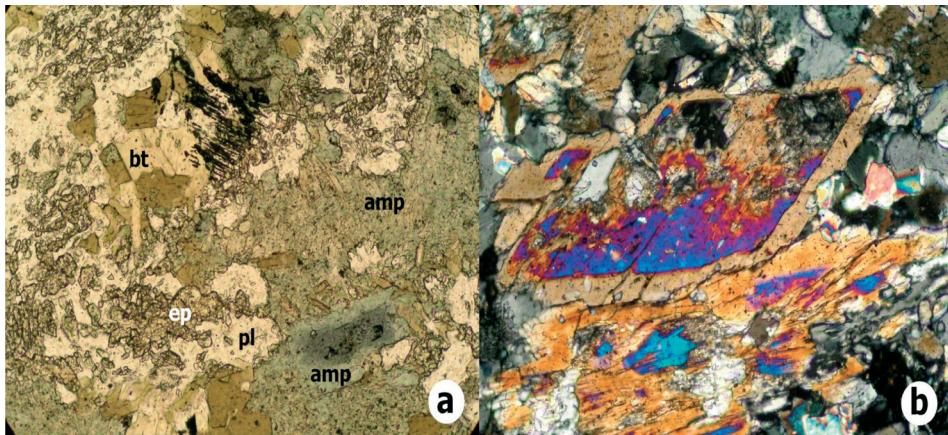
*Minerales principales:* anfíbol, plagioclasa, clorita, epidota, (biotita, mica incolora, carbonato)

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

###### Descripción de las rocas

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

El *anfíbol* más común, con fuerte pleocroismo en tonos verdes o verde-azulados, aparece como grandes porfiroblastos xenomorfos y hábito tabular o prismático de hasta 3 mm de longitud o como agregados de pequeños cristales prismáticos con textura nematoblástica en algunos sectores o, en otros, como el claro producto del reemplazamiento de minerales previos. Sólo en algunos afloramientos se han encontrado anfíboles fuertemente zonados en cuyo núcleo, a veces perfectamente idiomorfo y con hábito romboidal, se preservan restos de una generación anterior de anfíbol con una suave tonalidad violeta (Fig. 5.35).



**Figura 5.35.- a)** Aspecto típico de una anfibolita con biotita y un cristal tabular de anfibol zonado. Ancho de la fotografía: 0,84 mm. Nícoles paralelos, **b)** Anfibol zonado con hábito rómbico. Ancho de la fotografía: 0,08 mm. Nícoles cruzados, amp: anfibol, bt: biotita, ep: epidota, pl: plagioclasa

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

La *epidota* es un mineral muy abundante en todas las anfibolitas. Aparece como pequeños cristales subidiomorfos con hábito prismático o en forma de barril que pueden dar lugar a agregados con cierta orientación preferente. En algunas muestras la epidota aparece en forma de agregados masivos irregulares o con hábito tabular o prismático que han reemplazado total o parcialmente a cristales previos de plagioclasa (Fig. 5.35a). En algunos sectores de las rocas estos agregados pueden llegar a ser el mineral mayoritario.

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

Las micas sólo se encuentran en las anfibolitas de algunos afloramientos, aunque la *biotita* puede llegar a ser muy abundante en rocas concretas. Ésta aparece como cristales subidiomorfos o xenomorfos con hábito tabular, columnar o granular, aislados o formando agre-

gados y con una distribución muy irregular, incluso a la escala de una lámina delgada (Fig. 5.35 a). Los cristales de biotita de menor tamaño se encuentran frecuentemente como inclusiones en anfíbol o, incluso, intercrecidos con él. La *mica incolora* (o con un levísimo pleocroismo verdoso debido a su composición rica en fengita) es menos abundante que la biotita y se presenta de forma similar a ésta, aunque su tamaño de grano suele ser menor y jamás forma intercrecimientos ni con anfíbol ni ningún otro mineral.

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

Las *anfibolitas con carbonato* son frecuentes en muchos de los afloramientos estudiados. Originalmente este carbonato pudo provenir de fragmentos de sedimentos carbonáticos que fueron parcialmente englobados por las rocas ígneas básicas durante su proceso de emplazamiento. A partir de este momento los carbonatos pasaron a intervenir en la evolución metamórfica de las rocas. En otros casos el carbonato observado puede provenir de venas de este mineral emplazadas en las anfibolitas en algún momento de su evolución metamórfica.

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

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

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

Las *anfibolitas de la Unidad Superior (16)* no muestran variaciones significativas con respecto a las de la Unidad Inferior. Cabe destacar: la abundancia de anfibolitas de grano fino muy homogéneo, ricas en biotita; la intensidad de la transformación de la mayor parte de la plagioclasa metamórfica a epidota, o a un agregado microcristalino de mica

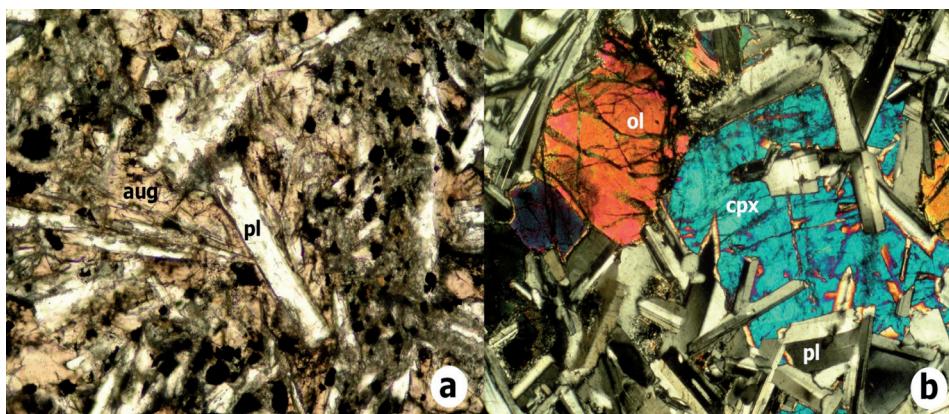
incolora y, en ocasiones, a pequeños cristales redondeados de albita que crecen reemplazando a los anteriores.

- Rocas básicas con restos ígneos

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

A continuación se describen la textura y la mineralogía ígneas originales y las transformaciones metamórficas que se observan en las rocas. Éstas han sido agrupadas en dos tipos principales en función del tamaño de grano de la roca ígnea original. Ambos tipos de rocas pueden encontrarse en un mismo afloramiento, como ocurre fundamentalmente en la Rambla de los Morenos, la Cantera de Yesos abandonada cercana a Mazarrón y la Cantera de Áridos Victoria

*Rocas básicas con textura ofítica de grano fino.* Son las menos abundantes. Esto se debe probablemente a que son rocas más fáciles de deformar y recristalizar durante el metamorfismo que sus equivalentes de grano grueso. En las rocas mejor preservadas se puede observar una textura típicamente ofítica con cristales esqueletales de augita titanífera con un intenso color rosado que engloban cristales prismáticos idiomorfos o subidiomorfos de plagioclasa con un tamaño menor de 400  $\mu\text{m}$ , así como numerosos granos de mena opaca (Fig. 5.36a). Estos minerales pueden estar totalmente transformados a asociaciones típicamente metamórficas (fundamentalmente anfíbol y epidota), aunque preservando la textura original ofítica.



**Figura 5.36.- a)** Roca básica con textura ofítica de grano fino. Ancho de la fotografía: 0,8 mm, **b)** Roca básica con textura ofítica de grano grueso. Ancho de la fotografía: 2,17 mm. Nícolas cruzados, aug: augita, cpx: clinopiroxeno, ol: olivino, pl: plagioclasa

*Rocas básicas con textura ofítica de grano grueso.* Los afloramientos de la Cantera de Áridos Victoria y de los sectores adyacentes son los únicos en los que se han encontrado abundantes restos de gabros de grano grueso poco o nada afectados por el metamorfismo y la deformación. Las rocas del resto de los afloramientos estudiados que contienen esta litología están formadas mayoritariamente por asociaciones minerales de origen metamórfico, bien en forma de coronas o bien como transformaciones pseudomórficas esencialmente isoquímicas. No obstante, en todas ellas ha sido posible encontrar restos bien conservados de la mayor parte de los minerales ígneos (plagioclasa, olivino, augita, anfíbol kaersutítico y biotita) y de su disposición textural originaria. Ésta consistía en una textura ofítica de grano grueso con fenocristales, mayoritariamente redondeados de olivino y plagioclasa columnar o tabular, incluidos en el clinopiroxeno poiquilitico (con cristales de hasta 4 mm de longitud), además de cantidades menores de anfíbol, biotita y minerales opacos (Fig. 5.36.b).

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

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

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

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

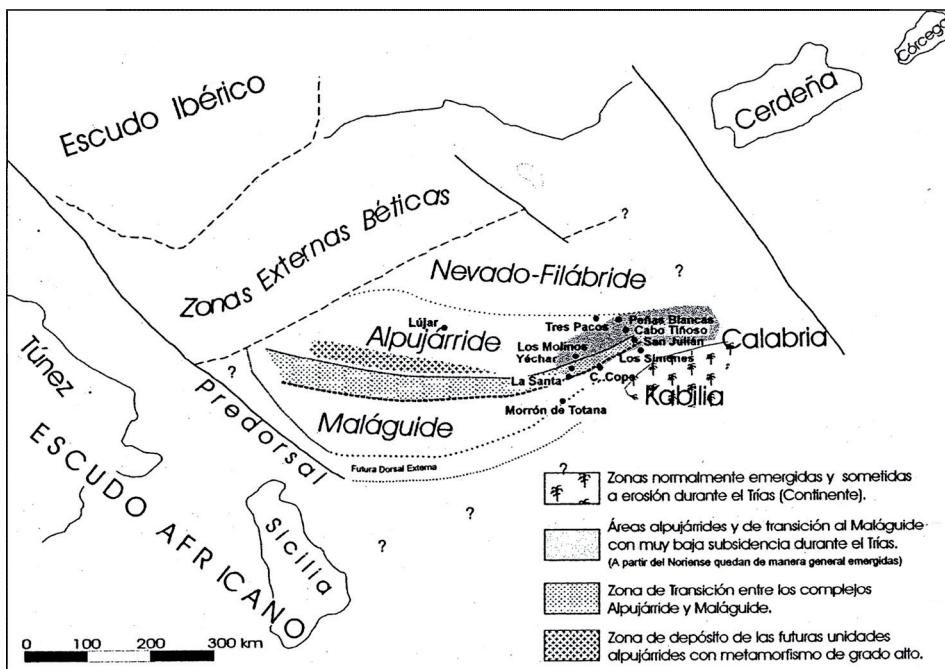
En el registro sedimentario de la Hoja de Mazarrón, están representados materiales con edades comprendidas entre el Paleozoico y el Cuaternario actual.

Para intentar una aproximación objetiva a una reconstrucción palinspástica previa, que sitúara 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 Almogía HERBIG, H. G., (1983), atribuidos regionalmente al Carbonífero Inferior, sobre los que se tienen los depósitos rojos (conglomerados y argilitas) de la Unidad 12. Aunque normalmente el contacto entre ambas unidades está muy mal expuesto y a menudo mecanizado, es evidente que los unos son depósitos de carácter marino incluso profundo y los otros lo son de carácter continental o marino somero. Por ello en esta Hoja dicho contacto discordante separaría los Ciclos Hercínico y Alpino. Como es lógico con los datos que se tienen es evidente que poco se puede decir sobre evolución geodinámica del Ciclo Hercínico En sectores cercanos donde los afloramientos del paleozoico son mucho 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 permotriásicos 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 acuñamiento hacia el este de los dominios Alpujárride y Maláguide, coincidiendo con el tránsito a los dominios Kabiliá 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 cuya son la del Alpujárride central y algunos sectores de la Calabria con series similares a los Alpujárrides orientales pero con un registro sedimentario del Noriense bien desarrollado.

La evolución sedimentaria del Triásico de las Z.I.B podría resumirse como sigue: durante el Scytiense y la mayor parte del Anisiense se instalaron, de manera generalizada, ambientes fluviales y costeros sobre los materiales paleozoicos previos. Los depósitos de dichos ambientes de carácter siliciclastico 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 Ladiense, 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 período, los sistemas fluviales retrogradan debido a la transgresión marina que instaura ambientes mareales, con depósitos de tipo sabka, quedando los sistemas fluviales restringidos a los paleosectores meridionales de las unidades maláguides (Morrón de Totana).

No fue hasta bien entrado el Ladiense 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 Malágide respecto al Alpujárride. Las facies representativas de los depósitos finales de este período, ya en el transito 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 braquíópodos. 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 Ladiense-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 un aconteció un nuevo episodio de nivel de mar alto (HST), generalizándose un medio de plataforma mixta (carbonatada-siliciclastica). En este período 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 malágide que, hacia el norte, daba paso a un sector a su vez estructurado en subcuenca 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

subcuenca, es el más subsidente y con depósitos marinos generalizados. Se correspondería con el área de depósito del Alpujárride en el que, durante este periodo, el sector de la Sierra de Almagro debió ser 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 palinística 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 produjeron 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 BOILLOT (1984) en la evolución de los márgenes. La subsidencia se inició en el Triásico Medio, inducida por la extensión cortical en los dominios más meridionales (Z.I.B), y condicionó el depósito de las potentes series de sedimentos evaporíticos y siliciclásticos triásicos; pero el primer gran evento sobrevino a comienzos del Jurásico, coincidiendo con la apertura del

Atlántico central, y no fue sino una gran transgresión cuyos primeros estadios quedaron registrados en sedimentos marinos del Jurásico temprano en las que se ha denominado "Unidades Intermedias" –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 *riifting* 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 *riifting*, el inicio de la subsidencia térmica del margen y la aparición de la primera corteza oceánica; en el caso del margen continental de las Cordilleras Béticas los tres eventos ocurrieron en el tránsito Dogger-Malm. Y si bien no hay argumentos directos –afloramientos de la supuesta corteza oceánica, que deberían estar entre las Z.I.B. y las Z.E.B. –a favor del modelo propuesto, sí los hay indirectos: la discontinui-

dad Bathoniense Superior–Calloviana, que afecta a toda la Zona Sube ética, y la presencia sincrónica de depósitos condensados de hemipelágitas 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 dominio 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 someras y mareales. En el dominio Subbético los depósitos son de ritmitas carbonatadas con frecuentes estructuras de deslizamiento e intercalaciones de conglomerados y brechas (formaciones Miravetes y Carretero), secuencia característica de una cuenca inestable de pendientes acentuadas; las áreas más internas del Subbético funcionaron como umbral pelágico: emersiones y discontinuidades frecuentes, diques neptúnicos, procesos kársticos.

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

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

El registro sedimentario del Cretácico Superior es mucho más uniforme: en el Prebético comienza con las facies Utrillas, en un dispositivo expansivo, y continúa, hasta el Senonense, con depósitos de plataforma carbonatada somera; en la cuenca subbética se depositaron materiales en facies pelágicas (formaciones Represa, Capas Rojas, Quipar-Jorquera, etc), esencialmente calizas con sílex y margas. No obstante, en los sectores mas internos del dominio Subbético, antes (durante el 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. Una tal cronología se fundamenta en criterios tectónicos locales (episodios compresivos a lo largo del Paleógeno, descritos por varios autores) y sedimentológicos generales: cambio sustancial en la geometría de la cuenca -por el que gran parte de la plataforma carbonatada del Cretácico superior quedó completamente emergida- acompañado por una acentuación del talud continental y la subsiguiente aparición de turbiditas terrígenas y de olistostromas en las áreas de cuenca; estos primeros eventos datan 60 M.a (DE RUIG, 1992) y son el reflejo de los movimientos tectónicos verticales de un flanco de la cuenca sujeto a compresión.

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

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

En este periodo prosiguió el desplazamiento de África hacia el E, en tanto que se acentuaba la rotación levógrira 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.

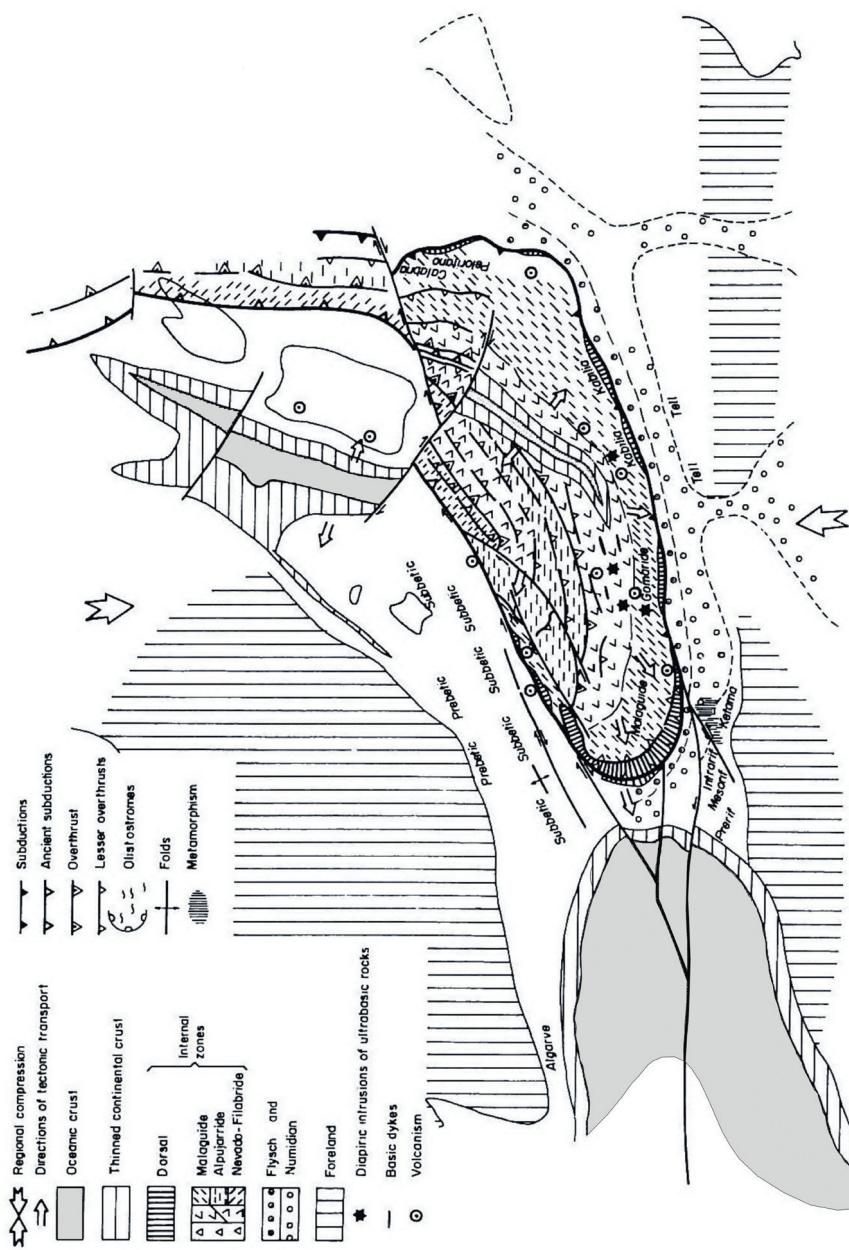


Figura 6.2. Reconstrucción paleogeográfica del Mediterráneo occidental durante el Mioceno inferior. Tomada de SANZ DE GALDEANO *et al.*, 1990

La fracturación distensiva subsiguiente 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 cobertura sedimentaria desencadenó el diapirismo de las masas evaporíticas del Triásico, que perforaron el suprayacente a favor de fracturas normales subverticales.

En este tiempo continúa la expulsión hacia el Oeste del “Bloque de Alborán” mediante accidentes transformantes en medio continental, tales como el de Cádiz-Alicante o el Nor-Bético. Estos accidentes juegan como desgarres dextros arrastrando, no solo a las Z.I.B, sino también a gran parte de las Z.E.B hacia el Oeste.

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

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

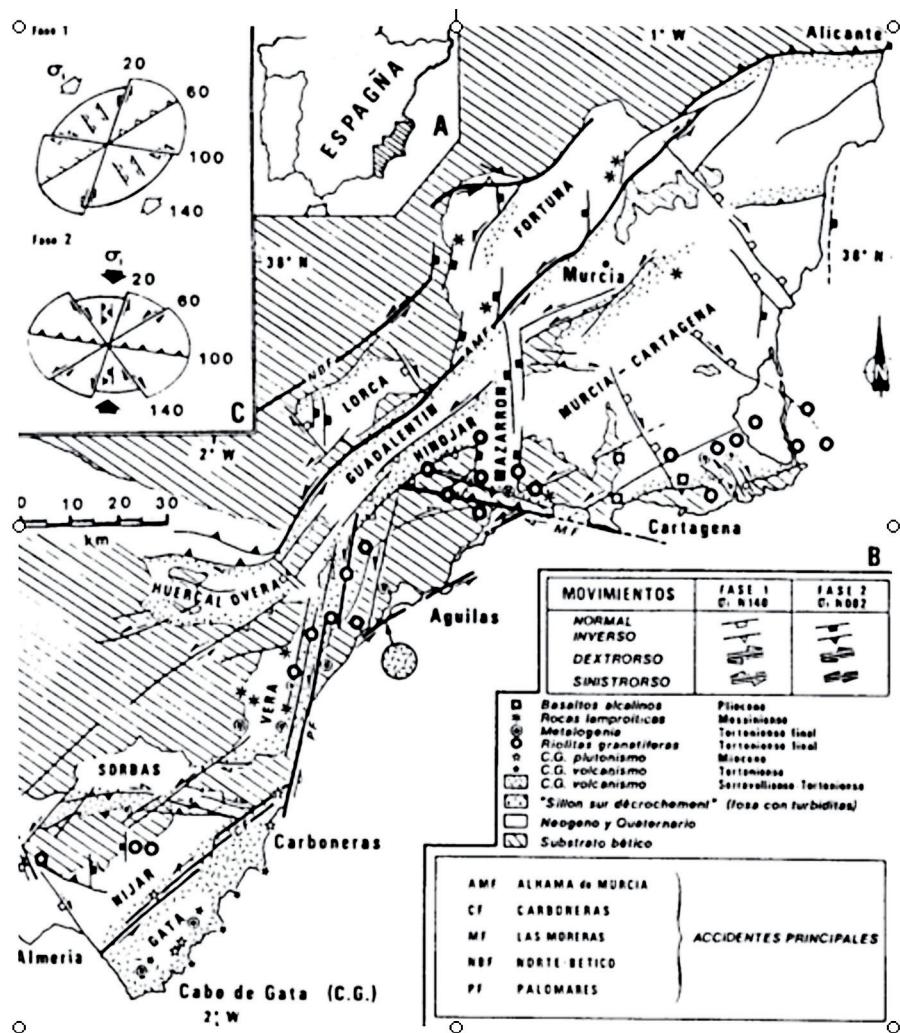
Parece reconocerse que, a finales del Mioceno medio, esta dinámica dextrorsa que de manera tan intensa había deformado las Z.E.B, en especial al Subbético, quedó prácticamente bloqueada operando a partir de este momento un nuevo contexto geodinámico.

A partir del Tortoniano, 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 N60/70E quedan bloqueadas o bien actúan como desgarres levógiros como ocurre con el accidente de Cádiz-Alicante en su sector de Bullas-Archena. La importante diferencia de espesor cortical que se pone de manifiesto en los bloques septentrional y meridional del Corredor del Guadalentín BANDA y ANSORGE (1980), encaja bien con el movimiento levógiro citado que afecta a la corteza y desplaza la zona adelgazada de Alborán hacia el NNE. Este hecho de, indudable trascendencia tectónica, es también de gran importancia ya que se produjo un incremento del flujo térmico en la región y cuando la distensión E-O lo permitió, determinó la salida de importantes masas de material volcánico mantélico, durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno.

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

A partir del Plioceno son las fallas de dirección general NO-SE y las NE-SO a NNE-SSO las que van a presentar movimientos muy importantes. A destacar entre estos sistemas en el área de estudio el corredor de Puerto Lumbreras-Murcia o del Guadalentín y las del Segura Medio. Para entender su complejo funcionamiento, es necesario recordar que, durante este tiempo, no solo se produce una compresión NNO-SSE sino que además y de manera sincrónica existe una notable distensión casi E-O. Por estas razones estos sistemas de fracturación conjugados NO-SE y NE-SO, no solo van a presentar movimientos de desgarre dextrógiros o levógiros respectivamente sino que, en muchos casos, estos van a ser oblicuos o incluso normales. El juego combinado de ambos sistemas con desplazamientos normales, ocasiona en su conjunto una extensión aproximada E-O.

Las grandes fallas de Bullas-Archena y de Calasparra-Cieza, aunque absorben parte de la deformación impuesta por el acercamiento de Afrecha 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.



**Fig. 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

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 numerosos 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.

### 7.1. RECURSOS MINERALES

#### 7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios minerales, reconocidos dentro de la Hoja de Mazarrón son muy numerosos. En los Cuadros (I-II-III-IV) se resumen las principales características de los indicios catalogados en esta Hoja.

El análisis de este catálogo, permite sintetizar estos indicios en tres grupos mayoritarios: de hierro (Fe) con morfología filoniana (indicios N°s 180, 182, 184, 185, 187, 188, 191, 192, 193, 194, 195, 201, 204, 216, 221, 228 y 230). De hierro (Fe) con morfología estratiforme (indicios N°s 174, 175, 176, 177, 178, 179, 181, 183, 186, 189, 190, 197, 198, 203, 206, 208, 210, 212, 214, 215, 219, 220, 223, 226, 229, 232, 234, 236 y 238). De plomo-zinc-plata (Pb-Zn-Ag) con morfología filoniana (indicios N°s 199, 205, 207, 213, 217, 218 y 222). Aunque no tan importantes tanto por número como por su importancia minera, pero si interesantes por su mineralogénesis merecen citarse los indicios de cobre (Cu) con morfología filoniana de la Mina Casa de la Crisoleja (indicio N° 191) y el indicio de plomo y mercurio con morfología estratiforme de las Minas del Bolete (indicio N° 245).

Las **mineralizaciones filonianas de hierro**, en las que se integran el primer grupo de los indicios reseñados, a excepción de unas poco importantes labores de prospección ubicadas al Oeste del Cabo de Palos, se concentran en el arco que, condicionado por el accidente sinistroso de Palomares, se extiende desde el Pilar de Jaravia (Hoja N° 997) y la Punta de Calnegre (Hoja N° 976) pasando por las estribaciones del Lomo de Bas donde afloran los materiales de las series paleozoicas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. Los filones suelen estar mejor conformados cuando encajan en tramos con facies cuarcíticas 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 minerales secundarios de hierro a los que acompañan escasos sulfuros, carbonatos de cobre, baritina ocasional y cuarzo.

INDICIO N	SUSTANCIA	HOJA MORA 150x300	COORDENADAS UTM	DEMONINACIÓN, PARAJE TERMINO, N.P. Y OPCIONAL	MORFOLOGÍA	MINERALOGÍA	ROCA ENCAJANTE	OTROS DATOS
1	Fe	976	631.10 4.163.60	MINA LA DIEZIETE y otras S' Almenara. Cortijo del Gato. Lorca	Estratiforme	Hemáticas	Mármoles fajeados, Tránsico Nevado-Filábride	Estratoligado. Masas irregulares
2	Fe	976	631.40 4.158.00	MINA SATURNIO Cabeceira Barranco La Cahada. Lorca	Estratiforme N075-080	Hemáticas parda	Calizas. Tránsico. Alpujarride	Estratoligado. Masas irregulares
3	Fe-(Mn)	976	631.80 4.160.90	MINA POSITIVA y otras Cabezo de La Oliva. Lorca	Irregular	Hemáticas-goétita. Óxidos de manganeso	Mármoles fajeados. Tránsico Nevado-Filábride	Estratoligado. Masas irregulares
4	Fe	976	632.60 4.162.85	MINA LA OCASIÓN y otras SE Cabezo de los Pinos. Lorca	Estratiforme	Hemáticas	Mármoles fajeados, Tránsico Nevado-Filábride	Estratoligado. Masas irregulares
5	Fe	976	633.55 4.158.70	Ladera sur de Collado Egea. Lorca	Estratiforme	Hemáticas roja, hemáticas parda	Calizas. Alpujarride	Estratoligado. Stockwork y disseminación.
6	Fe	976	633.85 4.159.60	La Zorrera. Lorca	Estratiforme N020	Hemáticas. Baritina.	Calizas marmóreas. Tránsico. Alpujarride	Masas irregulares.
7	Fe	976	633.90 4.153.90	Vertiente N del Lomo de Bas. Lorca	Filoniana N110-120	Hemáticas-goétita. Jarosita. Cuarzo.	Micasquistos, cuarctas, cuarzoesquistos. Paleozoico Nevado-Filábride	Brechóide.
8	Fe	976	634.00 4.160.60	Este de Cabezo de la Relajana. Lorca	Estratiforme	Hemáticas	Mármoles fajeados. Tránsico. Nevado-Filábride	Estratoligado. Masas irregulares
9	Fe	976	634.20 4.153.00	NF de El Cantal Vertiente S del lomo de Bas Lorca	Filoniana N060-110/40-60N N150-170/60Sb.	Goétita-hemáticas. Jarosita. Cuarzo.	Micasquistos, esquistos cuarzosos, Cuarctas Paleozoico Nevado-Filábride	Brechóide.
10	Fe	976	634.40 4.163.65	MINA VULCANO y otras Cabezos Negro y Bernajo. Lorca	Estratiforme	Hemáticas-goétita. Óxidos de manganeso.	Mármoles fajeados. Tránsico Nevado-Filábride	Estratoligado. Masas irregulares
11	Fe	976	634.80 4.153.60	Lomo de Bas Lorca	Filoniana N060	Goétita-hemáticas, siderita. Alunita.	Cuarctas, micasquistos. Paleozoico Nevado- Filábride	Stockwork de varios metros de potencia.
12	Fe	976	634.95 4.154.75	Norte de Lomo de Bas Lorca	Filoniana N060	Goétita-hemáticas. Cuarzo.	Cuarctas micasquistos. Paleozoico Nevado- Filábride	Stockwork en cuarctas
13	Fe	976	635.45 4.156.10	Las Ibilleras. Lorca	Estratiforme	Hemáticas parda	Calizas. Maláguide	Diseminaciones irregulares
14	Cu-Fe	976	635.60 4.153.90	Lomo de Bas Camino Gárrobilos-Mazarrón Lorca	Filoniana N070-100/70Sb	Goétitas-hemáticas, limonita, jarosita, malaquita. Pilita Cuerzo	Micasquistos, esquistos cuarzosos, cuarctas. Paleozoico Nevado-Filábride	Brechóide.
15	Fe-(Cu)	976	636.00 4.152.00	Lomo de Bas El Cantal Lorca	Filoniana N150-160/60NE N110/Sb	Hemáticas-goétita. Azurita, malquita. Cuarzo.	Cuarctas, micasquistos, Paleozoico, Nevado- Filábride	Brechóide.
16	Fe	976	636.65 4.160.75	MINA LAS DOS y otras Cabezo de Pastanalora	Estratiforme	Hemáticas. Galena, cancopirita	Mármoles fajeados. Tránsico. Nevado-Filábride	Estratoligado. Masas irregulares
17	Fe	976	636.80 4.162.15	MINA LAS ANIMAS y otras. Cabezo del Círculo. Mazarrón. Lorca	Estratiforme	Hemáticas roja Baritina	Mármoles. Tránsico. Nevado- Filábride	Estratoligado. Masas irregulares

INDICIO N	SUSTANCIA	HOJA MTN 1/50,000	COORDENADAS UTM	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	ROCA ENCAJANTE	OTROS DATOS
18	Cu	976	636-800 4165-500	Sierra Almenara La Cisoleja Mazarón	Filoniana (?) N060-075	Malakitita, azurita.	Calizas, esquistos. Cuarcitas. Permiotáctico. Nevado-Filábride
19	Cu-Fe	976	637-15 4153-85 Lorca	Lomo de Bas. SW Casas del Moro. Lorca	Filoniana N090-05/ubv	Goettita-hemaites, malakitita, Azurita, baritina (?)	Malasquitos y cuarcitos. Paleozoico. Nevado-Filábride
20	Fe	976	637-30 4152-60 Lorca	Este de Lomo da Bas. Lorca	Filoniana N090-13/ubv	Hemaitites-goettita. Cuarzo	Malasquitos y cuarcitos, cuarcitas. Paleozoico. Nevado-Filábride
21	Fe	976	637-70 4151-90 Lorca	Lomo de Bas. Lorca	Filoniana N060/5ubv	Hemaitites-goettita. Jarosita. Cuarzo	Cuarzosquitos, cuarcitas. Micasquitos. Paleozoico. Nevado-Filábride
22	Fe-(Cu)	976	638-05 4154-15 Lorca	Sureste Casero Los Curas	Filoniana N030/60/W	Hemaitites. Malaquita.	Micasquitos, cuarcitas. Paleozoico. Nevado-Filábride
23	Cu	976	638-20 4167-05 Mazarón	Sierra Almenara. Sur Pico del Aguila. Mazarón	Estratiforme (?)	Malakitita, azurita.	Estratiforme, cuarcitas. Permiotáctico. Nevado-Filábride
24	Fe-Pb	976	638-40 4160-90 Mazarón	Cabezo de Montejú Mazarón	Estratiforme (?)	Hemaitites-goettita galena, estafelite	Mármololes (Triásico Nevado-Filábride) Rocas volcánicas neógenas
25	Fe	976	638-50 4156-10 Lorca- Mazarón	MINA FRANCO HISPANIA y otras Casas Pastoría Lorca- Mazarón	Estratiforme	Hemaitites-goettita. Óxidos de manganeso	Calizas. Triásico Alpujarride
26	Pb-(Cu)	976	638-60 4161-90 Mazarón	Oeste del Cuco	Filoniana	Galena, azurita, malakitita.	Equistos. Cuarcitas. (Nevado-Filábride) Dactias. (Vulcanismo neógeno)
27	Fe-(Cu)?	976	639-10 4152-30 Lorca	Este de casa Torija	Desconocida	Hemaitites	Micasquitos. Paleozoico. Nevado-Filábride
28	Fe-(Cu)	976	639-30 4153-35 Lorca	Lomo de Bas (Extremo SE)	Filoniana N000-02/06SE	Hemaitites. Malaquita.	Micasquitos, cuarcitas. Paleozoico. Nevado-Filábride
29	Cu	976	639-45 4160-55 Mazarón	MINA DOLORES Sierra Morenas Mazarón	Desconocida	Malakitita, azurita.	Equistos, cuarcitas. Paleozoico. Nevado-Filábride
30	Fe	976	639-50 4156-15 Mazarón	MINA SUSAÑA y otra. Mazarón	Estratiforme	Hemaitites. Baritina.	Calizas. Triásico Alpujarride
31	Fe-(Cu)	976	640-15 4153-00 Lorca	Oeste de Cainege	Filoniana N060-11/06DS, N000-03/06E	Hemaitites. Malaquita	Micasquitos, cuarcitas. Paleozoico. Nevado-Filábride
32	Pb-Zn- (alunita)	976	640-30 4162-00 Mazarón	COTO FORTUNA	Filoniana N160-180; N090- 110	Galenita argenterita, estafelite, Alunita, baritina, pírita, cerusita, malakitita, azurita. Yeso	Dactias, rodaditas, tobas (N. neógeno) Equistos (Paleozoico Nevado-Filábride)
33	Fe	976	640-75 4155-50 Mazarón	MINA EL SUSTO y otra Rampa de Pastana	Estratiforme	Hemaitites	Calizas. Triásico Alpujarride

INDICIO N	SUSTANCIA	HOJA MINA 150/000	COORDENADAS UTM	DENOMINACION PARA EL TERRITORIO JUNCA IPAL (PROV.)	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	ROCA ENCAJANTE	OTROS DATOS
34	Pb-Zn- (Ag)	976	640.90 4161.70	COTO FORTUNA (SE). SE de Herrerías. Mazarón	Filoniana N160-180; N090-110	Galenita argenterita, ceruñita, Baritina, pirita, cerusita, malataquia, azurita, Yeso	Esquistos, cuarcitas Permotáctico, Nevado-Filábrides	Stockwork
35	Fe	976	642.40 4155.15	MINA PAQUITA Y otras. Alto de Percheles. Mazarón	Estratiforme	Hematites	Calizas Tráctico-Alpujarride	Estratolizado. Masas irregulares
36	Pb (?)	976	642.50 4160.95	MINA LA AGUILA. Mazarón	Desconocida	Galenita (?)	Mármolos, micaesquistos Permotáctico. Nevado-Filábride	Estratolizado (?)
37	Fe-(Mn)	976	643.10 4159.80	MINA FARRUCA Y otras. Mazarón	Estratiforme	Hematites-goetita. Óxidos de manganeso	Mármolos Tráctico Nevado-Filábride	Estratolizado. Masas irregulares
38	Fe-(Cu)	976	643.90 4160.70	MINA ABUNDANCIA Sierra Morenas. Mazarón	Lentejónar	Hematites roja. Calcopirita	Mármolos Tráctico. Nevado-Filábride	Estratolizado. Lentejones
39	Fe	976	644.35 4159.45	El Rosario. Mazarón	Estratiforme	Hematites roja..	Mármolos Tráctico. Nevado-Filábride	Estratolizado. Masas irregulares
40	Pb-Zn- (Ag)	976	645.15 4162.00	MINAS PEDRERAS VIEJAS. Pedreras viejas. Mazarón	Filoniana N020-050 N070	Galenita, esfarellita, pirita.	Dactitas, rodacitas (V. Néogeno) Mármolos (Tráctico. Nevado-Filábride )	Filones en rocas volcánicas. Masas irregulares (reemplazamiento) en los marmoles.
41	Fe	976	645.25 4159.95	MINAS DEL VELETA. Pico La Veta. (Falla Sur) Mazarón	Estratiforme N040-050	Hematites-goetita	Mármolos (Tráctico. Nevado-Filábride ) Calizas (Tráctico Alpujarride)	Estratolizado Masas irregulares
42	Fe	976	646.70 4160.90	NW Moro Blanco. Mazarón	Estratiforme N030-040	Hematites roja	Calizas, harmónicas Tráctico. Alpujarride	Estratolizado. Impregnaciones irregulares
43	Fe	976	647.10 4163.50	NW Cabezo Perules. Mazarón	Filoniana N045/45W	Hematites-goetita	Mármolos Tráctico Nevado-Filábride	Corrida 120-150 m; potencia 0.5-1m Brechoides
44	Pb-Zn- (Ag)	976	647.50 4163.30	MINAS DE MAZARRÓN (NW). Cabezo Perules. Mazarón	Filoniana N030-060 N000-020 N065-070	Galenita, esfarellita, pirita, micaesquistos, hematites, goetita. Magnetita, calcopirita, cobres grises, estibita, berillita.	Vulcanismo neogeno: dactitas rodacitas. Paleozoico Nevado-Filábride: esquistos, cuarcitas.	Filones y stockwork
45	Pb-Zn- (Ag)	976	648.10 4162.80	MINAS DE MAZARRÓN (W). Cabezo de San Cristóbal. Mazarón	Filoniana N030-050	Galenita, esfarellita, pirita, micaesquistos. Magnetita, siderita, calcopirita, anepiropirita, estibina, berillita, jasocita, baritina, alunita, halloysita, Caclita, cuarzo, yeso, mica.	Dactitas, Rodacitas (V. neógeno) Esquistos (Paleozoico Nevado-Filábride)	Stockwork
46	Fe	976	648.25 4163.70	MINAS CAFEZO DEL HIERRO. Cabezo del Hierro. Mazarón	Estratiforme	Hematites-goetita	Mármolos. Tráctico Nevado-Filábride	Estratolizado. Masas irregulares
47	Fe	976	648.70 4164.65	Los Serranos. Mazarón.	Estratiforme	Hematites-goetita	Mármolos. Tráctico Nevado-Filábride	Estratolizado. Masas irregulares

INDICIO N	SUSTANCIA	HOJA MTN 750,000	COORDENADAS UTM	DENOMINACION PARALEL TERMINIO MUNICIPAL (PROV.)	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	ROCA ENCAJANTE	OTROS DATOS
48	Fe-(Mn)	976	648.90 4162.20	MINA VULCANO. Mazarón	Filoniana N060-070 (Estratiforme)	Hemáticas, piroclásita. Galerita.	Mármololes. (Tránsico Nevado-Filábride) Dacíticas, riodactas. (V. neógeno)	Filones en rocas volcánicas. Masas (estratoligado) en mármoles.
49	Pb (?), Fe(?)	976	649.10 4159.45	Cabezo y Barranco del Castillo. Mazarón	Desconocida	Hemáticas, goettita	Calizas. Tránsico Alpujárride	
50	Fe	976	649.15 4164.05	Oeste Cabezo. Los Ataicos. Mazarón	Estratiforme	Hemáticas-goettita	Mármololes. (Tránsico Nevado-Filábride) Dacíticas, riodactas. (V. neógeno)	Estratoligado. Masas irregulares
51	Fe (?)	976	650.00 4167.85	Alto de las Yeseras Mazarón	Desconocida	Hemáticas	Mármololes. (Tránsico Nevado-Filábride)	Estratoligado (?)
52	Pb	976	650.20 4159.65	MINA JORGE Cabezo leonera Mazarón	Filoniana N075/45E	Galerita	Calizas. Tránsico. Alpujárride	Estratoligado (?) Vetillas de galena.
53	Fe	976	650.40 4164.10	MINA TIBALCAIN SW Cabezo Rincones Mazarón	Estratiforme	Hemáticas parda	Mármololes. (Tránsico Nevado-Filábride)	Estratoligado. Masas irregulares
54	Fe	976	651.30 4164.10	Cabezo Rincones (Falta S) Mazarón	Desconocida	Hemáticas	Mármololes. (Tránsico Nevado-Filábride)	Estratoligado (?)
55	Fe	976	653.55 4166.00	Sierra de Lo Alto (Sun). Mazarón	Filoniana (?) N160-170	Hemáticas	Mármololes. (Tránsico Nevado-Filábride)	
56	Fe	976	653.90 4168.65	Pico El Agarrrobo (falta NF) Mazarón	Estratiforme N050	Hemáticas	Mármololes. (Tránsico Nevado-Filábride)	Estratoligado. Masas irregulares
57	Fe-Cu- (Hg)	976	654.70 4163.35	MINAS DEL COLLATERO Las Balsicas. Mazarón	Filoniana N045-060/75N	Hemáticas roja, Cincabio, malaquita, azurita. Alunita.	Mármololes. (Tránsico Nevado-Filábride)	Brechoides
58	Fe	976	654.90 4164.55	La Alameda Mazarón	Desconocida	Hemáticas	Mármololes. Gneises, antifolititas. Permonáutico, Nevado-Filábride.	
59	Fe	976	655.00 4167.60	MINA SAN JULIÁN y otras. Mazarón	Estratiforme	Hemáticas	Mármololes. (Tránsico Nevado-Filábride)	Estratoligado. Masas irregulares
60	Fe	976	656.95 4164.90	La Rata. Mazarón	Filoniana (?) N180	Hemáticas, Alunita	Mármololes. (Tránsico Nevado-Filábride)	Brechoides
61	Fe	976	658.20 4168.00	El Mingrano. Fuente Alamo	Estratiforme	Hemáticas	Mármololes. (Tránsico Nevado-Filábride)	
62	Fe	976	658.40 4163.95	Casa de la Vuelta. Cartagena	Desconocida	Hemáticas	Dolomitas. Calizas. Tránsico Alpujárride	Estratoligado (?)
63	Fe	976	659.00 4168.85	Las Legazas Fuente Alamo	Estratiforme	Hemáticas parda. Hemáticas especular.	Mármololes, calizo-dolomíticos. (Tránsico Nevado-Filábride)	Estratoligado. Masas irregulares
64	Fe	976	659.65 4167.15	Los Ruices. Fuente Alamo	Filoniana (?) N040	Hemáticas	Mármololes. Tránsico Nevado-Filábride	Estratoligado (?)
65	Fe-(Hg)	976	659.80 4162.90	Collado del Caballo. Cartagena	Estratiforme beneplacit N060/30-50NW	Hemáticas, goettita. Calcoesquistos, calizas. Tránsico Alpujárride	Potencia máxima: 50 cm. Corrida: 250 m.	

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. Según estos autores, estos yacimientos pueden ser homologados al tipo SIEGERLAND, ampliamente representado en la Europa Hercínica y alpina. Dichos autores definen dos subtipos: *Filabres* para hacer referencia al grupo genérico de mineralizaciones de hierro con sulfuros y el *Gergal* para aquellos con muy escasa proporción de sulfuros.

Un segundo grupo de indicios, 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 alentejonadas y rellenos de fracturas y/o cavidades kársticas.

Tradicionalmente se las ha considerado, desde el punto de vista genético, como masas de sustitución metasomática, es decir como yacimientos del tipo *Bilbao* IGME (1973). Las investigaciones de TORRES-RUIZ *et al.* (1979), TORRES-RUIZ (1980, 1983) y MARTÍN *et al.* (1982), en yacimientos similares en el sector central de la Cordillera (Alquife, Piletas, etc.), pusieron en evidencia que allí el primero y principal proceso metalogenético 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, dolomias o calizas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride, materiales en los que conforman masas de sustitución metasomática, así siempre irregulares, a veces groseramente tabulares y en ocasiones condicionadas por líneas de fractura. Aún así, en conjunto se adaptan a la disposición de las rocas carbonatadas que las albergan. En este apartado hay que destacar las Minas del Rincón de Morales y las Minas de Perín, a mitad de camino entre Mazarrón y Cartagena, que fueron las más importantes minas de hierro de Murcia y alguna de ellas (Aqueronte del Grupo Rincón de Morales), aún se laboreaba hasta 1964. Las Minas del Collado Cabañil (índice N° 238), son un caso peculiar en este subgrupo, por cuanto a los minerales de hierro acompañan como accesorios fluorita y cinabrio en lentejones dentro de los calcosquistos alpujárrides. En realidad se trataría de una variedad morfogenética de otro tipo más general de mineralizaciones las de Pb-Zn, que se describirán a continuación, que según ARRIBAS y ARRIBAS (1995), se presentan entre otras formas como "filones en rocas carbonatadas y filitas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride; mantos de reemplazamiento, peniconcordantes, en rocas carbonatadas de estos mismos Complejos en el distrito minero de La Unión y filones en rocas volcánicas de los distritos mineros de Mazarrón y Cartagena-La Unión". Con frecuencia las masas minerales de hierro y de manganeso explotadas, no son sino la parte oxidada de yacimientos de este tipo.

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

**Las mineralizaciones de Plomo-Zinc** son las más variadas y numerosas en los sectores centrales y orientales de las Cordilleras Béticas y han alcanzado una relevancia económica mundial, en determinados momentos de su historia minera, a lo cual no ha sido ajena la Región de Murcia con sus distritos mineros de la Sierra de Cartagena, Mazarrón y Águilas.

Aunque en los sectores centrales y occidentales de la Cordillera las mineralizaciones de Pb-Zinc del tipo estratoligadas y sin relación aparente con el volcanismo son sin duda las más frecuentes, en la Región de Murcia ocurre todo lo contrario. Excepto un grupo de indicios muy poco relevante, en el origen de todos los demás parece estar, de forma más o menos directa, el volcanismo neógeno, particularmente bien desarrollado en esta área y cuyos efectos se han visto favorecidos por una intensa tectónica de fractura que ha proporcionado las

vías necesarias para la circulación de soluciones hidrotermales y los espacios vacíos para el depósito de minerales.

En esta Hoja el único indicio que posiblemente pueda encuadrarse el grupo de **mineralizaciones de Pb-Zinc del tipo estratoligadas** sea la Mina La Agüilla (indicio N° 209).

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

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

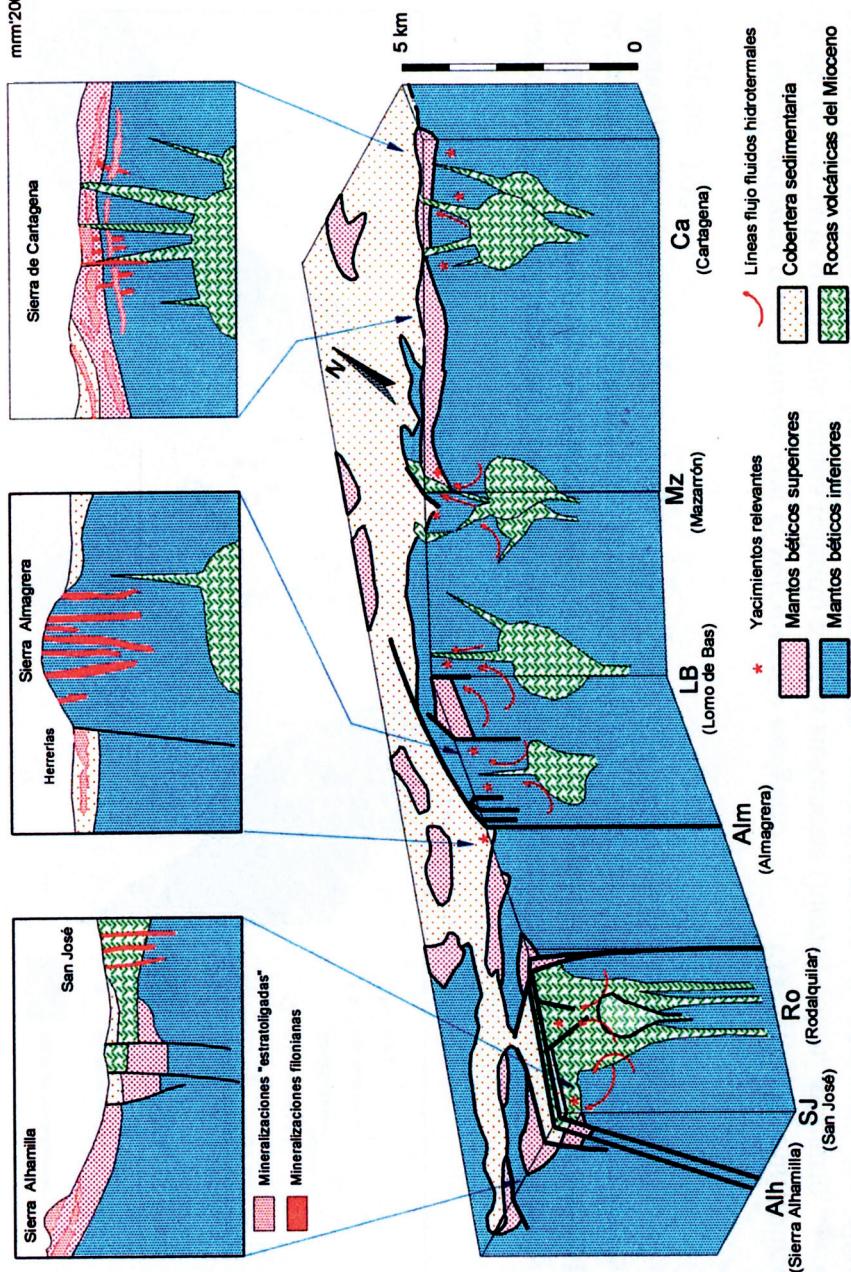
La mineralización en sí no es particularmente variada ni compleja: predominan, con mucho, galena y fluorita, la primera siempre presente y a menudo argentífera; en ocasiones hay concentraciones importantes de esfalerita, pero por lo general está subordinada a la galena como inclusiones de esta. Otras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

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

En la génesis de estas mineralizaciones se admite que el primero y principal proceso metalogenético es sinsedimentario y/o sindiagenético en ambientes de plataforma carbonatada poco

profunda donde las manifestaciones ígneas penicontemporáneas (ofitas) pudieron aportar a la cuenca de sedimentación parte de los cationes. Los procesos posteriores de diagénesis, metamorfismo, circulación de fluidos hidrotermales y meteorización con los consiguientes efectos de aporte de nuevos componentes (epigenéticos), removilización de los singenéticos y alteración de unos y otros confluyen en este tipo de yacimientos estratoligados en rocas carbonatadas tipo "Mississippi Valley" STANTON (1980), EVANS (1980) o Alpino SANGSTER (1976).

**Las mineralizaciones de Pb-Zn relacionadas con el volcanismo neógeno**, agruparían no solo a las de esta paragénesis, sino también a otras sustancias o indicios ya descritos con anterioridad (hierro, cobre, mercurio, etc) de esta región del sureste peninsular, cuyo tratamiento debe abordarse conjuntamente y ello dejando a un lado las controversias que durante años han mantenido los dos grupos de investigadores a los que se hacía referencia con anterioridad. Considerando la síntesis de ARRIBAS Y ARRIBAS (op cit), como la más sincrética y actualizada, el modelo propuesto en la Fig. 7.1, para explicar la génesis de los yacimientos de este sector.



**Figura 7.1.** Bloque diagrama esquemático de la corteza superior en el sureste de la Península mostrando la hipotética posición de los centros ígneos, la circulación de los fluidos hidrotermales y la posición de las mineralizaciones más representativas. RUIZ MONTES, M. 2000 adaptada de ARRIBAS y ARRIBAS (1995)

Como puede observarse, supone la presencia en profundidad de varios centros ígneos los cuales se manifiestan en superficie de forma más o menos ostensible: muy extensamente en el campo volcánico del Cabo de Gata, menos, pero de forma notoria, en Mazarrón, de forma más dispersa en Cartagena y casi ausentes en Lomo de Bas y las Sierras de Almenara, Aguilón y Almagrera. Los sistemas ígneos aportan sus propias soluciones hidrotermales, con elementos propios, que se suman al régimen hidrotermal general; unas y otras soluciones lixivan otros elementos de todos aquellos materiales a través de los cuales circulan y los transportan hasta depositarlos en fracturas, vía relleno hidrotermal, o hasta determinados horizontes reactivos, vía sustitución metasomática. La primera vía conduce a la formación de mineralizaciones filonianas, encajadas en cualquier tipo de materiales, en tanto que por la segunda se llega a las mineralizaciones estratoligadas o de tipo manto. No es por tanto infrecuente, dado el contexto geológico del área, encontrar asociados ambos tipos asociados: relleno filionario de las fracturas por las que ascienden los fluidos mineralizadores y masas de sustitución inducidas por estos cuando alcanzan niveles favorables (carbonatos u otros).

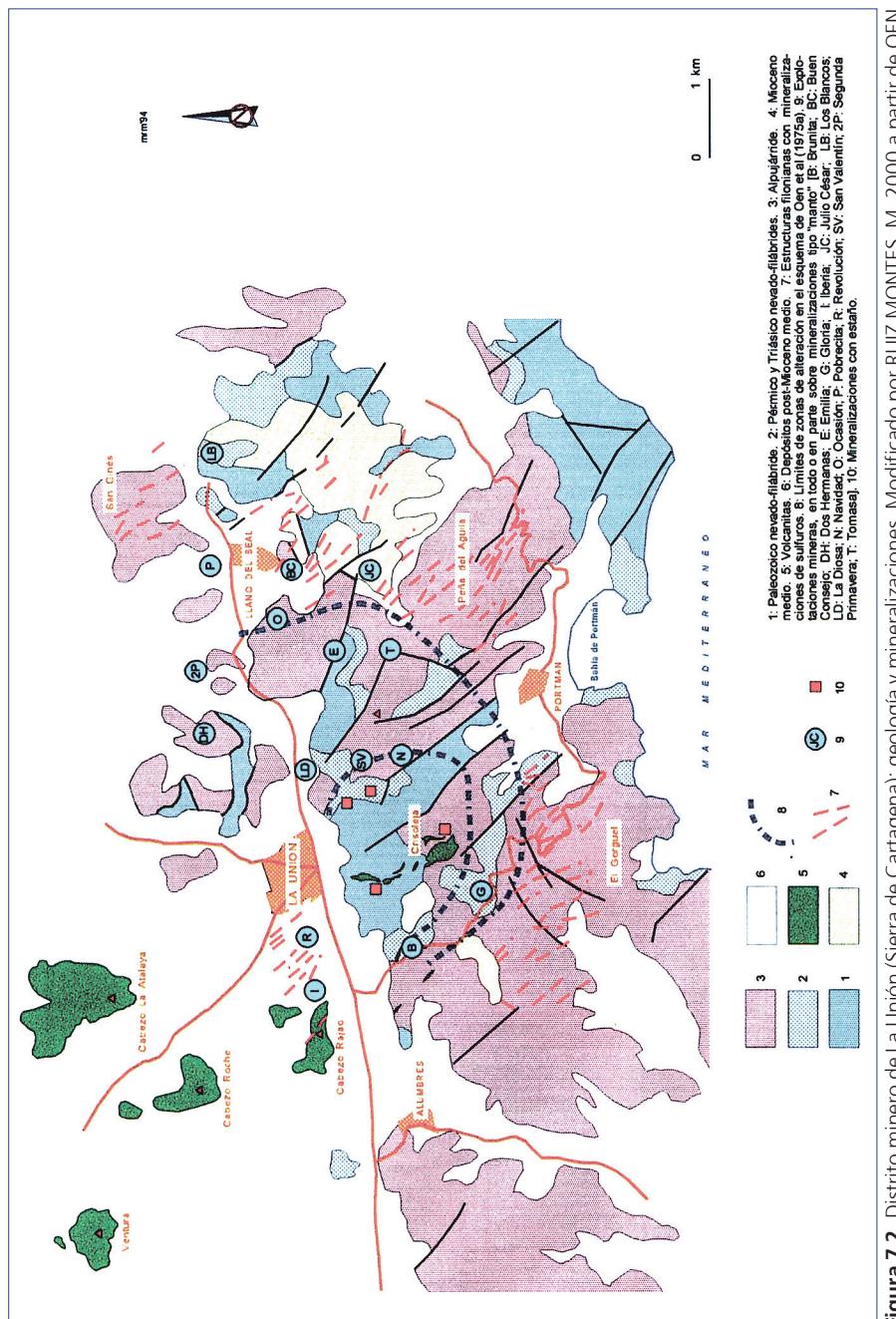
En el arco que se dibuja desde el oeste de Águilas, por la Sierra del Lomo de Bas hasta la Punta de Calnegre, casi todas las mineralizaciones son filones de Pb-Fe (Cu-Zn-Sn-Ba-Ag) encajados en cuarcitas, micasquistos y gneises nevadofilábrides y alpujárrides: es decir yacimientos descritos en esta memoria, unos como yacimientos de hierro (y sulfuros), otros como yacimientos de cobre, Mina Casa de la Crisoleja (índice N° 191), algunos como yacimientos de estaño y el resto como yacimientos de Pb-Zn.

En otro arco que se extiende más externo al precedente y desde la Sierra de la Carrasquilla, por Sierra Almenara hasta la Sierra de las Moreras y la Rambla de Pastrana, la inmensa mayoría de las mineralizaciones son de hierro, estratoligadas en rocas carbonatadas sobre todo del Complejo Nevado-Filábride y en menor medida del Alpujárride e incluso Maláguide. Son masas de sustitución (irregulares, lentejonares y tabulares), diseminaciones y stockworks. La Mina Franco Hispana (índice N° 198) fue quizás una de la más importante de este tipo en rocas carbonatadas alpujárrides y La Mina Positiva lo fue en mármoles nevadofilábrides muy próximos a las masas de rocas volcánicas de la fosa de Mazarrón.

A estas masas volcánicas están ligados los más importantes yacimientos de Pb-Zn-Ag del distrito. Son los del Cerro San Cristóbal y el Cabezo de Los Perules (índices N°s 216, 217 y 218). Consisten en una red de filones más o menos paralelos, a veces muy ramificados, que dan lugar a stockworks centrados en el filón San José. Las rocas encajantes (tobas, lavas, dacitas y riocacitas contenido grandes enclaves de las rocas nevadofilábrides), están afectadas por una fuerte alteración hidrotermal. La mineralización está formada por galena argentífera, esfalerita, pirita, marcasita, barita y siderita; como accesorios magnetita, tetraedrita, estibina y bertierita y como ganga calcita, barita, dolomita y cuarzo. Entre los minerales producidos por la alteración hidrotermal la alunita, jarosita y alumbre son los más abundantes y entre los de oxidación se encuentran yeso, anglesita, malaquita azurita y numerosos sulfatos solubles. Los yacimientos de Pedreras Viejas y Coto Fortuna (índices N°s 213, 205 y 207), son del mismo tipo, aunque en detalle muestran ciertas peculiaridades en sus paragénesis.

Al este de Mazarrón, por las Sierras del Algarrobo y de Lo Alto, tal como se ha descrito con anterioridad, sigue habiendo yacimientos de hierro en rocas carbonatadas, algunos son filones, la mayoría masas irregulares de sustitución a veces tabulares subconcordantes o netamente discordantes respecto a las rocas carbonatadas en las que encajan. El mejor ejemplo son las Minas de Morales y de Perín, de las más importantes minas de hierro de La Región de Murcia.

La Sierra de Cartagena puede considerarse globalmente como un único yacimiento y, gracias a él, el distrito minero de Cartagena-La Unión ha sido quizás el más importante yacimiento de Pb-Zn-Fe (y otros elementos subordinados: Mn, Cu, Sn) de España, e incluso del mundo, en algún momento de su historia. La Sierra de Cartagena se ha edificado por el empilamiento de varias unidades de los Complejos Maláguide, Alpujárride y Nevado-Filábride. Bajo este edificio se supone la presencia de un centro ígneo del cortejo del volcanismo neógeno calcoalcalino potásico y shoshonítico (Fig. 7.1) que se manifiesta en superficie por varias pequeñas masas de dacitas/riodacitas. Los procesos hidrotermales han conducido a la alteración de los materiales, según el esquema definido por OEN (1975a) Fig. 7.2, y, en este contexto, a diversos tipos de mineralizaciones polimetálicas.



Las mineralizaciones de la Sierra de Cartagena se presentan en forma de filones de relleno y sustitución, reemplazamientos metasomáticos (mantos), impregnaciones hidrotermales (blanquetes) y rellenos de cavidades, tanto en la rocas metasedimentarias de las series Nevado-Filábrides y Alpujárrides como en las sedimentarias y volcánicas del Mioceno. A este último pertenecen dos mineralizaciones muy características de la Sierra de Cartagena. Una es la que se Explotó en la Mina San Rafael III, situada al SE de Brunita, en donde la mineralización estaba rellenando fracturas y huecos de un carst, de posible origen hidrotermal, que se desarollo en el contacto de las filitas y mármoles de la serie filábride. La otra mineralización se encuentra en las margas y conglomerados miocenos de las Minas de Cartes OEN *et al.* (1980), ARRIBAS (1980), donde forma respectivamente filones de relleno y un manto de reemplazamiento de características singulares ya que los sulfuros se hallan en los huecos que dejaron, al ser disueltos por los soluciones hidrotermales, los cantos de rocas carbonatadas del Trisa que forman parte del conglomerado llamado el "almendrolón"

En conjunto los minerales que aparecen en los diferentes yacimientos de la Sierra de Cartagena son: greenalita, clorita, talco, minnesoaita, magnetita, hematites, pirrotina, arsenopirita, estannina, pirita, marcasita, calcopirita, tetraedrita-tennantita, galena, esfalerita, boulangerita, bournonita, samseyita, y casiterita xiloide. Los minerales más frecuentes de la ganga son: cuarzo, (ocasionalmente jasperoideo y calcedonioso, a veces de la variedad amatista), siderita, calcita y baritina. Los minerales de alteración, tanto los producidos por procesos hidrotermales como por meteorización son: jarosita, alunita, nontronita, calcosina, covellina, anglesita, yeso, beudandita, cerusita, smithsonita, goethita, delafossita, driptomelana, pirolusita, polianita, psilomelana, calcofanita, heterolita y coronadita.

La magnetita, greenalita y, en general, los minerales cloríticos solo aparecen en los mantos de reemplazamiento de los niveles carbonatados y, ocasionalmente, en las metabasitas intercaladas en ellos. Basándose en la presencia o no de estos silicatos, así como en la de casiterita y óxidos de Mn, OEN *et al.* (op cit), han establecido tres asociaciones paragenéticas en la Sierra de Cartagena: **(1)** Sulfuros-carbonatos-sílice. **(2)** Sulfuros-carbonatos-sílice-greenalita-magnetita. **(3)** Óxidos-hidróxidos-carbonatos-sílice.

La primera asociación da lugar a filones y mantos, la segunda es típica de los mantos y la tercera aparece en filones, mantos y blanquetes. Es destacable que a esta última asociación es a la que pertenecen las mineralizaciones con óxidos de Mn, hematites y casiterita xiloide. ARRIBAS y ARRIBAS (op cit).

#### 7.1.2. Minerales energéticos

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

### 7.1.3. Rocas industriales

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

Se han observado canteras de dimensiones muy reducidas en la vertiente septentrional de Sierra Almenara, en la Sierra de los Cucos (terminación occidental de la Sierra de las Moreras) y al norte del Collado Cabañil, en las que beneficiaba el yeso del las unidades del Complejo Nevaldo-Filábride en caleras para abastecimiento local. De mayor importancia son las instalaciones asociadas a las canteras de yeso que se encuentran a lo largo de la carretera de Mazarrón a La Pinilla (649.500; 4167.950), aún de mayor envergadura parece la cantera situada en el Cortijo de los Vivancos (652,850; 4169, 650). Ambas canteras explotan los yesos del Manto del Mulhacén. Cuadro 7.5.

En el capítulo de los áridos, al contrario de lo que ocurre en áreas próximas, la actividad dentro de esta Hoja es muy escasa. Solo se han localizado dos canteras que explotan las anfibolitas de la Unidad Inferior del Manto del Mulhacén. Se encuentran en las cercanías de la carretera de Mazarrón a la Pinilla (651,150; 4169,150 y 651,600; 4169,300), la segunda citada mantiene, de manera temporal, un frente activo. En este caso son áridos ígneos, incluibles en la categoría de áridos de machaqueo. Los áridos ígneos se emplean mayoritariamente en construcción de carreteras.

MINERALES ENERGÉTICOS Y ROCAS INDUSTRIALES					
INDICIO N°	COORDENADAS		SUSTANCIA	PROVINCIA/TÉRMINO MUNICIPAL	Observaciones
	X	Y			
66	649500	4167950	Yes	Mazarrón	
67	652850	4169650	Yes	Mazarrón	
68	651150	4169150	Arm	Mazarrón	
69	651600	4169300	Arm	Mazarrón	

**Cuadro 7.5.**

Finalmente, en la vertiente occidental de la Sierra de Lo Alto, se encuentra una pequeña cantera abandonada en la que se explotaron los mármoles fajeados y blancos de la Unidad Inferior del Manto del Mulhacén.

## 7.2. HIDROGEOLOGÍA

### 7.2.1. Características climáticas e hidrológicas

La Hoja de Mazarrón queda encuadrada íntegramente en el ámbito de la cuenca del Segura, cuyos límites quedan definidos por el territorio de las cuencas hidrográficas que vierten al mar Mediterráneo entre la desembocadura del río Almanzora y la margen izquierda de la Gola del Segura en su desembocadura, así como la subcuenca hidrográfica de la Rambla de Canales y las cuencas endorreicas de Yecla y Corral-Rubio. La superficie así definida tiene una extensión de 18.870 km<sup>2</sup>, 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 río Segura y del río Madera. La precipitación media anual de toda la cuenca es de unos 400 mm, la más baja de todas las grandes cuencas peninsulares, aunque en años secos ésta puede descender por debajo de 100 mm en algunos sectores del sureste.

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

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

De acuerdo con la clasificación de Papadakis, la cuenca del río Segura se identifica con el denominado tipo climático mediterráneo y, según las zonas, con los subtipos templados, continentales, subtropicales y semiáridos subtropicales.

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 río Segura. Aguas abajo de la confluencia entre ellos los cauces de la margen izquierda son, en general, ramblas sin aportaciones permanentes y con fuertes aparatos torrenciales (ramblas del Judío, Moro, Tinajón, etc.), mientras que los de la margen derecha son ríos propiamente dichos, con caudales exigüos pero permanentes.

En la Hoja de Mazarrón, las características del clima, de acuerdo con la clasificación de Köppen, serían las correspondientes al estepario seco, próximo al desértico (Geiger, 1970; López Gómez, 1987). Las temperaturas medias anuales en torno a 17°-18°C, junto con la escasez de

lluvias, del orden de 250 mm/año, y las tasas de evapotranspiración de 850-900 mm/año, imprimen un fuerte déficit hídrico en la zona permitiendo encuadrar este sector de Murcia dentro de la Zona Climática Árida, aunque ya cercana a la Zona Semiárida. Al igual que en el resto del SE peninsular, los mecanismos pluviométricos están muy ligados a la presencia de masas de aire frío con curvatura ciclónica en las capas altas de la atmósfera que dan lugar a la formación de "gotas frías" principalmente durante los meses de octubre y noviembre (Alonso 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 de esta Hoja está caracterizado por cauces con desagüe directo al mar que son ramblas efímeras de respuesta hidrológica muy irregular y condicionada directamente a los aguaceros sobre sus cuencas vertientes; entre ellas destacan por su importancia la rambla de Las Moreras, en Mazarrón, y la de Ramonete, en Calnegre. En el apartado 3.1 (Fisiografía) se describen con detalle los aspectos esenciales de la red fluvial de esta Hoja.

#### 7.2.2. Características hidrogeológicas

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

Complementariamente a estas dos grandes zonas geológicas, existen abundantes depósitos de materiales post-orogénicos que se distribuyen como recubrimientos de las grandes unidades mencionadas. Estos materiales post-orogénicos adquieren gran desarrollo en extensión y potencia en algunas depresiones postectónicas costeras y/o intramontañosas, como el Campo de Cartagena, Valle de Guadalentín-Segura, Lorca, etc.

Hidrogeológicamente, esta complejidad da lugar a la existencia de numerosos acuíferos, en muchos casos de mediana y pequeña extensión, con estructuras geológicas frecuentemente complejas.

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

Con la entrada en vigor, el 22 de diciembre de 2000, de la Directiva 2000/60/CE, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas, conocida como Directiva Marco del Agua (DMA), se ha introducido el concepto "*masas de agua subterránea*" definido como "*un volumen claramente diferenciado de aguas subterráneas*

en un acuífero o acuíferos". Adicionalmente, se define el "acuífero" como "una o más capas subterráneas de roca o de otros estratos geológicos que tienen la suficiente porosidad y permeabilidad para permitir ya sea un flujo significativo de aguas subterráneas o la extracción de cantidades significativas de aguas subterráneas".

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

Partiendo de las unidades hidrogeológicas establecidas en el Plan de cuenca y teniendo en cuenta además otros parámetros relacionados con aspectos geométricos e hidrodinámicos, así como con procesos de sobreexplotación, se han definido en la cuenca del Segura 63 masas de agua subterránea que básicamente coinciden con las 57 unidades hidrogeológicas, a excepción de 5 de ellas en las que se ha procedido a su subdivisión según los criterios enunciados.

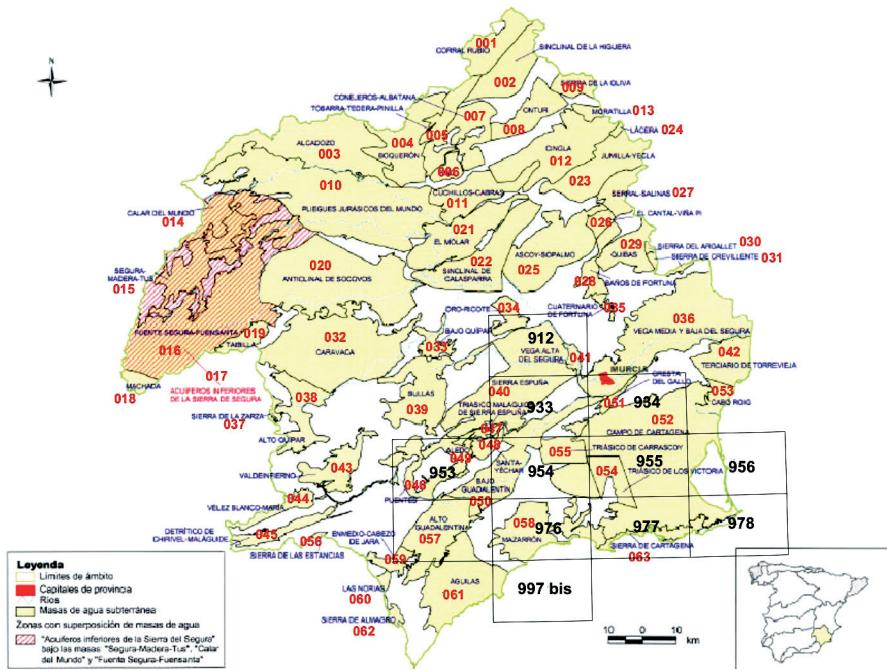
Los recursos hídricos renovables propios de la cuenca son de aproximadamente 950-1.000 hm<sup>3</sup>/año, de los cuales, el 60% corresponden a escorrentía subterránea. Estos recursos son totalmente insuficientes para atender las necesidades de la cuenca, estimadas en 1.960 hm<sup>3</sup>/año, por lo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

La principal demanda de agua corresponde a la agricultura de regadío, destacando las Vegas del río 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 7.6. se recogen una selección de los puntos que se han considerado más representativos.

#### **Cuadro 7.6.** Selección de Puntos de Agua

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORXUTM	COORYUTM	COTA	NOMBRE_MUN	DES_NAT	PROF	DESCRIPCION UTILIZACION	VOL.
2639	1	0009	30	635416	4162095	310	LORCA	SONDEO	150	AGRICULTURA	120
2639	1	0018	30	636377	4165058	350	MAZARRON	SONDEO		AGRICULTURA	63
2639	1	0036	30	635863	4161692	308	LORCA	SONDEO/PIEZOMETRO	110	AGRICULTURA	34
2639	1	0037	30	633935	4161358	305	LORCA	SONDEO/PIEZOMETRO	108	AGRICULTURA	18
2639	1	0047	30	632700	4161375	344	LORCA	MANANTIAL		AGRICULTURA	9
2639	2	0018	30	640130	4166531	215	MAZARRON	SONDEO	350	AGRICULTURA	553
2639	2	0029	30	640443	4162202	245	MAZARRON	POZO CON SONDEO	200	AGRICULTURA	324
2639	2	0036	30	640129	4169257	250	MAZARRON	SONDEO		AGRICULTURA	1450
2639	2	0046	30	639914	4169859	266	MAZARRON	SONDEO	400	AGRICULTURA	756
2639	2	0055	30	640702	4169042	220	PRADO DEL REY	SONDEO	300	AGRICULTURA	1450
2639	2	0056	30	641903	4162715	160	MAZARRON	SONDEO	100	AGRICULTURA	18
2639	2	0069	30	638150	4166625	312	MAZARRON	SONDEO/PIEZOMETRO	140	AGRICULTURA	242
2639	3	0006	30	647639	4161540	80	MAZARRON	SONDEO	190	AGRICULTURA	311
2639	3	0008	30	647888	4161438	68	MAZARRON	SONDEO	210	AGRICULTURA	184
2639	3	0026	30	648012	4161287	75	MAZARRON	SONDEO		AGRICULTURA	202
2639	3	0027	30	651132	4163560	105	MAZARRON	SONDEO		AGRICULTURA	190
2639	3	0030	30	648964	4161478	35	MAZARRON	SONDEO	200	AGRICULTURA	474
2639	3	0032	30	649564	4161473	30	MAZARRON	SONDEO	200	AGRICULTURA	406
2639	3	0044	30	652950	4163700	160	MAZARRON	SONDEO	270	AGRICULTURA	258
2639	4	0004	30	656489	4161363	40	MAZARRON	SONDEO	140	NO SE UTILIZA	
2639	4	0005	30	656489	4161363	40	MAZARRON	SONDEO	140	AGRICULTURA	571
2639	4	0020	30	655321	4162173	75,19	MAZARRON	SONDEO	251	AGRICULTURA	324
2639	4	0021	30	655020	4162026	76	MAZARRON	SONDEO		AGRICULTURA	952
2639	4	0035	30	654144	4161934	100	MAZARRON	SONDEO	180	AGRICULTURA	1031
2639	4	0036	30	654142	4161733	80	MAZARRON	SONDEO		AGRICULTURA	714
2639	4	0037	30	654778	4161808	85	MAZARRON	SONDEO	335	AGRICULTURA	532
2639	4	0043	30	653598	4161818	75	MAZARRON	SONDEO	220	AGRICULTURA	331
2639	5	0012	30	636914	4155982	115	LORCA	SONDEO	115	AGRICULTURA	84
2639	5	0029	30	636340	4159037	240	MAZARRON	SONDEO	300	AGRICULTURA	109
2639	5	0031	30	635040	4158998	255	LORCA	SONDEO		AGRICULTURA	129
2639	5	0034	30	635089	4158948	250	LORCA	SONDEO		AGRICULTURA	166
2639	5	0041	30	635160	4156097	180	MAZARRON	SONDEO	250	AGRICULTURA	82
2639	5	0054	30	632973	4157055	280	LORCA	MANANTIAL		AGRICULTURA	110
2639	6	0001	30	643433	4158076	48,41	MAZARRON	SONDEO	250	AGRICULTURA	724
2639	6	0007	30	642360	4155484	20	MAZARRON	SONDEO	105	NO SE UTILIZA	
2639	6	0015	30	638594	4159468	172,29	MAZARRON	SONDEO	270	AGRICULTURA	446
2639	6	0048	30	640392	4159127	143	MAZARRON	SONDEO	250	AGRICULTURA	468
2639	6	0050	30	639739	4158808	135	MAZARRON	SONDEO	302	AGRICULTURA	892
2639	6	0053	30	640690	4158949	130	MAZARRON	SONDEO	400	AGRICULTURA	669
2639	6	0067	30	642083	4159212	80	MAZARRON	SONDEO		AGRICULTURA	472
2639	6	0110	30	641658	4159859	115	MAZARRON	SONDEO	280	AGRICULTURA	465
2639	7	0006	30	648760	4161080	49	MAZARRON	SONDEO	260	AGRICULTURA	860
2639	7	0012	30	649747	4159756	60	MAZARRON	SONDEO		AGRICULTURA	



**Figura 7.3.** Masas de Agua Subterránea en la Cuenca del Segura. MMA (2005)

En la Figura 7.3, 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 1<sup>a</sup> fase del Proyecto de actualización y revisión geológica de la Región de Murcia.

Atendiendo a esta identificación, la única Masa de Agua Subterránea presente en el ámbito de la Hoja es la 070.058.- Mazarrón, prácticamente coincidente con la Unidad Hidrogeológica del mismo nombre 07.32.

#### **070.058.-Mazarrón (U. H. 07.32).**

La masa de agua subterránea denominada Mazarrón, coincidente conceptualmente con la unidad hidrogeológica homónima aunque con unos límites geográficos algo diferentes para adaptarse mejor a los de los acuíferos que la componen, tiene una superficie de 284 km<sup>2</sup>, pertenecientes a la Región de Murcia. Se sitúa en su práctica totalidad dentro de la Hoja de Mazarrón, en la que, a su vez, ocupa todo su ámbito.

En el año 2000 el 49% del suelo era agrícola (con reparto similar entre regadío y secano), el 48% forestal y solo el 3% era suelo urbano. En este ámbito geográfico se ubican los Espacios

naturales protegidos del Parque Regional de Calnegre, el Paisaje Protegido de la Sierra de Las Moreras y La Muela-Cabo Tiñoso.

La elevada complejidad tectónica y estratigráfica de esta zona ha provocado la existencia de un gran número de acuíferos en general de complicada geometría y pequeñas dimensiones, desconectados entre sí, que están constituidos principalmente por calizas, dolomías y mármoles del Paleozoico y Triásico, con potencias entre 50 y 100 m. También aparecen algunos acuíferos formados por rocas volcánicas, calcarenitas y arenas del Neógeno, con espesores que no superan por lo general 50 m, así como por gravas y arenas del Cuaternario.

Los límites están definidos por los afloramientos de materiales paleozoicos y permotriásicos de baja permeabilidad de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. El límite sureste se localiza en el mar Mediterráneo.

En la actualidad, la masa de agua subterránea y unidad hidrogeológica de Mazarrón se encuentra constituida por 20 acuíferos, de los que sólo 5 superan los 10 km<sup>2</sup> de extensión: Los Molares-Lorente (15 km<sup>2</sup>), Los Vaqueros (53 km<sup>2</sup>), La Majada-Leiva (39 km<sup>2</sup>), Ermita de Saladillo (45 km<sup>2</sup>) y Lo Alto-La Pinilla (21 km<sup>2</sup>). En la tabla 7.1 se indica la litología predominante, edad y extensión aproximada de los mismos y en la figura 7.4 se representa su delimitación.

Con respecto al funcionamiento hidrogeológico general de la unidad, la lluvia constituye la fuente de recarga, habiendo sido evaluada en estudios anteriores entre 2,45 y 4,77 hm<sup>3</sup>/año (ITGE, 1989; ITGE, 1990; DGOH, 1996; DGOH-ITGE, 1997; CHS, 1997). Las salidas vienen dadas principalmente por la explotación mediante bombeo, evaluada para el periodo comprendido entre 1980 y 1988 entre 16,5 y 26,7 hm<sup>3</sup>/año (ITGE, 1989; ITGE, 1990; DGOH, 1996; DGOH-ITGE, 1997; CHS, 1997). En los acuíferos costeros (Cabezo de Los Pájaros, Los Vaqueros, Vértice Horno y La Azohía) habría que tener en cuenta, además, la descarga en régimen natural por las salidas al mar y, en el caso del primero, las surgencias. Como puede observarse, a escala de unidad hidrogeológica la extracción por bombeo fue en el periodo considerado del orden de cinco a siete veces mayor que las entradas, por lo que fue declarada sobreexplorada por acuerdo de la Junta de Gobierno de CHS de 6/04/2004.

COD	ACUÍFERO	LITOLOGÍA Y EDAD	EXTENSIÓN (km2)
101	Águila	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	1
102	Cabezo de Los Pájaros	Calizas y Dolomías del Triásico	8
103	Collado de Egea	Dolomías y calizas del Triásico Alpujárride	4
104	Ermita del Saladillo	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	45
105	Gañuelas	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	2
106	La Crisoleja	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	1
107	La Majada	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	2
108	La Majada-Leiva	Rocas volcánicas y calcarenitas (Tortoniense)	39
109	Las Moreras	Calizas recristalizadas del Triásico	7
110	Lo Alto-La Pinilla	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	21
111	Los Molares-Lorente	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride), calizas y dolomías del Triásico Alpujárride	15
112	Los Vaqueros	Dolomías y calizas del Triásico Alpujárride, calcarenitas (Mioceno y Plioceno), conglomerados y arenas (Cuaternario)	53
113	Morata-Cucos	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride), rocas volcánicas y calcarenitas del Plioceno	7
114	Rambla de Agua Dulce	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	2
115	Rincones	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	4
116	Saltador	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	1
117	Ugéjar	Calizas y Dolomías del Triásico Alpujárride	5
118	Vértice Horno	Calizas recristalizadas del Triásico	7
190	Bocaoria	Conglomerados y arenas (Cuaternario)	3,6
191	La Azohía	Dolomías y calizas del Triásico Alpujárride	5,2

**Tabla 7.1.** Acuíferos diferenciados en la Unidad Hidrogeológica de Mazarrón: litología, edad y extensión aproximada

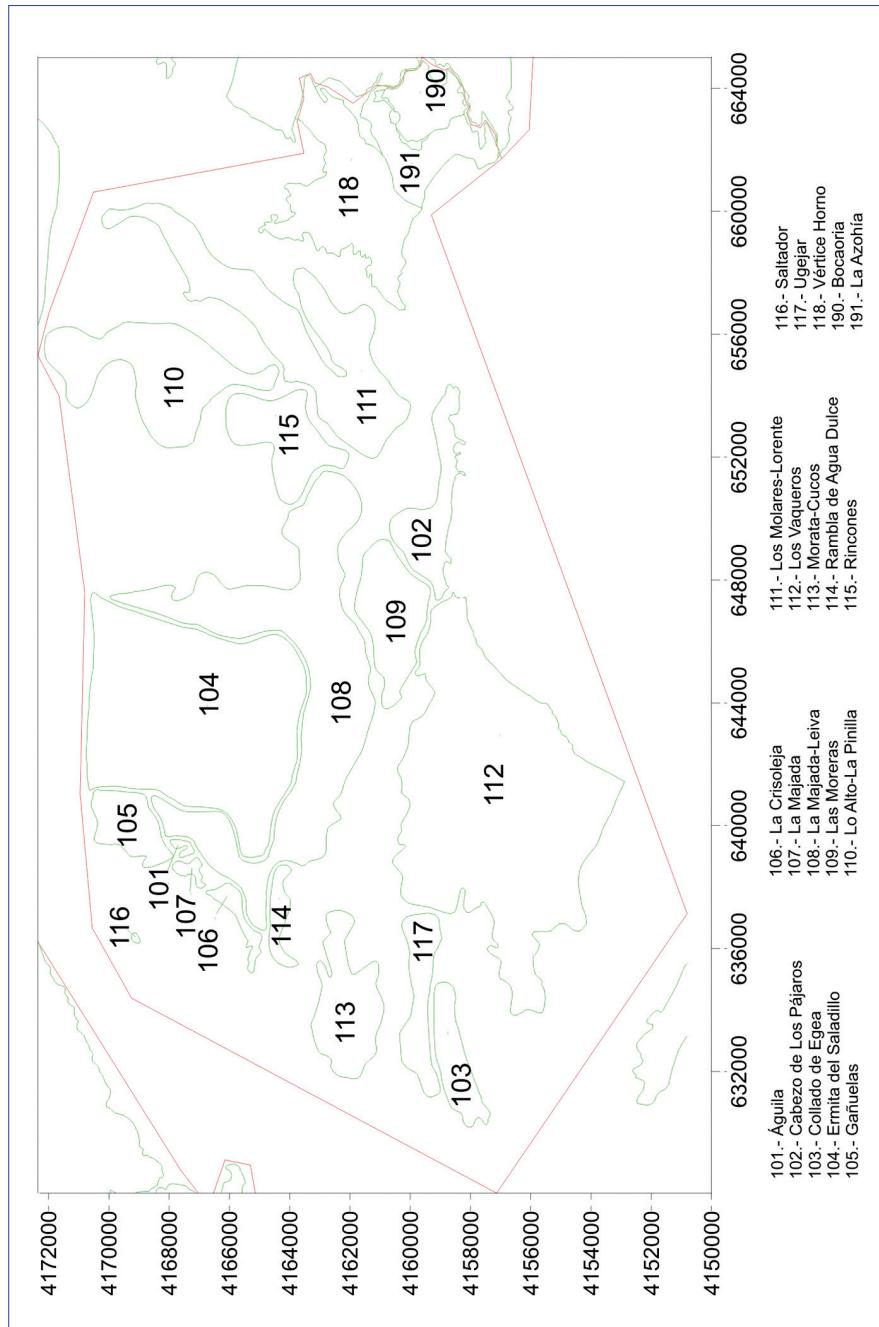


Figura 7.4. Delimitación de acuíferos en la masa de agua subterránea 070.058 Mazarrón (U.H. 07.32. Mazarrón

Prácticamente la totalidad del agua subterránea extraída es utilizada para riego, siendo minoritario el abastecimiento urbano (población de Gañuelas), turístico e industrial. Los acuíferos más importantes se describen a continuación.

#### *Acuífero Los Vaqueros*

Se encuentra situado en la zona costera comprendida entre el Cerro Panadera y Punta Negra. Se trata de un sistema acuífero multicapa constituido por tres niveles o formaciones acuíferas superpuestas: calizas y dolomías triásicas, calcarenitas y conglomerados del Mioceno-Plioceno y conglomerados, gravas y arenas del Cuaternario (Rambla de Pastrana y de Ramonete). Estas formaciones, especialmente las dos primeras, se encuentran conectadas hidrodinámicamente tanto vertical como lateralmente. Las calizas y dolomías triásicas constituyen la formación acuífera más importante y por tanto donde tradicionalmente se realiza una mayor explotación.

La recarga del acuífero se produce por infiltración del agua de lluvia, estimada entre 0,75 y 1,5  $\text{hm}^3/\text{año}$  (ITGE, 1989; ITGE, 1990; DGOH, 1996; CHS, 1997; DGOH-ITGE, 1997). Las salidas del acuífero son la descarga al mar a través de las calcarenitas de Calnegre y los bombeos, evaluados en 5,1  $\text{hm}^3/\text{año}$  para 1980 y en 8,3  $\text{hm}^3/\text{año}$  para 1986 (ITGE, 1989; ITGE, 1990; DGOH, 1996; DGOH-ITGE, 1997). Los últimos datos sobre extracciones son los aportados por el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (4,7  $\text{hm}^3/\text{año}$ ), aunque no se especifica la referencia temporal. Se observan importantes descensos piezométricos, aunque de magnitud variable espacialmente.

Las aguas son termales en los sectores centro y norte, con temperaturas comprendidas entre 36 y 44°C, y de deficiente calidad química, con salinidades entre 2.000 y 3.000 mg/l de residuo seco. Las facies son sulfatadas, sulfatada-cloruradas y mixtas mixtas.

#### *Acuífero La Majada-Leiva*

Se sitúa en la depresión entre la Sierra de la Almenara, al O, Sierras de Algarrobo y de lo Alto, al E, y Sierra de Las Moreras, al S. Está constituido por rocas volcánicas y calcarenitas del Tortoniense, con potencia de hasta 500 m (IGME, 1981; ITGE, 1989); las rocas volcánicas son dacitas, riocacitas y brechas autoclásicas, con estructura de una gran colada o de coladas superpuestas depositadas durante o inmediatamente después a la sedimentación de las calcarenitas.

La recarga del acuífero se produce por infiltración tanto de lluvia como de la escorrentía de las estribaciones montañosas que lo rodean (Sierras de Almenara, Algarrobo, de Lo Alto y de Las Moreras), cuya infiltración se ve favorecida por la localización preferente de los afloramientos de rocas volcánicas en los bordes de la depresión. La recarga media se estima entre 0,15 y 1,26  $\text{hm}^3/\text{año}$  (IGME, 1981; ITGE, 1990; DGOH, 1996; CHS, 1997; DGOH-ITGE, 1997). Las principales salidas del acuífero se producen por bombeo, aunque no se descarta una pequeña descarga hacia los mármoles del Nevado-Filábride constituyentes del substrato bético (IGME,

1981). La extracción por bombeo se ha evaluado en 2,5 hm<sup>3</sup>/año para 1980 (IGME, 1981) y en 1,5 hm<sup>3</sup>/año para 1986 (ITGE, 1990). Los últimos datos de extracciones disponibles son los aportados por el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (1,75 hm<sup>3</sup>/año), aunque sin especificar el año de referencia.

La evolución piezométrica no refleja oscilaciones importantes del nivel, sino más bien una acusada estabilidad. La evolución química del agua subterránea parece indicar una tendencia descendente en la salinidad a partir de 1993, siendo la calidad mediocre (entre 1.000 y 2.000 mg/l de residuo seco) y la facies clorurada-sulfatada mixta.

#### *Acuífero Lo Alto-La Pinilla*

Se sitúa en la Sierra de lo Alto, prolongándose hacia el N por la llanura situada al E de La Pinilla y SO de Fuente Álamo. El acuífero se encuentra constituido por los mármoles paleozoicos del Complejo Nevado-Filábride (IGME, 1981; ITGE, 1989). Hacia el N y E, el acuífero se hunde bajo el Cuaternario de la depresión de Fuente Álamo (Campo de Cartagena).

La recarga del acuífero tiene lugar exclusivamente por la infiltración de agua de lluvia y se estima entre 0,2 y 0,4 hm<sup>3</sup>/año (IGME, 1981; ITGE, 1990; DGOH, 1996; CHS, 1997; DGOH-ITGE, 1997). La salida del acuífero se produce por bombeos, evaluados en 0,94 hm<sup>3</sup>/año para 1980 (IGME, 1981; ITGE 1990) y en 0,74 hm<sup>3</sup>/año para 1986 (ITGE, 1990). Los últimos datos de extracciones disponibles son los aportados por el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (0,35 hm<sup>3</sup>/año), aunque no se especifica a qué año corresponde dicha cifra de explotación.

Se dispone de datos piezométricos en un único punto de control, sólo para el periodo 1990-1995, durante el que se observa un descenso acusado del nivel. A partir de este momento el punto de control probablemente se quedó en seco dado que la profundidad inicial del mismo era de 175 m y la profundidad de agua alcanzó los 150 m en la última medida realizada. La evolución química en el único punto de control disponible durante el periodo 1990-2002, permite observar un aumento en la conductividad eléctrica y el contenido en cloruros durante los últimos años.

#### *Acuífero Los Molares-Lorente*

Situado al E de Mazarrón, se extiende desde los cortijos de Los Lorentes y Balsicas hacia el NO (montes de La Alameda, Lomachon, Morra de la Pernera y Barranco de Pinto) y por la zona del Cabezo y Rambla de los Molares. El acuífero está constituido por mármoles paleozoicos del Nevado-Filábride (cerros de las vertientes occidentales de la Rambla de Los Lorentes) y dolomías y calizas del Triásico Alpujárride (Cabezo y Rambla de los Molares), de unos 80 metros de potencia.

La recarga se produce por la infiltración de agua de lluvia, estimada entre 0,1 y 0,3 hm<sup>3</sup>/año (ITGE, 1990; DGOH, 1996; CHS, 1997; DGOH-ITGE, 1997). La salida del acuífero se produce

exclusivamente por bombeo, evaluado en 1,29 hm<sup>3</sup>/año (sector Lorente) más 2,76 hm<sup>3</sup>/año (sector Molares) para 1980 y en 8 hm<sup>3</sup>/año para 1986 (ITGE, 1990). Las últimas evaluaciones de las extracciones son de 7,95 hm<sup>3</sup>/año (DGOH, 1996; DGOH-ITGE, 1997) y de 4,86 hm<sup>3</sup>/año (CHS, 1997), aunque no se especifica a qué años corresponden dichas cifras de explotación.

La evolución piezométrica del acuífero durante el periodo 1980-2002 refleja un descenso de los niveles hasta principio de los años 90, y a partir de entonces una tendencia a la estabilización sólo interrumpida en los 2 últimos años, en que vuelven a registrarse notables descensos. El descenso acumulado durante el periodo de control es de 86 m. A partir de 2003 se aprecia un ascenso de los niveles, que totalizan 25 metros hasta mayo de 2007.

El agua subterránea es de alta salinidad, entre 2.000 y 3.000 mg/l y facies de tipo clorurada-sulfatada mixta. La tendencia temporal es de aumento de la salinidad (cloruro y sodio fundamentalmente).

#### *Resto de acuíferos*

En general se trata de acuíferos de reducidas extensiones, es decir, con recursos prácticamente nulos o muy pequeños, así como con pequeñas reservas de agua subterránea, parcialmente agotadas como consecuencia de una explotación intensiva (ITGE, 1990). En la tabla 7.2 se presenta un resumen del balance aproximado para cada acuífero, indicando la fuente de procedencia (DGOH, 1996; DGOH-ITGE, 1997; CHS, 1997). Como puede observarse, según las cifras presentadas la mayoría de los acuíferos se encontraban en aquellas fechas en equilibrio, con algún caso de desequilibrio por predominio de las extracciones (Gañuelas y Las Moreras, principalmente).

El acuífero de La Ermita del Saladillo presenta interés por la elevada temperatura de sus aguas (50°C), habiendo sido objeto de investigaciones hidrogeológicas por el Instituto Geológico y Minero de España y la Comunidad Autónoma de Murcia (1985; 2000; 2003) para el posible aprovechamiento hidrotermal y geotérmico de sus recursos y reservas. Se trata de aguas de elevada mineralización (hasta 15.000 mg/l de total de sólidos disueltos y concentraciones de cloruros superiores a 1.000 mg/l) y facies clorurada sódica.

ACUÍFERO	SUPERFICIE km <sup>2</sup>	ENTRADAS hm <sup>3</sup> /año	SALIDAS hm <sup>3</sup> /año	OBSERVACIONES (BOMBEOS)
Águila	1	0,05	0,05	
Cabezo de Los Pájaros	8	0,1	0,1	
Collado de Egea	4	0,01	0,21	
Gañuelas	2	0,1	de 0,4 a 4,5	4,5 en 1980, 2,1 en 1986 y 3,4 en 1997
La Crisoleja	1	0,01	0,11	
La Majada	2	0,05	0,15	
Las Moreras	7	0,23	2,03	2,5 en 1980 y 1,9 en 1986
Morata-Cucos	7	0,07	0,37	0,5 en 1980 y 0,25 en 1986
Rambla de Agua Dulce	2	0,01	0,11	0,1 en 1980 y 0,04 en 1986
Rincones	4	0,1	0,6	0,11 en 1980 y 0,6 en 1986
Saltador	1	0,05	0,05	
Ugéjar	5	0,02	0,12	0,3 en 1986
Vértice Horno	7	0,1	0,1	
Bocaoria	3,6	0,05	0,12	
La Azohía	5,2	0,1	0,1	

**Tabla 7.2.** Balance de los acuíferos secundarios (DGOH, 1996; DGOH-ITGE, 1997; CHS, 1997)

Sobre algunos de los pequeños acuíferos mencionados, se dispone de datos piezométricos, pero solamente en el periodo 1978-91 (Cabezo Los Pájaros, Collado de Egea, Gañuelas, La Majada, Las Moreras, Morata-Cucos, Rambla de Agua Dulce, Rincones y Ugejar). La evolución piezométrica de estos acuíferos para el periodo mencionado pone de manifiesto que los descensos más importantes se producen en los acuíferos Gañuelas y Las Moreras, en coherencia con los datos de balance anteriormente presentados; en otros acuíferos, como Rambla de Agua Dulce y La Majada, se observa también una tendencia descendente, aunque menos acusada; los acuíferos Rincones y Ugéjar presentan descensos puntuales muy fuertes (de hasta 75 m), aunque en el caso de Rincones parece ponerse de manifiesto una recuperación hacia el final del periodo; en acuíferos como Collado de Egea y Cabezo de Los Pájaros se observa una estabilización e incluso un ascenso considerable de niveles (unos 20 m) hacia finales del periodo, aunque en el segundo de ellos se ha producido con posterioridad una extracción intensiva de agua subterránea para su desalación y aplicación en los cultivos de la zona que ha provocado un fuerte incremento de la salinidad y la anulación de las surgencias.

En general se trata de aguas sulfatadas-cloruradas sódico-magnésicas, con una salinidad variable, dependiendo del acuífero en cuestión, aunque para el conjunto es elevada, con valores entre 2.000 y 7.700  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ; de forma puntual u ocasional se alcanzan concentraciones mayores.

## 8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En el área de la Hoja de Mazarrón, se propone como Punto de Interés Geológico el que se denomina Mármoles del Manto del Mulhacén (Complejo Nevado- Filábride) en la Sierra del Algarrobo (**PIG 1**).

Los afloramientos de las Formaciones Metapelítica y Carbonatada (mármoles) del Manto del Mulhacén en la Sierra del Algarrobo (N y NE de la población de Mazarrón) son, con toda probabilidad, tanto por su accesibilidad como por su calidad, una de los sectores, de las Béticas Orientales en los que pueden realizarse los mejores observaciones tectoestratigráficas de dichas formaciones. Además de poder observar grandes pliegues, el considerable espesor de estos mármoles, junto a la existencia de masas importantes de mármoles amarillos, tan característicos de esta sierra, induce a pensar que puede tratarse de un sector con gran proyección en cuanto a la posibilidad de futuras explotaciones.

## 9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E., PASSINI, G. (1985).- "The Plio-Pleistocene Boundary". *Episodes*, 8, 2: pp. 116-120.
- AGUSTÍ, J., GIBERT, J., MOYÁ-SOLÁ, S. (1981).- "Casa del Acero: nueva fauna turolense de Vertebrados (Mioceno superior de Fortuna, Murcia)", *Bull. Inf. Ins. Paleont. Sabadell* 13 (1-2), pp. 69-87.
- AGUSTÍ, J., MOYÁ-SOLÁ, S., GIBERT, J., GUILLÉN, J., LABRADOR, M. (1985).- "Nuevos datos sobre la bioestratigrafía del Neógeno continental de Murcia", *Paleontol. Evol.* 18, pp. 83-94.
- AGUSTÍ, J. (1986).- "Nouvelles espèces de cricetidés vicariantes dans le Turonien 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 microforamíferos del Pleistoceno superior de la Cuenca de Mula (Murcia, España)". *Rev. Soc. Geol. España*, 3, pp. 289-293.
- AKKERMANN 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).
- ALDAYA, F. (1969).- "Los mantos alpujárrides al S de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)". *Acta Geol. Hisp.* Año IV, n° 5, 126-130.
- ALDAYA, F. (1969).- "Los mantos alpujárrides al Sur de Sierra Nevada". *Tesis Univ. Granada*. 527 p. (No publicada).
- ALDAYA, F. (1969).- "Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)". *Bol. Geol. y Min.* LXXXIII, 212-217.
- ALDAYA, F. (1970).- "La sucesión de etapas tectónicas en el dominio alpujárride". *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 1, 159-181.
- ALDAYA, F. (1970).- "Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, zona bética, provincia de Granada (Nota preliminar)". *Bol. Geol. y Min.* LXXXI-VI, 593-600.

- ALDAYA, F. (1970).- "Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los mantos alpujarrides del S de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)". *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, 1, 35-37.
- ALDAYA, F. Y GARCÍA DUEÑAS, V. (1976).- "Les nappes alpujarrides au Sud et au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Andalousie)". *Bull. Soc. géol. France*. (7), XVIII, 3, 635-639.
- ALDAYA, F. Y GARCÍA DUEÑAS, V. (1972).- "Síntesis del Mapa Geológico de España E: 1:200.000. Hoja 79, Murcia". *I.G.M.E. 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 Geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabaris*, 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, edits.). *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., RIOS, J. M. (1955).- "Mapa geológico de España, hoja de Mula, nº 912, Murcia". *I.G.M.E. Madrid*.
- ALMELA, A., Y QUINTERO, J. (1966).- "El Neógeno de la zona de Guardamar". *Congress, Inter. Neog. Mediterr. Proceed Third ses., Berne* (1964) pp. 280-287.
- 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 Wiley & 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.

ANGIOLINI L., DRAGONETTI L., MUTTONI, G. Y NICORA, A. (1992).- "Triassic stratigraphy in the Island of Hydra (Greece)". *Riv. It. di Paleont. Stratigrafia*. 98, 137-180.

ÁLVAREZ, F., (1984).- "Las Unidades Alpujárrides y Nevado-Filábrides en el Sector Aguilas-Mazarrón (Cordilleras Béticas Orientales)." *En: El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas. Granada*, pp. 30-32.

ÁLVAREZ, F., ALDAYA, F. (1985).- "Las Unidades de ls Zona Bética en la región de Aguilas-Mazarrón (Prov. de Murcia)". *Estudios Geol.*, 41, pp. 139-146.

ÁLVAREZ, F., (1987).- "La Tectónica de la Zona Bética en la región de Aguilas". *Tesis Univ. Salamanca*, 371 págs.

ÁLVAREZ, F., (1987).- "Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Minaros units. Eastern Betic Zone (Spain)". *Geol. Mijnb*, 66, pp. 101-110.

ÁLVAREZ, F., ALDAYA, F., NAVARRO-VILA, F. (1989).- "Miocene extensional deformations in the region of Aguilas-Mazarrón (Eastern Betic Cordilleras)". *Estudios Geol.* 45, pp. 369-374.

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

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

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

ARAGÓN, R., GARCÍA, J.L., LAMBÁN, J., HORNERO, J., FERNÁNDEZ, A.I., (2004).- "Impacto de la extracción intensiva de aguas subterráneas en la ciudad de Murcia (España). Análisis hidrogeológico

gico". *Congreso Internacional XXXIII AIH & VII ALHSUD. Entendimiento del flujo del agua subterránea desde la escala local a la regional. Zacatecas (Mexico).*

ARANA, V., VEGAS, R. (1974).- "Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc". *Tectonophysics*, 24, pp. 197-212.

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. (1980).- "Distribución geoquímica de los elementos en trazas de los yacimientos españoles del tipo BPGC". *Fundación Juan March, Madrid, Serie Universitaria*, 164, 54 p.

ARRIBAS, A., MORO, M.C. (1981).- "Distribución de los elementos en trazas en las esfaleritas y galenas de los yacimientos filonianos españoles del tipo B.G.P.C. " *Tecniterrae*, 44, 10-44.

ARRIBAS, A.; ESPINOSA, J.; MORO, M.C. (1983).- "Distribución de elementos en trazas en las esfaleritas y galenas de las mineralizaciones españolas asociadas con rocas volcánicas". *Tecniterrae*, 55, 12-40.

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., ARRIBAS-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.

ARROJO, L., TEMPLADO, D. (1922, 1927).- "Catálogo de criaderos de plomo y cinc del distrito minero de Murcia". *Fondo Documental ITGE, documento 10362 (1922); Bol. Of. Min. Met.*, núms 119, 120 y 121 (1927).

AZAÑÓN, J.M., CRESPO-BLANC, A., GARCIA-DUEÑAS, V. Y OROZCO, M. (1993).- "Middle Miocene extensional faulting events and Alpujarride units in the Central Betics". *Geogaceta*, 14, 119-122.

- AZAÑÓN, J.M., GARCÍA-DUEÑAS, V. y GOFFÉ, B. (1992).- "High pressure mineral assemblages and the Trevenque Units (Central Alpujarrides, Andalucia)". *Geogaceta*, 11, 81-85.
- AZAÑÓN, J.M., GARCÍA-DUEÑAS, V., MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. Y CRESPO-BLANC, A. (1994).- "Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, II, 667-674.
- AZAÑÓN, J.M., CRESPO BLANC, A Y GARCÍA DUEÑAS, V. (1997).- "Continental collision, crustal thinning an nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betics)". *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, No. 8, pp 1055 to 1071.
- AZAÑÓN, J.M., CRESPO BLANC, A. (2000).- "Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain)". *Tectonics*, 19, 549-565.
- AZEMA, J., BODENHAUSEN, W. A., FERNEX, F., SIMÓN, O.J. (1965a).- "Remarques sur la structure de la Sierra de Carrascoy (prov. de Murcia, Espagne)". *C. R. Sommaire des séances Soc. Geol. De France. Fasc. 2, page 51*
- AZEMA, J., BODENHAUSEN, J., FERNEX, F. Y SIMÓN, O. (1965b).- "Observaciones sobre la estructura de la Sierra de Carrascoy (Prov. de Murcia, España)". *Notas y Comun. Inst. Geol. y Min. Esp.*, 93, 83-86.
- AZEMA, J. (1966).- "Geologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7), 8, pp. 80-86.
- AZEMA, J. (1967).- "Etude géologique des zones externes des Cordillères bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)". *Thèse Sc., Univ. P. Et M. Curie, Paris*, VI, 395 págs.
- BAENA, J., JEREZ, L. (1982).- "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética. (s. str.)". *Colección-Informe. Instituto Geológico y Minero de España*.
- BAENA, J., BARRANCO, L.M., BARDAJÍ, T., ESTÉVEZ, A., GOY, J.L., RODRÍGUEZ, T., SANZ DE GALDEANO, C., SILVA, P.G., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1993).- "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de fallas de la Región de Murcia E. 1:200.000 y 1:100.000". *IGME-CARM, Madrid*, 99 págs.
- BAENA, J., 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*.

BAKKER, H.E., DE JONG, K., HELMERS, H. Y BIERMANN, C. (1989).- "The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry". *J. Metamorphic Geol.*, 7, 359-381.

BALANYÁ, C.J., GARCÍA-DUEÑAS, V. (1986).- "Grandes fallas de contracción y extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar". *Geogaceta* 1 pp. 19-21.

BALANYÁ, C.J., GARCÍA-DUEÑAS, V., AZAÑON, J.M. Y SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (1997).- "Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc)", *Tectonics* 16, pp. 226-238.

BALANYÁ, J.C. ET AL. (1998).- "Replay to Platt in Comment to events in Alpujarride".

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

BALANYÁ, J.C. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1987).- "Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de part et d'autre du Détröit de Gibraltar". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 304, II, 15, 929-933.

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

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. (1979).- "Perfiles sísmicos de refracción en corteza continental. Estructura de la corteza y manto superior en las Cordilleras Béticas". *Tesis Doctoral. Univ. Barcelona*, 235 págs.

BANDA, E., UDÍAS, A. (1979).- "Sondeos sísmicos profundos en España. Estructura de la región Bética Oriental". *Tecniterrae*, 27, pp. 34-41.

BANDA, E., ANSORGE, J. (1980).- "Crustal structure under the Central and Eastern part of the Betic Cordillera". *Journ. Geophys. Res. Astr. Soc.*, 63, pp. 515-532.

BANKS, C.J. AND WARBURTON, J. (1991).- "Mid-Crustal detachment in the Betic and Pyrenean systems of eastern Spain". *Tectonophysics*, 191, 275-289.

BARDAJÍ, T., CIVIS, J., DABRIO, C., GOY, J.L., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1986).- "Geomorfología y estratigrafía de las secuencias marinas y continentales de la Cuenca de Cope (Murcia, España)". In: F. LÓPEZ -BERMUDEZ, J.B., THORNES (Eds). *Estudios sobre geomorfología del Sur de España. I. G. U., Univ Murcia y Bristol*, pp. 11-16.

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

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

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

BARDAJÍ, T., GOY, J.L., MÖRNER, N.A., ZAZO, C., SILVA, P.G., SOMOZA, L., DABRIO, C., BAENA, J. (1995).- "Towards a Plio-Pleistocene chronostratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain)". *Geodinámica Acta* 8, pp. 112-126.

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

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

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

BARRAGÁN, G. (1997).- "Evolución Geodinámica de la Depresión de Vera, Prov. de Almería. Cordilleras Béticas". *Tesis. Universidad de Granada*.

BATES, R.E. Y JACKSON, J.A. (1987).- "Glossary of Geology". *Amer. Geol. Inst., Alexandria, Virginia*. 788 pp.

- BECHSTÄDT, Y SCHWEIZER, T. (1991).- "The carbonate-clastic cycles of the East-Alpine Raibl Group: resul of third-order sea-level fluctuations in the Carnian". *Sediment. Geol.*, 70, 241-270.
- BEDU, P., (1988).- "Evolution des environnements sedimentaires dans un couloir de decrochement: les bassins neogénés du domaine bétique oriental (Espagne)". *These Univ. Caen*.
- BEKKALI, R., (1987). "Les Ostracodes du lac Smir (Maroc nord-occidental)". *Tesis Univ. Mohamed V. Rabat*. 183 págs.
- BELLÓN, H., (1976).- "Series magmatiques néogènes et cuaternaires du pourtour de la Méditerranée Occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique". *Implications géodynamiques. Thése Sc., Univ. Orsay*. 367 págs.
- BELLÓN, H., BORDET, P., MONTENAT, C. (1983).- "Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)". *Bull. Soc. Géol. France* (7), 24, pp. 205-217.
- 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 orogenec belt". *Geol. Mijnb*, 74, 167-182.
- BICKER, R.E. (1966).- "Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas de Almanzora, SE Spain". *PhD Thesis, Univ. Amsterdam*, 124 p.
- BLUMENTHAL, M. (1927).- "Versuch einer tektonischen gliederung der betischen cordilleren von Central, und Sud-West Andalusien". *Ed. Geol. Helv.*, 20: 487-592.
- BLUMENTHAL, M. (1933c).- "Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du Sud-Ouest de l'Andalouise". *C.R.Acad.Sc. Paris*, 197, 1-138.
- BLUMENTHAL, M. (1950).- "Eine Uebersicht über die tektonische Fenster der Betischen Cordilleren". *Libro Jubilar, 1848-1949, I.G.M.E.*, I, pp 237-313.
- 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.
- 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.

- BOOGAARD, M. VAN DEN., (1966).- "Post-Carboniferous Conodonts from south-eastern Spain". *Kon. Nederlandsche Akad. Wetensch. Proc. ser. B. vol.69, pp.1-8.*
- BOOGAARD, M. VAN DEN Y SIMÓN, O.J. (1973).- "Pseudofurnishius murcianus (Conodonta) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE Spain". *Scripta Geol., 16, 1-23.*
- BOOTH-REA, G. GARCÍA DUEÑAS, V. (1999).- "Estructuras extensionales en las Unidades Alpujárrides y Maláguides de la Sierra de la Tercia (Murcia, Béticas Orientales)". *Geogaceta, 25, pp. 39-41.*
- BOOTH-REA, G. (2001).- "Tectónica cenozoica en el Dominio Cortical de Alborán". *PhD. Thesis, Granada Univ., Granada, Spain, 239 págs.*
- BOOTH-REA, G., 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. (2002).- "Uppermost-Tortonian to present depocentre migration related with segmentation of the Palomares Fault Zone (PFZ), SE Betics, Spain". *Primer centenario del Observatorio de Cartuja. Cien años de sismología en Granada, Parque de las Ciencias, Granada.*
- BOOTH-REA, G., AZAÑÓN, J. M., GARCÍA-DUEÑAS, V., AUGIER, R., SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (2003).- "A «core-complex-like structure» formed by superposed ductile and brittle extension followed by folding and high-angle normal faulting. The Santi Petri dome (western Betics, Spain)". *C. R. Geosciences 335 pp 265-274.*
- BORDET, P., HERNÁNDEZ, J., LAROUZIERE, F.D., MONTENAT, C., OTT D`ESTEVOU, P.(1988).- "Succession des événements magmatiques néogenes dans les Cordillères Bétiques orientales". *Resumes communications, Symposium «Geology of the Pyrenees and the Betics». Barcelona, pp.11-15.*
- BOUSQUET, J.C. (1979).- "Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain". *Tectonophysics, 52, pp. 277-286.*

- BOUSQUET, J.C. y MONTENAT, C., (1974).- "Présence de décrochements NE-SW plio-quaternaires dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne), estension et signification générale". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, 2617-2620.
- BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H., (1976).- "Observations microtectoniques sur la compression N-S quaternaire des Cordillères Bétiques orientales (Espagne meridionale, Arc de Gibraltar)". *Bull. Soc. Geol. France*, (7), t. XVIII, 3, 711-724.
- BOUSQUET, J.C., MONTENAT, C. y PHILIP, H., (1978).- "La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas orientales". *Reunión sobre la Geodinámica de las Cordilleras Béticas y Mar de Alborán, Univ. de Granada*, 59-74.
- BRAGA, J.C. (1986).- "Upper Triassic Dasycladaceans in the Sierra de Baza (Alpujarride Complex), Betic Cordillera, SE Spain". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 239-247.
- BRAGA, J.C. y MARTÍN, J.M. (1987).- "Distribución de las algas dasycladáceas en el Trías Alpujárride". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11, 475-489.
- 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 Huercal Overa (Cordillères Bétiques orientales - Espagne)". *Docum. et Trav. I.G.A.L., París*, 4, 208 p.
- BROUWER, H. A. (1926).- "Overthrust structure in the eastern Betic Cordillera". *C. R. XIV Congr. Géol. Int. vol 4*, pp 1885-1888.
- BULL, W.B. (1977).- "The Alluvial Fan environment". *Prog. Phys. Geography*, 1. 222-270.
- BUSNARDO, R. (1964).- "Hypothèse concernant la position des unités structurales et paléogeographiques de la transversale Jaén-Granada (Andalousie)". *Geol. Mijn.*, 43, pp.264-267.
- CALMEL-AVILA, M. (2000).- "Geomorphogenèse Holocène dans le Bas-Guadalentín. Bassin du Segura, Province de Murcie, Espagne". *Press Universitaires Septentrional, 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.

- CALVET, F. y TUCKER, M.E. (1988).- "Outer ramp cycles in the Upper Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast Spain". *Sedim. Geol.*, 57, 185-198.
- CALVET, F., TUCKER, M.E. y HENTON, J.M. (1990).- "Middle Triassic carbonate ramp system in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, system tracts, sequences and controls". *Spec. Pub. Int. Ass. Sedimentol.*, 9, 79-108. Oxford.
- CALVET, F., ARCHE, A. y LÓPEZ-GÓMEZ, J. (1998).- "Epicontinental Marine Carbonate Sediments of the Middle Triassic in the Westrnmost Parto f the Thies Sea, Iberian Península". *Hallesches Jahrb Geowiss Reihe B Beih.* 5, 31-32.
- CALVO, J.P. (1981).- "Los yacimientos de diatomita en España". *Bol. Geol. Minero*, 92, pp. 274-284.
- 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 Resuls 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.
- CAMARAS BELMONTE, A. (2002).- "Crecidas e inundaciones, Capítulo 46". En: *Riesgos Naturales* (F.Ayala y J. Olcina, Coords.). Editorial Ariel S.A. Barcelona. 859-879.
- CAPEDRI, S., VENTURELLI, G., DI BATTISTINI, G. (1982).- "The ultrapotassic rocks of the Betic Cordillera, Spain". *Terra Cognita*, 2, 3, 212 págs.
- CAPOTE, R. y MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J. (2001).- "Estado actual de la prevención sísmica: Nuevas perspectivas y metodologías". En: *Riesgo Sísmico, Prevención y Seguro* (R. Capote y J.J. Martínez-Díaz, Eds.). Consorcio de Compensación de Seguros, Madrid. 1-26.

- CARBONELL, G. (1983).- "Morphométrie et hypersalinité chez Cyprideys Torosa (Jones) (Ostracoda actuel) dans les Salines de Santa Pola (Alicante, Espagne)". *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*, 36 (4). 211-219.
- CARBONELL, G. (1986).- "Les Ostracodes des estuaires tropicaux de l'actuel (Sénégal et Gambia) application au néogène". *Pal. Pal. Pal.*, 57. 231-240.
- CARBONELL, G. (1990).- "Les Ostracodes du néogène recent Bétique". *Doc. et travaux IGAL*, 12-13. 57-72.
- CARRIÓN, J.S. (1992).- "A palaeoecological study in the western Mediterranean area: The Upper Pleistocene pollen record from Cova Beneito (Alicante, Spain)". *Pal. Pal. Pal.*, 92. 1-14.
- CARRIÓN, J.S., DUPRÉ, M. Y FUMANAL, P. (1995).- "A paleoenvironmental study in the semi-arid south-eastern Spain: the palynological and sedimentological sequence at Perneras Cave (Lorca, Murcia)". *J. Archeological. Science*, 22, 355-367.
- CHS. (1997).- "Plan Hidrológico de la cuenca del Segura". *Aprobado por RD 1664/1998, de 24 de julio (BOE de 11 de agosto)*.
- CLIMACO, A., BONI M., IANNACE, A Y ZAMPARELLI, V. (1997).- "Platform Margin, Microbial/Sepulids Bioconstructions and Slope-to-basin in the Upper Triassic of the Verbicaro Unit (Lucania and Calabria, Southern Italy)". *Facies*, 36, 37-56.
- CONESA GARCÍA, C. (1987).- "Barras de grava en lechos de rambla del Campo de Cartagena (Murcia)". *Papeles de Geografía física*, 12, 33-45.
- CONESA GARCÍA, C. (1995).- "Torrential flow, frequency and morphological adjustments of ephemeral channels in southeast Spain". *En: River Geomorphology (E. J. Hickin, Ed.). John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England*. 169 - 192.
- CONESA GARCÍA, C. Y MARTÍNEZ ALCOCER (1995).- "Magnitud y frecuencia de sucesos hidromorfológicos del Bajo Segura anterior a su encauzamiento". *Papeles de Geografía*, 22, 67-86.
- COMAS, M. C., SOTO, J. I., BOOTH-REA, G. (2002).- "Continent-ocean crustal structures east of the Alboran Sea". *Primer centenario del Observatorio de Cartuja. Cien años de sismología en Granada, Parque de las Ciencias, Granada*.

- COMBES, A. (1964).- "Présence de masses de matériel triasique englobées dans les marnes miocènes au Sud de la sierra de Ricote (Province de Murcia, Espagne)". *Bull. Soc. Géol. France* (7), 6, pp. 278-281.
- COPPIER, G., GRIVEAUD, P., LAROUZIERE, F.D., MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. (1988).- "Tectonique en poinçonnement néogène dans la partie orientale des Cordillères Bétiques". *Res. Comm. Symp. "Geology of the Pyrenees and the Betics"*. Barcelona.
- COPPIER, G., GRIVEAUD, P., LAROUZIERE, F.D., MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. (1989).- "Example of Neogene tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the Arc of Aguilas (South-eastern Spain)". *Geodinámica Acta*, 3, pp. 37-51.
- COPPIER, G., OTT D'ESTEVOU, P Y MONTENAT, C (1990).- "Kinematics and paleogeographic evolution of the eastern Almería basins". *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 189-193.
- CORBELLA MARTÍ, H. (1964).- "Étude géologique de la Sierra de las Moreras près de Mazarrón". *Tesis 2º ciclo, Paris, Lab. Géol. appl.*, 158 p.
- CRESPO-BLANC, A., OROZCO, M. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1993).- "Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic Chain. Late folding of normal fault systems". *Tectonics*, 13, 1, 78-88.
- CUENCA PAYA, A. Y WALKER, M.J. (1986).- "Palaeoecological aspects and palaeoeconomic interactions in southern Spanish prehistory. In: Quaternary climate in Western Mediterranean (F. Lopéz Vera Ed.)". *Univ. Autónoma de Madrid*. 365-371.
- CUENCA PAYA, 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. Lopéz Vera Ed.)*. Univ. Autónoma de Madrid. 353-364.
- DABRIO, C.J. (1989).- "Asociaciones de facies en los fan-deltas de las cuencas neógenas y cuaternarias de las Cordilleras Béticas orientales". *Geogaceta*, 6, pp. 53-55.
- DABRIO, C.J. (1990).- "Fan-delta facies associations in Late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain". *IAS Spec. Publ.*, 10, pp. 91-111.
- DABRIO, C.J., ZAZO, C., GOY, J.L., SANTISTEBAN, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L., BAENA, J., SILVA, P. G. (1991).- "Neogene and Quaternary fan-delta deposits in southeastern Spain". *Field Guide. Cuadernos de Geología Ibérica*, 15, pp. 327-400.

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

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

DELGADO, F. (1977).- "Primary textures in dolostones and recrystallized limestones. A technique for their microscopic study". *Tour. Sediment. Petrol.*, 47, 1339-1341.

DELGADO, F. (1978).- "Los Alpujárrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)". *Tesis Univ. Granada*. 483 p. (No publicada).

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.

DEMAY, M. (1924).- "Observations géologiques et économiques sur le district minier de Carthagène". *Annales de Mines* (12), 137-193.

DENNY, C.s. (1967).- "Fans and pediments". *Am. Jour. Science*, 265. 81-105.

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 Encinas, province of Almería, SE Spain". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, 70, 443-453.

DGOH (1996).- "Proyecto para la instalación, mantenimiento y operación de redes oficiales de control de las aguas subterráneas. Piezometría, hidrometría y calidad. Cuenca del Segura".

DGOHCA-ITGE (1997).- "Catálogo de acuíferos con problemas de sobreexplotación o salinización".

DÍAZ DE FEDERICO, A., GÓMEZ PUGNAIRE, M.T., TORRES ROLDÁN, R. (1979).- "Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Spain)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 8: 37-60.

DÍAZ DE FEDERICO, A. (1980).- "Estudio geológico del complejo de Sierra Nevada en la transversal del Puerto de La Ragua (Cordillera Bética)". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada (Inédita)*, 602 pp.

DÍAZ DEL RÍO, V., REY, J. (1986).- "Continental shelf morphotectonic features of the Betic basin of the Mar Menor". *Rap. CIESM v. 30, n° 2, 76 págs.*

DIDON, J., DURAND DELGA, M. Y KORNPROBST, J. (1973).- "Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar". *Bull. Soc. Géol. France (7), 15: 77-105.*

DIDON, J. ET GARCÍA DUEÑAS, V. 1976.- "Les Cordillères Bétiques Centrales et Orientales". *Bull. Soc. Géol. France, 583-599.*

DINARÉS-TURRELL, J., ORTÍ, F., PLAYÁ, E. Y ROSELL, L. (1999).- "Paleomagnetic chronology of the evaporitic sedimentation in the Neogeno Fortuna Basin (SE Spain): early restriction preceding the «Mesinian Salinity Crisis»". *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 154, pp. 161-178.*

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

DURAND-DELGA, M. (1960).- "Introducción à la séance sur les Cordillères Bétiques". *Bull. Sc. Géol. France (7), T. III, pp. 236-266, Paris.*

DURAND-DELGA, M., Y FONTBOTÉ, J.M. (1960).- "Le problème de l'âge des Nappes Alpujarrides d'Andalousie". *Revue de Géog. Phys. et de Géol. Dynamique, (2), III, 181 a 187.*

DURAND-DELGA, M., ESCALIER DES ORRES, P. Y FERNEX, F. (1962).- "Sur la présence de Jurassique et d'Oligocène a l'ouest de Carthagène (Espagne méridionale)". *C.R.Acad.Sc. Paris, 255, 1755-1753.*

DURAND-DELGA, M. Y KORNPROBST, J. (1963).- "Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc)". *B.S.G.F., (7), V, 1049-1057.*

DURAND-DELGA, M., KORNPROBST, J., LEIKINE, M. Y RAOULT, J.F. (1964a).- "Le Lias des unités paléozoïques au Nord de Tétouan". *C.R.Ac.Sc. Paris. 258, 5925-5928.*

DURAND-DELGA, M., LEIKINE, M. Y MAGNÉ, J. (1964b).- "Au sujet du Nummulitique lié à la zone paléozoïque du Rif interne (Maroc)". *C.R.Acad. Sc. Paris, 259, 1167-1170.*

DURAND-DELGA, M. (1968).- "Coup d'oeil sur les unités malagueñas des Cordillères bétiques". *C.R.Ac.Sc. Paris, 266, 190-193.*

DURAND-DELGA, M. Y FOUCault, A. (1968).- "La Dorsale bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques au bord Sud de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne)". *Bull. Soc. géol. France*, (7), 9, 723-728.

DURAND-DELGA, M. Y FOUCault, A. (1968).- "Un élément de la Dorsale bétique: le Jabalcon (prov. de Grenade, Espagne)". *B.S.G.F.*, (7), X, 65-74.

DURAND-DELGA, M. (1980).- "La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Mém". *Soc. Geol. France*, 10, pp. 203-224.

DURAND-DELGA, M. Y TEFIANI, M. (1994).- "Problèmes posés par le Trias des zones internes des Maghrébides et des Cordillères bétiques". *Mém. Serv. Géol. Algérie*, 4, 41-56.

ÉCHALLIER, J.C. (1983).- "L'enregistrement de la tectonique historique par la Cathédrale de Lorca". *IV Renc. Int. Arch. et Hist. D'Antibes*. 227-235.

EGERLER, C. G. (1963).- "On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras". *Geol. Rundschau*, 53, pp. 260-269.

EGERLER, C. G., SIMÓN, O. J. (1969 a).- "Sur la tectonique de la Zona Bétique (Cordilleres Bétiques, Espagne)". *Verh. K.Ned. Akad. Wet.*, 1-25 (3), 90p.

EGERLER, 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.

EGERLER, C. G., KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., MONTENAT, C., PIGNATELLI, R., RONDEL, H. E. (1974).- "Mapa geológico de España, E: 1:50.000, Hoja nº 954 (Totana)" *I.G.M.E. Memoria de 29 p.*

EGERLER, C. G. Y FONTBOTÉ, J.M. (1976).- "Aperçu géologique sur les parties centrale et orientale des Cordillères Bétiques". *Bull. Soc. Géol. France*. T.XVIII, nº 3, 571-582.

ESPINOSA GODOY, Y CASTELLS LÓPEZ (1971).- "Tectónica de la Sierra de Cartagena y su relación con las mineralizaciones". *Congreso Hispano-Luso-Americanano de Geología Económica*, 163-170.

ESPINOSA GODOY, J., GORDILLO MARTÍN, A. Y PÉREZ ROJAS, A. (1974).- "Mapa Geológico de España, E:1:50.000", *I.G.M.E.*, hoja 997 (Águilas). *Memoria de 22 p.*

ESPINOSA GODOY, J., HERRERA LÓPEZ, J.L. Y PÉREZ ROJAS, A. (1974).- "Mapa Geológico de España, E:1:50.000, hoja 997 bis (Cope)". *Memoria de 10 p.*

ESPINOSA GODOY, J., MARTÍN VIVALDI, J.M. Y PÉREZ ROJAS, A. (1974).- "Mapa Geológico de España, E:1:50.000, hoja 978 (Llano del Beal)". *I.G.M.E. Memoria de 16 p.*

ESPINOSA GODOY, J., MARTÍN VIVALDI, J.M., HERRERA LÓPEZ, J.L., PÉREZ ROJAS, A. (1974).- "Mapa Geológico de España, E:1:50.000, hoja 976 (Mazarrón)", *I.G.M.E. Memoria de 26 p.*

ESTEBAN, M. (1996).- "An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models. Concepts Sedimentol". *Paleontol. 5, pp. 3-53.*

FALLOT, P. (1929).- "Esquisse géologique du massif de la Sierra Espuña (prov. de Murcie)". *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., XXIX, 199-215.*

FALLOT, P. (1930).- "Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétiques et subbétiques". *Livre Jubilaire Cent. Soc. géol. France, 279-305. Rectificación en: 1931. C.R.somm. S.G.F., p. 66.*

FALLOT, P. (1945).- "Le problème de Gibraltar". *C.R.Ac.Sc. Paris, 220, 611-613.*

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

FERNÁNDEZ, S., HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1972).- "Las rocas lamproíticas de Cabezo Negro. Zeneta (Murcia)". *Estudios Geol., 28, pp. 267-276.*

FERNEX, F. (1962).- "Les unités de la Sierra de Enmedio près de Puerto Lumbreras". *Ext. des Archiv. des Scienc. Gèneve, 15, 2, 363-371.*

FERNEX, F. (1963a).- "Remarques sur l'structure et le métamorphisme de la Mischungzone orientale (Espagne méridionale)". *Arch. Sc. Genève, 16, 1, 63-85.*

FERNEX, F. (1963b).- "Les ensembles tectoniques bétiques de la région de Lorca (Espagne méridionale)". *Bull. Soc. géol. France, (7), V, 370-374.*

FERNEX, F. (1964).- "Sur les styles tectoniques des nappes bétiques orientales". *C.R.Ac.Sc, Paris, 258, 5918-5921.*

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. (1964a).- "Essai de correlation des Unités Bétiques sur la transversale de Lorca-Águilas". *Geol. Mijnb.*, 43 pp. 326-330.

FERNEX, F. (1964b).- "Répartition du métamorphisme dans les zones bétiques orientales du la transversale de Lorca-Águilas". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 258 pp. 5678-5681.

FERNEX, F.. (1965).- "L' origine probable de certains éléments structuraux des zones internes des Cordillères Bétiques orientales (Espagne meridionale)". *Bull. Soc. Géol. France*, 7, pp. 203-211.

FERNEX, F. (1968).- "Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Aguilas. (Cordillères Bétiques, Espagna meridionale)". *These, Univ. París VI*, 949 págs.

FERNEX, F., MAGNE, J. (1969).- "Essai sur la paléogéographie des Cordillères Bétiques orientales". *Bol. Geol. y Min.*, LXXX-III, pp. 203-211.

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

FLÜGEL, E., FLÜGEL-KAHLER, E., MARTÍN, J. M. AND MARTÍN-ALGARRA, A. (1984).- "Middle Triassic Reefs from Southern Spain". *Facies*, 11, 173-218.

FONTBOTÉ, J.M. (1970).- "Sobre la historia pre-orogénica de las Cordilleras Béticas." *Cuad. Geol. Granada*, 1, 71-78.

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

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 temperature metamorphism*, Blackie, Glasgow 9-58.

FREYTEM, P. (1984).- "Carbonate lacustrine sediments and their transformations by emersion and pedogenesis. Importance of identifying 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 néogénés dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques". *Bull. Soc. géol. France* 162 (4), pp. 611-626.
- FUSTER, J.M., IBARROLA, E. (1952).- "Estudio petrográfico y genético de las andesitas cordieríticas de la zona volcánica del Mar Menor (Murcia)". *Estudios Geol.*, 8, pp. 245-299.
- FUSTER, J.M., GASTESI, P. (1964).- "Estudio petrológico de las rocas lamproíticas de Barqueros (prov. de Murcia)". *Estudios Geol.*, 20, pp. 299-314.
- FUSTER, J.M., GASTESI, P., SAGREDO, J., FERMOZO, M.L. (1967b).- "Las rocas lamproíticas del sureste de España". *Estudios Geol.*, 22, pp. 35-69.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J., GONZÁLEZ-LODEIRO, F. AND JABALOY, A. (1991).- "Geometry and kinematics of post-Aquitanian brittle deformation in the Alpujárride rocks and their relation with the Alpujárride/Nevado-Filábride contact". *Geogaceta*, 10, 130-134.
- GALLOWAY, W.E. (1981).- "Depositional architecture of Cenozoic Gulf Coastal Plain fluvial systems". *Soc. Ecom. Pal. Min. Spc. Pub.*, 31. 127-155.
- GARCÍA-CORTES, A., MANSILLA, H., QUINTERO, I. (1991).- "Puesta de manifiesto de la Unidad Olistos-trómica 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. (1967).- "La zona Subbética al norte de Granada". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada* (Inédita).
- GARCÍA-DUEÑAS, V. (1969 b).- "Consideraciones sobre las series del Subbético Interno que rodean la depresión de Granada (Zona Subbética)". *Acta Geol. Hisp.* T. IV num 1 pp 9-13.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. y LINARES, A. (1970).- "La serie estratigráfica de Alta Coloma. Serie de tipo Subbético Medio en la transversal de Granada". *Cuad. Geol. Univ. De Granada*. T. I. pp 193-210.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. y BALANYÁ, J.C. (1986).- "Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar". *Ma-leo. Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2, 23.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. y BALANYÁ, J.C. (1991).- "Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales". *Geogaceta, Madrid*, 9: 33-37.

GARCÍA-DUEÑAS, V., BALANYÁ, J.C. AND MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1992).- "Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their implications". *Geo-Marine Letters*, 12, 2/3, 88-95.

GARCÍA-DUEÑAS, V. Y MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1988).- "Sobre el adelgazamiento mioceno del dominio cortical de Alborán. El despegue extensional de Filabres (Béticas orientales)". *Geogaceta*, 5, 53-55.

GARCÍA MONZÓN, G. Y KAMPSCHUUR, W. (1975).- "Mapa Geológico de España, E:1:50.000, Hoja 1014 (Vera)", *I.G.M.E. Memoria de 42 p.*

GARCÍA-TORTOSA, F.J., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., SANZ DE GALDEANO, C.(2000a).- "Présence du complexe tectonique Malaguide à l'est de Carthagène, (zone interne Bétique, Espagne)". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330: 139-146.

GARCÍA-TORTOSA, F.J., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., SANZ DE GALDEANO, C.(2000b).- "Las Unidades de Cabo Tiñoso y Peñas Blancas: revisión y caracterización estratigráfica de las unidades alpujárrides del sector entre Mazarrón y Cartagena (Murcia, España)". *Estudios Geológicos*, 56, pp.31-40.

GARCÍA-TORTOSA, F.J., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., SANZ DE GALDEANO, C.(2000c).- "Las unidades alpujárrides y malaguides entre Cabo Cope y Cabo de Palos (Murcia, España)". *Geogaceta*, 28, pp.67-70.

GARCÍA-TORTOSA, F.J. (2002).- "Los Complejos Tectónicos Alpujárride y Malaguide en el Sector Oriental de la Zona Interna Bética. Estratigrafía, Relaciones Tectónicas y Evolución Paleogeográfica durante el Triásico". *Tesis Doctoral. Universidad de Granada*. 414 págs..

GARCÍA-TORTOSA, F.J., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., SANZ DE GALDEANO, C.(2002).- "Estratigrafía y Estructura de la Unidad de los Tres Pacos: Controversia en Alpujárride y Almágride en la Sierra de Almagro (Almería, España)". *Revista de la Sociedad Geológica de España*.

GARCÍA ROSELL, L. (1973).- "Estudio geológico de la transversal Ubeda- Huelma y sectores adyacentes". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada* 483 pp.

GARCÍA-VEIGAS, J., ORTÍ, F., ROSELL, L., INGLÉS, M. (1994).- "Caracterización petrológica y geoquímica de la Unidad Salina messiniense de la cuenca de Lorca (sondeos S4 y S5 )". *Geogaceta* 15, pp. 78-81.

GARRIDO 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 Languedoc. Acad. De Montpellier.*

GEEL, T., ROEP, TH. B., TEN KATE, W. Y SMITH, 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: palaeogeographic implications". *Estudios Geol.*, 52. pp. 211-230.

GEEL, T. Y ROEP, TH. B. (1999).- "Oligocene to Middle Miocene basin development in the Vélez Rubio Corridor-España (Internal-External Zone Boundary; Eastern Betic Cordilleras, SE Spain)". *Geologic en Mijnbouw*, 77, 39-61.

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

GOFFÉ, B., MICHAUD, 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. (1967).- "Estudio geológico de la Depresión de Granada". Tesis Univ. Doctoral de Granada (Inédita).

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., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., SERRANO, F., Y VERA, J. (1980).- "Precisiones estratigráficas sobre la discordancia intratortoniense de Montefrío (Granada)". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* 78. pp. 101-111.

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

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).- "Litoral Béticas Orientales (Alicante, Murcia, Almería)". En: C. ZAZO, C.J. DABRIO, y J.L. GOY (ed.), *Libro Guía. Excursión B-I: Litoral Mediterráneo. Iª Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid. Secretariado de Publicaciones de la E.T.S. Ingenieros Industriales, Madrid*. 99 págs.

Goy, J.L., Zazo, C., Somoza, L., Dabrio, C.J. (1989).- "The neotectonic behaviour of the Lower Segura River Basin during the Quaternary. Paleogeographical meaning of the «Conglomerates of the Segura»". *Bull. INQUA Neotectonic Comm.*, 12, pp. 14-17.

Goy, J.L. y Zazo, C., (1989).- "The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche basin, Southeast Spain". *Tectonophysics*, 163. 219-225.

Goy, J.L., Zazo, C., Somoza, L., Dabrio, C.J. (1990).- "Evolución paleogeográfica de la Depresión de Elche-Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno". *Estudios*.

Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Causse, C., Hillaire-Marcel, C. (1993).- "Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne". *Geodinamica Acta*, 6 (2) pp.103-119.

Guardiola, R. (1927).- "Estudio metalogénico de la Sierra de Cartagena". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 33, 564 p.

Guerrera, F., Martín-Algarra, A., Martín-Martín, M. y 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-Mondejar, F. (1994).- "La evolución espacio-temporal de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos básicos". *Tesis. Doctoral Univ. Murcia*.

Guillén-Mondejar, F., Rodríguez-Estrella, T., Arana, R., López-Aguayo, F. (1995).- "Unidades tecto-sedimentarias y rupturas en la Cuenca de Lorca (Murcia)". *Geogaceta*, 17, pp .39-42.

GUILLÉN-MONDEJAR, F., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., ARANA, R. LÓPEZ-AGUAYO, F. (1995).- "Historia geológica de la cuenca de Lorca (Murcia): influencia de la tectónica en la sedimentación". *Geogaceta*, 18, pp. 30-33.

GUILLÉN-MONDEJAR, F., ARANA, R., FERNÁNDEZ, Mª 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-MONDEJAR, 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.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. Y VAIL, P. (1988).- "Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In Sea-Levels changes- An integrated approach" (C.K. Wilgus, B.S. Hastings., C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. ROSS y J.C. Van Wagoner, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub. 42, 71-108.

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

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

HARVEY, A. M. (1989).- "The occurrence and role of arid zone alluvial fans. In: Arid Zone Geomorphology (D.Thomas Ed.)". *Belhaven Press*. 136-158.

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

HELMERS, H Y VOET, H.W. (1967).- "Regional extension of the Nevado-Filabride nappes in the eastern and central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE Spain)". *Proc. Kon. Ned. Akad.. v. Wetensch, series B*, 70, 239-253.

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

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

- HERBIG, H.G. (1984).- "Reconstruction of a Lost Sedimentary Realm. The limestone boulders in the Carboniferous of the Malaguides (Betic Cordillera, Southern Spain)". *Facies*, 11, 1-108.
- HERMES, J.J. (1985).- "Algunos aspectos de la estructura de la zona subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional)". *Est. Geol.*, 41, 157-176.
- HERNÁNDEZ, J., LAROUZIERE, F.D., BOLZE, J., BORDET, P. (1987).- «Le magmatisme néogène bético-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. AND SANTANACH, P. (2000).- "Resultados preliminares del estudio paleosísmico mediante trincheras de la Falla de Alhama de Murcia (Cordillera Bética)". *Geotemas*, 1(4), 335-339.
- HERNÁNDEZ GAMBIN, C. Y NAVARRO HERVAS, F. (1992).- "Aproximación al estudio de los humedales salinos de la margen izquierda del Río Guadalentín (Región de Murcia)". *Act. XV Encuentos. Jov. Geógraf.*, 113-120. *Asoc. Jov. Geógrafos, Murcia*.
- HETZEL, W.H. (1923).- "Bijdrage tot de geologie van de Sierra Alhamilla (Provincie Almería)". *Tesis Delft*, 104 p.
- 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).- "Olistostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain)". *Thesis Univ. of Amsterdam. Amsterdam, Scripta Geol.* 19, 207 págs.
- Hsü, K.J., MONTADERT, L., BERNUILLE, D., CITA, M.B., ERICKSON, A., GARRISON, R.E., KIDD, R.B., MÉLIÈRES, F., MÜLLER, C. WRIGHT, R. (1977).- "History of the Mediterranean salinity crisis", *Nature* 267 pp. 399-403.
- IANNACE, A. (1991).- "Ambienti deposizionali e processi diagenetici in successioni di piattaforma carbonatica del Trías Superiori nei Monti Lattari e Picintini (Salerno)". *Unpublish Tesis di Dottorato di Ricerca, Univ. Di Napoli*, 221 p., 98 Figs.
- IANNACE, A. (1993).- "Caratteri diagenetici dei carbonati di piattaforma del Trías superiore nell'Appennino meridionale e loro implicazioni paleogeografiche". *Riv. It. Paleont. Strat.*, V. 99, 1, 57-80.

- IANNACE, A., CLIMACO, A. y ZAMPARELLI V. (1993).- "Upper Triassic carbonate platform margin complexes in the Southern Apennines (Italy)". *Intern. Ass. Sedimentol. Regional Meeting, Marrakesh, Marocco, Abstract*, p. 378.
- IANNACE, A., BONI M. y ZAMPARELLI V. (1995).- "The Middle-Upper Triassic of the San Donato Unit AUCT. (Northern Calabria) : Stratigraphy, Paleogeography and Tectonic Implications". *Riv. It. Paleont. Strat.*, V. 101, 301-324.
- IANNACE, A. y GARCÍA TORTOSA, F.J. En prensa.- "Revisión estructural y estratigráfica de las unidades de San Donato y Verbicaro (Calabria, sur de Italia)". *Riv. Ital. di Paleontología e Stratigrafia*.
- I.G.M.E., (1975).- "Estudio hidrogeológico de la Cuenca baja del Segura. Informe técnico núm. 5. Valle del Guadalentín (Sondeos mecánicos y Sondeos eléctricos verticales)".
- I.G.M.E., (1981).- "Los Recursos Hídricos Subterráneos de la Comarca de Mazarrón-Águilas. Situación actual y perspectivas futuras".
- I.G.M.E.-CARM. (1985).- "Investigación geotérmica de Mazarrón-Águilas".
- ITGE, (1989).- "Explotación, usos, demandas y propuesta de normas de actuación en las aguas subterráneas de la comarca de Mazarrón-Águilas (Murcia)".
- ITGE, (1990).- "Racionalización y optimización de las redes de control hidrogeológico en la Cuenca del Segura. Tomo V/VII. Unidad Hidrogeológica del Bético de Murcia".
- IGME-Consejería Ciencia, Tecnología, Industria y Comercio. (2000).- "Evaluación de las aguas minerales y termales de la Región de Murcia".
- IGME-Consejería Economía, Industria e Innovación. (2003).- "Panorama de las aguas minerales en la Región de Murcia". Eds. Pinuaga, J.I., Martínez, M. *Publicaciones del IGME. Madrid*.
- JABALOY, A., GALINDO-ZALDÍVAR, J., y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1992).- "Geometría y cinemática de la zona de cizalla asociada al contacto Alpujárride / Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas)". *III Congreso Geol. España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, vol. 2 simposios*, 385-394.

JABALOY, A., GALINDO-ZALDÍVAR, J., Y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1992).- "The Mecina extensional system: Its relation with the Post-Aquitian piggy-back basins and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain)". *Geo-Marine Letters*, 12, 2/3, 96-103.

JABALOY A. (1993).- "La estructura de la región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)". *Tesis Univ. Granada. Colección monográfica Tierras del Sur. 2 vol. 200 p.*

JABALOY, A., GALINDO-ZALDÍVAR, J., Y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1993).- "The Alpujárride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain". *Journal of Structural Geology*, 15, 3-5, 555-569.

JACQUIN, J.P. (1970).- "Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gador (Almería, Espagne)". *Tesis Univ. Nantes. 501 p.*

JEREZ MIR, L. (1973).- "Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y Sectores adyacentes". *Tesis Doctoral. Departamento de Estratigrafía. Universidad de Granada.*

JEREZ MIR, L., JEREZ MIR, F., GARCÍA MONZÓN, G. (1974).- "Mapa geológico de España, E: 1:50.000, Hoja nº 912 Mula", *I.G.M.E., Madrid.*

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

JUNTA DE ANDALUCÍA. (1985).- "Mapa Geológico y Minero de Andalucía". *Dirección General de Industria, Energía y Minas. 150 p. E. 1:400.000.*"

KAMPSCHUUR, W. (1972).- "Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation". *Thèse, GUA Pap. Geol.*, 1 (4): 114 págs

KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., MONTENAT, C., PIGNATELLI, R. EGELER, C. G. (1972 a).- "Mapa geológico de España, E: 1:50.000, Hoja nº 933(Alcantarilla)". *I.G.M.E. Memoria de 34 págs.*

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

KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., RONDEL, H. E., (1973).- "Polyphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic Zone of Spain". *Estudios Geológicos, v. XXIX, pp. 209-222.*

KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., RONDEL, H. E., ESPEJO, J., CRESPO, A., PIGNATELLI, R. (1974c).- "Mapa geológico de España, E:1:50.000, Hoja nº 953 (Lorca)". *I.G.M.E. Memoria de 43 págs.*

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

KOTANSKI, Z., MORYCOWA, E., PEYBERNES, B. Y DURAND-DELGA, M. (1988).- "Indices de l'existence d'une plateforme carbonatée à Madréporaires, Algues et grands Foraminifères benthiques du Malm, sur les zones internes au Nord de la Dorsale calcaire du Djurdjura (Algérie)". *C.R. Acad. Sci. Paris, t. 307, Série II, P. 1809-1818.*

KOZUR, H., SIMÓN, O.J. (1972).- "Contribution to the triassic microfauna and stratigraphy of the Betic Zone (southern Spain)". *Rev. Esp. Micropal. Num. Extr. XXX*, pp. 143-158.

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

KOZUR, H., MULDER-BLANKEN, C., SIMÓN, O.J. (1985).- "On the Triassic of the Betic Cordilleras (southern Spain), with special emphasis on holothurian sclerites". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, 80, pp. 83-110.

KRIJGSMAN, W., GARCES, M., AGUSTÍ, J., RAFFI, I., TABERNER, C. Y ZACHARIASSE, W. J. (2000).- "The Tortonian salinity crisis of the eastern Betics (Spain)". *EPSL 181*, pp. 497-511.

LAROUZIERE, F.D. DE, BORDET, P. (1983).- "Sur la genèse de certains types de lamproites du bassin de Mazarrón (Espagne)". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296, pp. 1071-1074.

LAROUZIERE, F.D. DE (1985).- "Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Hinojar et de Mazarrón (Cordillères Bétiques internes. Espagne)". *Thèse Geol. Univ. Paris VI*, 316 págs.

LAROUZIERE, F.D. DE, MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P., GRIVEAUD, P. (1987).- "Evolution simultanée de basins néogènes en compression et en extension dans un couloir de décrochement: Hinojar et Mazarrón (Sud-Est de l'Espagne)". *Bull. Centre rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 11, vol. 1, pp. 23-38.

LAROUZIERE, F., BOLZE, J., BORDET, P., HERNYEZ, J., MONTENAT, CH. 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 Mazarrón. Les Bassins Néo-gènes 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". *Tectono-physics*, 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.
- LEINE, L. (1968).- "Rauhwackes in the Betic Cordilleras, Spain". *Tesis Univ. Amsterdam*.
- LEYVA, F., MATAS, J. Y RUÍZ-MONTES M. (1968).- "El manganeso de La Fuensanta (Lorca, Murcia): Ejemplo de mineralización volcánico-sedimentaria en el Paleozoico del Complejo Malaguide (Cordilleras Béticas)". *Bol. Geol. Y Min.*, t. XCVII-II, pp. 165-193.
- LILLO, M.J. (1986).- "Consideraciones sobre los niveles eutirrenienses en la región de Murcia. En: Estudios sobre Geomorfología del Sur de España". *Edit. Univ. de Murcia*, pp. 87-91.
- LOISEAU, J. (1988).- "Le segment Archena-Mula de l'accident Nord-Bétique (Espagne): ses relations avec la sedimentation néogène et implications structurales". *Thèse Univ. Paris XI-Orsay*. 192 págs.
- LOISEAU, J., OTT D`ESTEVOU, P., MONTENAT, C. (1990).- "Le sector D'Archena -Mula". In: *Les Bassins Néo-gènes du domaine bétique oriental, Tectonique et sedimentation dans un couloir de décrochement* (C. Montenat, Ed.). *Doc. Et Trav. IGAL*, 12-13, pp. 287-301.
- LONERGAN, L. (1991).- "The structural evolución of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain". *Phil. D. Thesis Univ. Oxford*, Oxford, England, 154 págs.
- LONERGAN, L. (1993).- "Timing and Kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of de Betic Cordillera, Southeast Spain". *Tectonics*, 12, 2, pp. 460-476.
- LONERGAN, L., PLATT, J.P. Y GALLAGHER, L. (1994).- "The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain". *J. Struct. Geol.* 16, pp. 175-188.
- LONERGAN, L., Y SCHREIBER, B. C. (1994).- "Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper Miocene, SE Spain". *J. Geol. Soc. London*, 150, pp. 719-727.

- LONERGAN, L. y MANGE-RAJETZKY, A. (1994).- "Evidence for Internal Zone unroofing from foreland basin sediments, Betic Cordillera, SE Spain". *Journal of the Geol. Soc. London*, 151, 515-529.
- LONERGAN, L. y PLATT, J.P. (1995).- "The Maláguide-alpujárride boundary: a major extensional 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 SARRIÁ, F. (2002).- "Floods: Magnitude and Frequency in Ephemeral Streams of the Spanish Mediterranean Region". En: *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels* (L. J. BULL & M. J. KIRBY, Eds.). John 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.
- LÓPEZ-RUIZ, J., RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1984).- "El volcanismo Neógeno-Cuaternario del Borte Mediterráneo español. En: El Borte Mediterráneo español. Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas". *Informe Proyecto CAICYT-CSIC*, pp. 115-122.
- Lukowski, P. (1988).- "Evolution tectonosedimentaire du bassin neogène de Fortuna (Cord. Bétiques Orientales, Espagne)". *Tesis Geodiffusion, Mem. N° 1*, París, 403 págs.
- MACHETTE, M.N. (1985).- "Calcic soils of the south-western United States". *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 203. 1-21.
- MACKLIN, M.G., FULLER, I.C., LEWIN, J., MAAS, G.S., PASSMORE, D.G., ROSE, J., WOODWARD, J.C., BLACK, S., HAMBLIM, R.H.B. y ROWAN, J.S. (2002).- "Correlation of fluvial sequences in the Medite-

rranean Basin over the last 200 ka and their relationship to climate change". *Quaternary Science Reviews*, 21, 1633 – 1641.

MÄKEL, G.H. (1980).- "The geology of the southern Sierra de Espuña (Betic Cordilleras, SE Spain". *Unpubl. MSc Thesis Univ. Amsterdam*, 133 p.

MÄKEL, G.H. (1981).- "Differences in tectonic evolution of superimposed Malagueño and Alpujarride tectonic units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain)". *Geol Mijnbouw*, 60, pp.203-208.

MÄKEL, G.H. Y RONDEEL, H. E. (1979).- "Differences in stratigraphy and metamorphism between superposed Malagueño and Alpujarride units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain)". *Estudios Geol.*, 35, pp.109-117.

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

MÄKEL, G.H. (1985).- "The geology of the Malagueño Complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen (southern Spain and northern Morocco)". *GUAPapers of Geology. Ser 1*, 22, 263 págs.

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

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

MANTECA, J.I., OVEJERO, G. (1992).- "Los yacimientos de Zn, Pb, Ag-Fe del Distrito Minero de La Unión-Cartagena, Bética Oriental". *CSIC, Madrid*, 1085-1102.

MAPA GEOLÓGICO Y MINERO DE ANDALUCÍA. (1985). *Editado por Dirección General de Industria, Energía y Minas. Consejería de Economía e Industria. Junta de Andalucía*. 150 p. E: 1:400.000.

MARTÍN, J.M. (1980).- "Las dolomías de las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ. Granada*, 265, 201 p.

MARTÍN, J.M. (1982).- "Caracterización ambiental de los carbonatos marinos fósiles". *Bol. Geol. Min.* 93, II, 99-114.

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

MARTÍN, J.M., 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 Alpujárride". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11, 421-444.

MARTÍN-ALGARRA, A. (1987).- "Evolución geológica alpina del contacto entre Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera bética". *Tesis Doctoral Univ. Granada*, 1171 págs.

MARTÍN-ALGARRA, A., SOLÉ DE PORTA, N. Y MAATÉ, A. (1995).- "El Triásico del Malaguide-Gomáride. Formación Saladilla, Cordillera Bética Occidental y Rif septentrional: Nuevos datos sobre su estratigrafía y significado paleogeográfico". *Cuad. Geol. Ibérica*, 19, 249-278.

MARTÍN-MARTÍN, M. Y MARTÍN ALGARRA, A. (1995).- "La estructura del área de Sierra Espuña (Contacto Zonas Internas-Externas), Sector oriental de la Cordillera Bética". *Estudios Geol.*, 53 pp. 237-248.

MARTÍN-MARTÍN, M. (1996).- "El Terciario del Dominio Malaguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España). Estratigrafía y Evolución Paleogeográfica". *Tesis Doctoral Univ. Granada*, 97 págs.

MARTÍN-MARTÍN, M., EL MAMOUNE, B., MARTÍN-ALGARRA, A., MARTÍN-PÉREZ, J.A. Y SERRA-KIEL, J. (1997a).- "Timing on deformation in the Malaguide Complex of the Sierra Espuña (SE Spain). Geodynamic evolution of the Internal Zone". *Geol. Mijnbouw*, 75, pp 309-316.

MARTÍN-MARTÍN, M., EL MAMOUNE, B., MARTÍN-ALGARRA, A., SERRA-KIEL, J. (1997b).- "La formation As, datée de L'Oligocène, est impliquée dans les charriages des unités Malaguides supérieures de la Sierra Espuña (Zones Internes Bétiques, Province de Murcie, Espagne)". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, pp. 861-868.

- MARTÍN-MARTÍN, M., SERRA-KIEL, J., EL MAMOUNE, B., MARTÍN-ALGARRA, A., SERRANO F., (1998).- "Le Paléocène des Malaguides orientales (Cordillèresmbétiques, Espagne): stratigraphie et paléogéographie". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, pp.35-41.
- MARTÍN-PÉREZ, J.A. (1997).- "Nanoplancton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (sector oriental)". *Tesis Doctoral Univ. Granada*, 329 págs.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. (1991).- "Reactivación de la falla de Alhama de Murcia (sector de Lorca-Totana): cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad". *Geogaceta*, 9, pp. 38-42.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., HERNÁNDEZ-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., HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. (1992a).- "Tectónica reciente y rasgos sismotectónicos en el sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia". *Est. Geológicos*, 48. 153-162.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. (1992b).- "Geometría y cinemática de la zona de cizallamiento Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia)". *III Congr. Geol. Esp.*
- 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 límitrofes" (J.C. Cañaverales et al. Eds.), pp.75-88. *V Congreso Español de Geología (guidebook)*, Universidad de Alicante, Alicante (Spain).
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. (1992b).- "Geometría y Cinemática de la zona de cizallamientos Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia)" *III Congr. Geol. de Esp. Y VIII Latinoameric., Simposios, Tomo 2*, pp. 420-430. Salamanca.
- MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. Y AZAÑÓN J.M. (1997).- "Mode of extensional tectonics in the south-eastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenetic system". *Tectonics*, Vol. 16 N° 2, pp. 205-225.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1978).- "El Mediterráneo Occidental. Esquema geológico". *1er Seminario de Tectónica Global Madrid*.

- MARTÍNEZ DEL OLMO, W., LERET, G., SUÁREZ, J. (1985).- "Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental". *Trabajos de Geología*, 15, pp. 147-151.
- MASANA, E. MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., HERNÁNDEZ ENRILE, J.L., AND SANTANACH, P. (2003).- "Constraining seismotectonics in a diffuse collisional plate boundary by paleoseismic results. A preliminary approach along the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera)". *J. Gephys. Res.*
- MATHER, A.E., SILVA, P.G., HARVEY, A.M., ZAZO, C., GOY, J.L. (1992).- "The impact of neotectonic activity on late Quaternary aggradational and dissectional sequences in the Mula Basin (SE Spain)". *Conference on Mediterranean rivers environments. Cambridge*.
- MECO, J. Y STEARNS, C.E. (1981).- "Emergent littoral deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Resch*, 15. 199-208.
- MEZCUA, J. Y MARTÍNEZ SOLARES, J.M. (1983).- "Sismicidad del área Ibero-Magrebí". *Inst. Geog. Nacional, Madrid*. 299 pp.
- MEZCUA, J., HERRAIZ, M. Y BUFORN, E. (1984).- "Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence". *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74. 167-179.
- MEGIAS, A. G., LERET, G., MARTÍNEZ, W., SOLER, R. (1980).- «La sedimentación neógena en las Cordilleras Béticas. Análisis tectonosedimentario». *Acta Congr. Esp. Sedim. Salamanca*.
- MIALL, A.D. (1978).- "Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Fluvial Sedimentology (A.D. Miall Ed.)". *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5. 597-604.
- MICHELAU. (1942).- "Das Paläeozoikum der Betischen ketten Nordwestlich von Málaga". *Diss. Univ. Berlin (No publicado)*, 44 p.
- MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE, (2005).- "Estudio inicial para la identificación y caracterización de las masas de agua subterránea de las cuencas intercomunitarias".
- MOLÍN., D. (1980).- "Le volcanisme miocène du SE de l'Espagne (province de Murcia et Almería)". *Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI*.
- MOLINA CÁMARA, J.M. (1981).- "Los Alpujárrides al sur de Serón (S<sup>a</sup> de los Filabres. Prov. de Almería)". *Tesis de Licenciatura Univ. Granada (no publicada)*, 158 p.

- MOLINA CÁMARA, J.M.. y OROZCO, M. (1983).- "Unidades alpujárrides y deformaciones tardías al sur de Serón (provincia de Almería)". *Estudios Geológicos*. 39, 1-2, 41-52.
- MOLINA, J.M., RUIZ ORTIZ, P.A., y VERA, J.A. (1995).- "Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanics of formations and tectonic implications". *Sedimentology* 42, 957-969.
- MONTENAT, C., TRUC, G. (1971).- "Pliocène supérieur et Villafranchien dans le Levant espagnol (province de Murcia à Alicante)". *Bol. Inst. Géol. Min. Esp.*, 82, 1, pp. 32-58.
- MONTENAT, C. (1973).- "Les Formaciones néogènes et Quaternaires du Levant Espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia)", *Thèse Sci. Univ. Orsay*, 1170 págs.
- MONTENAT, C. (1975).- "Le Néogène des Cordillères bétiques. Essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique". *Rap. BEICIP, inédit*, 187 págs.
- MONTENAT, C., THALER, L., VAN COUVERING, J. (1975).- "La fauna de Rongeurs de Librilla. Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal et les datations radiométriques du volcanisme de Barqueros (prov. de Murcia, Espace méridionale)". *C. R. Acad. Sc. París*, 281, D, pp. 519-522.
- MONTENAT, C. y DE BRUIJN, H. (1976).- "The Ruscinian rodent fannule from La Juliana (Murcia); its implications for the correlation of continental and marine biozones". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, B, 79 (4). 245-255.
- MONTENAT, C. (1977).- "Les basins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia. Cordillères bétiques orientales (Espagne)". *C. R. Acad. Sc. París*, 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 pléistocènes". *C.R. Acad. SC. Paris*, 285 Serie D. 3-6.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. (1985).- "Genèse et evolution de basins sédimentaires dans une bande de décrochements en compression. L'exemple des basins néogènes bétiques (Espagne)". *Inst. Géol. Albert de Lapparent*, 31 págs.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. y MASSE, P. (1987).- "Tectonic-sedimentary characters of the betics Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)". *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11. 1-22.

- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. (1988).- "Modalités de structuration synsédimentaire des bassins néogènes des Cordillères bétiques orientales". Résumés communicatios, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics", Barcelona, 11-15, 34 págs.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. Y COPPIER, G. (1990b).- "Les bassins néogenes entre Alicante et Cartagena". *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 313-386.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. Y DELORT, T. (1991).- "Le basin de Lorca, in C. Montenat (Ed.), Les bassins néogènes du Domaine bétique orientale (Espagne)", *DOC. ET Trav. IGAL, Paris*, 12-13, pp. 261-280.
- MONTES, R. (1985).- "Excavaciones en Cueva Pernera, Lorca (Murcia)". *Noticiario Arqueológico Hispano*, 23, 9-59.
- MORALES, S., FENOLL, P. (1992).- "Quimismo de las paragénesis hidrotermales asociadas al vulcanismo terciario del sector Aguilas-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 seimiárido: 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, A., TRIGUEROS, E. (1966).- "Mapa geológico a escala 1:200.000 de la provincia de Murcia". *IGME*.
- NAVARRO-VILA, F. (1976).- "Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al Norte de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, Andalucía)". *Tesis Univ. Bilbao*, 288 p.
- NAVARRO-VILA, F., ÁLVAREZ, F., ALDAYA, F. (1984).- "La extensión regional y posición tectónica de la Unidad del Lomo de Bas (Cordilleras Béticas orientales)". En: J. LÓPEZ RUIZ (ed.). *El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas*". C.S.I.C. Granada, pp. 26-27.
- NAVARRO HERVAS, F. (1992).- "El sistema hidrográfico del Guadalentín". *Cuad. Técnicos*, 6. *Consj. Polt. Terr. Obras Pub. y Medio Amb. de la Reg. de Murcia*. 256 pp.

- NIETO, F., VELILLA, N., PEACOR, D.R. Y ORTEGA HUERTAS, M. (1994).- "Regional retrograde alteration of subgreens-chist facies chlorite to smectite". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, pp. 143-252.
- NIETO, L.M. (1997).- "La Cuenca Subbética Mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas". *PhD thesis, Univ. Granada. España.*
- NIETO, L.M., REY, J. (2003).- "Magnitude of lateral displacement on the Crevillente Fault Zone (Betic Cordillera, SE Spain): stratigraphical and sedimentological considerations". *Geol. J.* 38, pp. 1-16.
- OEN, I.S., FERNÁNDEZ, J.C., MANTECA, J.I. (1975a).- "The Lead-Zinc and Associated ores of la Union, Sierra de Cartagena, Spain". *Econ. Geol.*, 70, pp. 1259-1270.
- OEN, I.S., WINDT, C.J., WINNUBST, T.G.M., KAGER, P. (1975b).- "Epigenetic lead-zinc mineralization in Miocene pebbly mudstones, Sierra de Cartagena, Spain". *Mineralium Deposita*, 10, 362-373.
- OEN, I.S., ULTERWIJK, B.H., VOERMANS, F.M. (1975).- "Bertrandite and Be-enrichment in greenalitic Pb-Zn ores, Sierra de Cartagena, Spain". *Pétrologie*, 1, 2, pp. 121-124.
- OLIVIER, P (1984).- "Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne)". *Thesis Univ. Paul Sabatier, Toulouse*, 229 p.
- OROZCO, M., MOLINA, J.M., CRESPO-BLANC, A. Y ALONSO-CHAVES, F.M. (1999).- "Paleokarst and rau-wacke development, mountain uplift and subaerial sliding of tectonic sheets (northern Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, Spain)". *Geol. Mijnbouw* 78, 103-117.
- ORTÍ, F., GARCÍA -VEIGAS, J., ROSELL, I., ROUCHY, J.M., INGLES, M., GIMENO, D., KASPRZYK, A., PLAYA, E. (1993).- "Correlaciones litoestratigráficas de las evaporitas messinienses en las cuencas de Lorca y Fortuna (Murcia)". *Geogaceta* 14, pp. 98-101.
- OSETE, M.L. (1992).- "Rotaciones paleomagnéticas y deformación en las Cordilleras Béticas. En "Física de la Tierra. Paleomagnetismo y tectónica en las Cordilleras Béticas". M.L. Osete y M. Calvo Eds. Editorial Complutense. Madrid, 151-163.
- OSETE, M.L. REY D., VILLALIN, J.J. Y JUÁREZ, M..T (1997).- "The late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wnder path of Iberia". *Geologie en Mijnbouw* 00:1-15.

OSETE, M.L., FREEMAN, R. AND VEGAS, R. (1989).- "Palaeomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African Plate boudary. En Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation" (C. Kissel y C. Laj, Eds.), Kluwer Academic Publ., 381-391.

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. París*, T. 300, série II, n° 8, pp. 363-368.

OTT D'ESTEVOU, P., MONTENAT, C. (1988).- "Cadre et environnement structuraux des basins néogènes du domaine bétique oriental: implications géodynamiques". *Résumes communications, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics"*, Barcelona, 11-15, 33 págs.

OTT D'ESTEVOU, P., MONTENAT, C. Y LAROUZIERE, F.D (1988).- "Cuenca sedimentaria en régimen transcurrente en la Zona Bética". *II Congr. 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.

OVEJERO, G., TONA, F., MARÍN, J.M., GUTIÉRREZ, A., JACQUIN, J.P., SERVAJEAN, G. Y ZUBIAUR, J.F. (1982).- "Las mineralizaciones estratiformes F2Ca-Pb en las dolomías triásicas de la Sierra de Lújar, Granada (Cordilleras Béticas, España)". *Boletín Geológico y Minero*, T. XCIII-VI, pp. 475-495.

PAQUET, J. (1962).- "Contribution à l'étude géologique de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne)". *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXII, 9-17.

PAQUET, J. (1962).- "Les différentes unités de la Sierra de l'Espuña (prov. de Murcie, Espagne)". *C.R. Acad. Sc. París*, 255, 2995-2997.

PAQUET, J.. (1962).- "Les unités supérieures de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne)". *Bull. Soc. géol. France*, (7), IV, 857-866.

PAQUET, J. (1966).- "Etude Géologique de l'Ouest de la Province de Murcie Espagne". *Tesis doctoral. Mém. Soc. Géol. France, Nouv. ser.*, t. 48, Paris.

PAQUET, J. (1969).- "Etude Géologique de l'Ouest de la Province de Murcie". *Bull. Soc. Géol. France*, 111, 270 págs.

PAQUET, J. (1970).- "Transgressivité de l'Éocène supérieur dans les Malaguides de la Sierra Espuña (Cordillères bétiques, Sud-Est de l'Espagne)". *Mise au point. Geol Mijnbouw*, 49 (1), pp. 57-59.

PAQUET, J. (1974).- "Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en la Méditerranée occidentale". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 16 (1), pp. 58-71.

PATIJN, R.J.H. (1937).- "Geologische onderzoeken in the oostelijke betische Cordilleren". *Proefschrift Amsterdam*, 130 p.

PAVILLON, M.J. (1963).- "Sur un passage latéral de Trias de «couverture» au Trias métamorphique dans la région à l'Ouest de Cartagene (Cordillères bétiques, Espagne)". *C.R.somm. S.G.F.*, 328-332.

PAVILLON, M.J.. (1965).- "Sur une discordance stratigraphique au sein des terrains métamorphiques dans la région à l'Est de Carthagène (Cordillères bétiques, Espagne)". *C.R.somm. S.G.F.* 114-116.

PAVILLON, M.J. (1966).- "Mise en évidence d'une relation spatio-temporelle entre un bombardement post-tectonique majeure et une richesse particulièrement grande en dolérites intrusives dans la région à l'Est de Carthagène (Cordillères bétiques, Espagne)". *Notas y Comns. Inst. Geol. y Min. Esp.*, 89, 75-78.

PAVILLON, M.J. (1966).- "Sobre el paso lateral del Trías de "cobertera" al Trías metamórfico de la región oeste de Cartagena (Cordillera Bética, España)". *Not. y Com.*, 91, 79.

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.

PAVILLON, M.J. (1972).- "Paléogéographies, volcanismes, structures, mineralisations plombo-zincifères et héritages dans l'Est des Cordillères Bétiques (zones internes)". *Tesis. Univ. Paris*, 623 p.

- PERCONIG, E. (1977).- "Consideraciones sobre las series carbonatadas del Trías Alpujárride. I Coloq. Estr. Paleog. Triásico y Pérmico de España". *Cuad. Geol. Ibér.*, 4, 295-306.
- PERCONIG, E. (1977).- "Estudio Sedimentológico de dos cortes de Sierra de Gádor. I Coloq. Estr. Paleog. Triásico y Pérmico de España". *Cuad. Geol. Ibér.*, 4, 283-294.
- PERMANYER, A., BARANGUER, R., LUGARDON, B. (1994).- "Oil shale characterization in Messinian pre-evaporitic sediments from the Lorca basin (south-east Spain)". *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 18. pp. 135-149.
- PÉREZ-LÓPEZ, A. (1991).- "El Trías de facies germánica del sector Central de la Cordillera Bética". *Tesis Univ. Granada*, 400 p.
- PÉREZ-LÓPEZ, A., FERNÁNDEZ, J., SOLÉ DE PORTA, N. Y MÁRQUEZ ALIAGA (1991).- "Bioestratigrafía del Triásico de la Zona Subbética (Cordillera Bética)". *Rev. Esp. de Paleontología, N° Extraor.*: 139-150.
- PÉREZ-LÓPEZ, A. (2000).- "Epicontinental Triassic of the Souther Iberian Continental Margin (Betic Cordillera, Spain)". *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, FET 9-10*, 1009-1031. *Stuttgart*.
- PÉREZ LÓPEZ, A., MÁRQUEZ ALIAGA, A., SANZ DE GALDEANO, C., LÓPEZ GARRIDO, A.C. Y GARCÍA TORTOSA, F.J. (2002).- "Ladinian Carbonates of the Cope Unit (Betic Cordillera, SE Spain)". *Tethys-Malaguide Paleogeographic Gateway. Facies*.
- PÉREZ LÓPEZ, A., LÓPEZ GARRIDO, A.C., MÁRQUEZ-ALIAGA, A., SANZ DE GALDEANO, C. Y GARCÍA TORTOSA, F.J. (en prensa).- "Middle Triassic carbonate facies of the Cabo Cope unit (Malaguide Complex, Betic Internal Zone, SE Spain)".
- PEYRE, Y. (1960-62).- "Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères Bétiques sur la transversale de Málaga. Fait nouveaux, problèmes et hypothèses". *Livre a la Mem. Prof. Fallot. Soc Geol. France. T.I.*, pp 199-208.
- PIERRE, C., ROUCHY, J.M. Y BLANC-VALLERON, M.M. (2002).- "Gas hydrate dissociation in the Lorca Basin (SE Spain) during the Mediterranean salinity crisis". *Sedimentary Geology* 147, pp 247-252.
- PILLER, W. (1978).- "Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias". *Beitr. Paläont. Österreich*, 5, 1-164.

- PLATT, J.P., VISSERS, R.L.M. (1989).- "Extensional collapse of thickened continental crust: a working hypothesis for the Alboran sea and Gibraltar Arc". *Geology*, 17, pp. 540-543.
- PLATT, J., VAN DEN ECKHOUT, 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.
- PLATT, J.P., BEHRMANN, J.H., MARTÍNEZ, J.M. Y VISSERS, R.L.M. (1984).- "A zone of mylonite and related ductile deformation beneath the Alpujarride nappe complex, Betic Cordilleras. S. Spain". *Geol. Rundschau*, 73, 773-785.
- PLATT, J. P., SOTO, J.-I., WHITEHOUSE, M. J., HURFORD, A. J. Y KELLEY, S. P. (1998).- "Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean". *Tectonics*, V. 17, NO. 5, 671-689.
- PLATT, J. P. (1998).- "Comment on «Alternating contraccional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar arc)» by Balanyá et al".
- 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., DÍAZ DE FEDERICO, A. (1976 b).- "Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas". *Reun. Geod. Cord. Bet. y Mar de Alborán. Granada*, pp 79-111.
- PUGA, E., 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., TORRES ROLDAN, R.L. (1989).- "Geochemistry and age relationships of metamorphosed mafic sills from Sierra de Enmedio and Sierra de Carrascoy (Eastern Betic Zone, southeast Spain)". *Estudios Geológicos*, 45, 325-336.
- REINECK, H.E Y SINGH, I.B. (1980).- "Depositional sedimentary environments". *Springer-Verlag, New York*. 549 págs.

- RETTORI, R. (1995).- "Le associazioni a foraminiferi nel Carnico". *Annali Università di Ferrara*. 5, 101-110.
- REY, J., MARTÍNEZ-GALLEGOS, S., VERA, J.A. (1990).- "La Formación Marín: redepósito de material jurásico durante el Mioceno (Zona subbética)". *Geogaceta*, 8, pp. 94-97.
- REY, J. (1993).- "Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y el Cretáccico en la transversal Caravaca-Vélez Rubio". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada*.
- REY, PASTOR, A. (1951).- "Estudio sismotectónico de la región sureste de España". *Inst. Geog. Cast.* 52 págs. Madrid.
- REYES, J.L., CRESPO, V., FEIXAS, J.C., ZAPATA, M.J. (1984).- "La sedimentación evaporítica en las cuencas neógenas del SE peninsular". *I Congr. Esp. de Geol.*, T. II, pp. 803-815.
- RÍOS, J.M., ALMELA, A. (1954).- "Estudio geológico de la Sierra de Ricote, en la región de Mula (Provincia de Murcia)". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 66. 98 págs.
- RIVAS, P. (1972).- "Estudio paleontológico-estratigráfico del Lías (Sector Central de las Cordilleras Béticas)". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada*. (publicado un resumen 77 pp., *Scr. Publ. Granada* nº 29, 1973).
- ROCKWELL, T.K., KELLER, E.A. Y JOHNSON, D.L. (1984).- "Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California". In: *Tectonic Geomorphology* (M. Morisawa Ed.). *Pub. in Geomorphology. State Univ. New York at Bighamton*. 183-207.
- RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1973).- "Estudio pretrogenético del vulcanismo terciario de Cartagena y Mazarrón (SE de España)". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*, 177 págs.
- RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. (1986).- "La Neotectónica en la región de Murcia y su incidencia en la ordenación del territorio". *I Jornadas de Estudio del Fenómeno sísmico y su incidencia en la Ordenación del Territorio*, Murcia.
- RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., LILLO, M.J. (1986).- "Los movimientos horizontales y verticales recientes y su incidencia en la geomorfología del litoral comprendida entre las Sierras de las Moreras (Murcia) y la de Almagrera (Almería)". En: *Jorn. de est. Del fenom. Sísmico y su inc. En la Ord. ETR. Edit. F. LÓPEZ -BERMUDEZ, J. B. THORMES*, pp. 339-363.

RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., MANCHEÑO, M.A., GILLEN-MONDEJAR, F., LÓPEZ -AGUAYO, F., ARANA, R., FERNÁN-DEZ-TAPIA, M.T. Y SERRANO, F. (1992).- "Tectónica y sedimentación neogéna de la cuenca de Lorca (Murcia)". *III Cong. Geol España T, 1 pp. 201-206.*

RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. Y MANCHEÑO, R. (1993).- "La Neotectónica de Lorca y sus alrededores en relación con la actividad actual de la Falla de Alhama de Murcia. Análisis de las grietas del Tunal de Lorca y de los barrios altos de esta ciudad". *Problemática Geoambiental y Desarrollo, 1. 709-715.*

RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F. (1984).- "Los terremotos alicantinos de 1829". *Inst. Est. Alicantinos. Diputación de Alicante. 322 págs. Alicante.*

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

ROLDAN, F., GARCÍA-CORTES, A. (1988).- "Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir , Cordilleras Béticas (prov. de Cordoba y Jaén)". *II Congreso Geológico de España, Vol. 1, pp. 189-192.*

ROMERO DÍAZ, A. Y LÓPEZ BERMUDEZ, F. (1985).- "Procesos de erosión hídrica en la cuenca Neógeno-Cuaternaria de Mula". *Actas IX Colq. Geograf. Esp. 83-89.*

RONDEEL, H.E. (1965).- "Geological investigations in the Western Sierra Cabrera and adjoining areas, South-Eastern Spain". *Tesis Univ. Rotterdam, 161 p.*

ROUCHY, J.M. (1981).- «La genèse des evaporites messiniennes de Méditerranée». *Thèse Sci. París, 295 págs.*

ROUCHY, J.M. (1982).- "La genèse des evaporites messiniennes de Méditerranée". *Mus. Nat. Hist. Nat. Mem. 50, pp. 1-267.*

ROUCHY, J.M., TABERNER, C., BLANC-VALLERON, M.M., SPROVIERI, R., RUSELL, M., PIERRE, C., DI ESTEFANO, E., PUEYO, J.J., CARUSO, A., DINARES-TURELL, J.- GOMIS-COLL, E., WOLF, G.A., CESPUGLIO, G., DITCHFIELD, P., PESTREA, S., COMBOURIEU-NEBOUT, N., SANTISTEBAN, C., GRIMALT, J.O. (1998).- "Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian". *Sedimentary Geology, 121 pp.23-55.*

RUIZ ORTIZ, P.A. (1979).- "El Jurásico de las Unidades Intermedias, en El Jurásico en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *II. Col. Estr. Paleog. Jarásico de España. Granada, pp 209-217.*

- RUIZ ORTIZ, P.A.. (1980).- "Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril- prov. Granada y Jaén)". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada.*
- SAGREDO, J. (1972).- "Enclaves peridotíticos encontrados en los afloramientos basálticos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia)". *Estudios geol.*, 28, pp. 119-135.
- SAGREDO, J. (1973).- "Estudio de las inclusiones de rocas ultramáficas con anfíbolo que aparecen en los basaltos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia)". *Estudios Geol.* 29, pp.53-62.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., DE PEDRO, F. (1945).- "Afloramientos de fortunitas en puebla de Mula (Murcia)" *Not. y Com. I.G.M.E.*, nº 33, pp. 9-24.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., ALMELA, A., FUSTER, J.M. (1951).- "Sobre un volcán de veritas recientemente descubierto en el Mioceno de Barqueros (Murcia)". *Estudios Geol.*, 7, pp. 411-429.
- SÁNCHEZ-VIZCAÍNO, V.L., GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T. Y FERNÁNDEZ-SOLER, J.M. (1991).- "Petrological features of some alpujarride, mafic igneous bodies from the Siera de Almagro (Betic Cordilleras, Spain)". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 3-4, 321-335.
- SANTANACH, P. (2001).- "Fallas activas en España: Tasas de Movimiento y Recurrencia sísmica". *En: Riesgo Sísmico, Prevención y Seguro (R. Capote y J.J. Martínez-Díaz, Eds.). Consorcio de Compensación de Seguros, Madrid.* 119-138.
- SANTISTEBAN, C. (1981).- "Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno superior de la cuenca de Fortuna (Murcia) a la luz de la Teoría de la crisis de salinidad". *Tesis Doct. Univ. Barcelona*, 725 Págs.
- SANTISTEBAN, C., TABERNER, C. (1983).- "Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin: the Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna basin, SE Spain". *Journée Geol. Soc. London*, 140: pp. 401-411.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973).- "Geología de la transversal de Jaén-Frailes (provincia de Jaén)". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada.*
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983).- "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Estudios geol.* 39, pp. 157-167.

- SANZ DE GALDEANO, C. Y LÓPEZ CASADO, C. (1988).- "Fuentes sísmicas en el ámbito bético-rifeño". *Rev. de Geofísica*, 44, 175-198.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1989).- "Estructura de las Sierras Tejeda y Cómpeta (Conjunto Alpujárri-de, Cordilleras Béticas)". *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 77-84.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990).- "Estructura y estratigrafía de la Sierra de los Guájares y sectores próximos (Conjunto Alpujárride, Cordilleras Béticas)". *Estudios Geol.*, 46: 123-134.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990).- "Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present". *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- SANZ DE GALDEANO, C., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (1990).- "Les Cordillères Bétiques dans le cadre géodynamique néoalpin de la Méditerranée Occidentale". *Riv. It. Paleont. Strat.*, 96, 2-3, pp. 191-292.
- SANZ DE GALDEANO, C., VERA, J. A. (1992).- "Stratigraphic record and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Research*, 4, 21-36.
- SANZ DE GALDEANO, C., LÓPEZ CASADO, C., DELGADO, J., AND PEINADO, M.A. (1995).- "Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera: a preliminary approach to seismic sources associated with specific faults". *Tectonophysics*, 248, 293-302.
- SANZ DE GALDEANO, C. Y ANDREO, B. (1995a).- "Structure of Sierra Blanca (Alpujarride Complex, West of the Betic Cordillera)". *Estudios Geológicos*, 51, 43-55.
- SANZ DE GALDEANO, C., DELGADO, F. LÓPEZ-GARRIDO, A.C. Y MARTÍN ALGARRA, A. (1995b).- "Appartenance alpujarride proposée de l'unité de La Mora au NE de Grenada (Cordillère Bétique, Espagne)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 231, série II, 893-900.
- SANZ DE GALDEANO, C., DELGADO, F. Y LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (1995c).- "Estructura del Alpujárride y del Maláguide al NW de Sierra Nevada (Cordillera Bética)". *Rev. Soc. Geol. España*, 8, pp. 239-250.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1997).- "La Zona Interna Bético-Rifeña (Antecedentes, unidades tectónicas, correlaciones y bosquejo de reconstrucción paleogeográfica)". *Monográfica Tierras del Sur, Univ. De Granada*, 316 págs.

SANZ DE GALDEANO, C., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., GARCÍA-TORTOSA, F.J., DELGADO, F. (1997).- "Nuevas observaciones en el Alpujárride del sector centro-occidental de la Sierra de Carrascos (Murcia). Consecuencias paleogeográficas". *Estudios Geol.*, 53, pp. 345-357.

SANZ DE GALDEANO, C., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., ANDREO, B. (1999).- "The stratigraphic and tectonic relationships of the Alpujarride and Malaguide complexes in the western Betic Cordillera (Casares, prov. of Málaga South Spain)". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328: 113-119.

SANZ DE GALDEANO, C. Y LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (1999).- "Estratigrafía y Estructura de las unidades alpujárrides en el borde occidental de Sierra Nevada (Granada, España)". *Rev. Soc. Geol. España*, 12(2), 187-198.

SANZ DE GALDEANO, C. Y LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (2000).- "El levantamiento Tortoniano-Cuaternario de Sierra Nevada (Granada, España): Fenómenos de tectónica gravitatoria en su borde occidental". *Geogaceta*, 28, 129-132.

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, Paleoceanography, Paleoecology*, 167 pp 157-173.

SANZ DE GALDEANO, C. Y GARCÍA-TORTOSA, F.J. (2002).- "Appartenance Alpujarride du présumé «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.

SCHWARTZ, D.P. Y COPPERSMITH, K.T. (1986).- "Seismic hazards, new trends in analysis using geologic data. In: Active tectonics (R.E. Wallace, Ed.)". *Studies in Geophysics*, 215-229. Nat. Acad. Press. Washington.

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 litoestratigrafía del Paleógeno del área de Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España)". *Act. Geol. Hispánica*, v. 31, n°1-3, pp. 161-189.

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

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

SILVA, P.G., GOY, J.L., ZAZO, C. (1992c).- "Discordancias progresivas y desarrollo geomorfológico de abanicos aluviales en la Depresión del Guadalentín (Murcia, SE España)". *Geogaceta*, 11, pp. 67-70.

SILVA, P.G., GOY, J.L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L. y DABRIO, C.J. (1992d).- "Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España". *Actas III Cong. Geol. Esp.*, T.2. 96-100.

SILVA, P.G., GOY, J.L., SOMOZA, L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T. (1993).- "Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southern Spain". *Tectonophysics* 224. pp.289-303.

SILVA, P.G. (1994).- "Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín (Murcia) desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología". *Tesis Doctoral U.C.M.*, 642 págs.

SILVA, P.G (1994).- "Evolución Geodinámica de la Depresión del Guadalentín (Murcia). Desde el Mioceno Superior hasta la Actualidad: Neotectónica y Geomorfología". *Tesis Doctoral UCM.* 642 pp.

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

SILVA, P.G., MATHER, A.E., GOY, J.L., ZAZO, C., HARVEY, A.M. (1996).- "Controles en el desarrollo y evolución del drenaje en zonas tectónicamente activas: el caso del Río Mula (Región de Murcia, SE de España)". *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (3-4), pp. 269-283.

SILVA, P.G., GOY, J.L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T. (1996).- "Evolución reciente del drenaje en la Depresión del Guadalentín (Murcia, Se España)". *Geogaceta*, 20 (5), pp. 1100-1103.

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

SILVA, P., G. BARDAJÍ, T., CALMEL-ÁVILA, M., GOY, J.L., ZAZO, C. Y BORJA, F. (2003a).- "Landscape changes due to earthquakes and tectonic uplift in the Iberian Peninsula littoral during the last 20.000 years". En: *Human records of recent geological evolution in the Mediterranean, CIESM Workshops Monographs, 24, 93-102. Santorini, Greece.*

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

SIMANCAS, J.F. Y CAMPOS, J. (1988).- "La estructuración de componente Norte de los Mantos Alpujárrides en el sector central de la Cordillera Bética". *II Congresos Geológico España (Simposios). Sociedad Geológica de España, 27-33.*

SIMANCAS, J.F. Y CAMPOS, J. (1993).- "Compresión NNW-SSE tardi a postmetamórfica, y extensión subordinada, en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético)". *Rev. Soc. Geol. España, 6, 1,2, 23-25.*

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

SIMÓN, O. J (1964).- "The Almagro Unit: a new structural element in the Betic Zone?". *Geol. Mijnbouw, 43, pp. 331-334.*

SIMÓN, O. J (1966a).- "Note préliminaire sur l'âge des roches de l'unité Cucharon dans la Sierra de Carrascoy (Province de Murcie, Espagne)". *Geol. Mijnbouw, 45, pp. 112-113.*

SIMÓN, O. J (1966b).- "The age of the conodont-bearing carbonate rocks from the Sierras de Carrascoy, de Almagro and Alhamilla and the Zarcilla de Ramos region (SE, Spain)". *Proc. Kon. Ned. Akad. V. Wetensch., B-69, pp. 9-19.*

SIMÓN, O. J (1966c).- "La Unidad Almagro: ¿Un nuevo elemento estructural en la Zona Bética?". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 83, 49-54.*

SIMÓN, O. J. (1967).- "Note préliminaire sur la géologie des Sierras de Carrascoy, de Orihuela et de Callosa de Segura (provinces de Murcia et d'Alicante, Espagne)". *C. R. Somm. Soc. Géol. France, f. 2, pp. 42-44.*

SIMÓN, O. J., WESTERHOF, A., RONDEEL, H. (1976).- "A propos d'une nouvelle paléogéographie de la zona bética (Espagne méridionale); implications géodynamiques". *Bull. Soc. géol. France, t. XVIII, n° 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.

SIMÓN, O.J. Y VISSCHER, H. (1983).- "El Pérmico de las Cordilleras Béticas". En: *Carbonífero y Pérmico de España. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero* (Ed. Martínez Díaz C.), Madrid, 453-499.

SIMÓN, O. J. (1987).- "On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain)". *Cuadernos Geol. Ibérica*, 11, 385-402.

SOLER, R., MARTÍNEZ DEL OLMO, W., MEGIAS, A.G., ABERGER, J.A. (1983).- "Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español". *Mediterránea Ser. Geol. N° 1* pp.71-82.

SOMOZA, L. (1989).- "El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante). Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar". *Tesis Doct, Univ. Complutense Madrid.* 352 págs.

SOMOZA, L., ZAZO, C., GOY, J.L., MÖRNER, N.A. (1989).- "Estudio geomorfológico de secuencias de abanicos aluviales (Alicante-Murcia, España)". *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-4), pp. 73-82.

SOMOZA, L. (1993).- "Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante). Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico". *Instituto Español de Oceanografía*, 12, 237 págs.

SOPEÑA, A., VIRGILI, C., ARCHE, A., RAMOS, A. Y HERNANDO, S. (1983).- "El Triásico". *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España Tomo II*, 47-62.

SOTO, J.I. AND PLATT, J. P. (1999).- "Petrological and Structural Evolution of High-Grade Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Sea Basin, Western Mediterranean". *Journal of Petrology*, Volume 40, nº1, 21-60.

SOTO, J.I. COMAS, M.C., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M., SÁNCHEZ-GÓMEZ, M., BOOTH-REA, G. (2002).- "Morfología y Estructura de los Márgenes de Mazarrón y Palomares (SE España)". 3º *Asamblea de la Asociación Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica, Valencia*.

TEMPLADO, D. Y MESEGUR, J. (1953).- "Mapa geológico de España, E:1:50.000, hoja 976. Mazarrón". *I.G.M.E.*

- 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. (1998).- "El terciario del sector comprendido entre Zarzadilla de Totana y Bullas (Zonas externas béticas orientales, SE de España). Estratigrafía y evolución geodinámica". *Tesis de Licenciatura. Univ. Granada*, 131 págs (Inedito).
- TENT-MANCLUS, J.E., MARTÍN-MARTÍN, M., Y ESTÉVEZ, A. (2000).- "El Complejo caótico El Francés: una melange de colisión del Subbético". *Geotemas* 1 (2), pp. 267-271.
- TENT-MANCLUS, J.E., ESTÉVEZ, A., MARTÍN-MARTÍN, M. (2000).- "Olistostromas originados por Glaciaciones 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, nº1, pp. 41-47.
- TORRES-ROLDÁN, R.L. (1974).- "El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujárrides al SE de Sierra Almijara (Sector central de las Cordilleras Béticas, S. de España)". *Cuad. Geol.*, 5, 21-77.
- TUBIA, J.M. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1991).- "Eclogites of the Ojén nappe: a record of subduction in the Alpujarride complex (Betic Cordilleras, southern Spain)". *J. Geol. Soc. London*, 148, 801-804.
- TUBIA, J.M., CUEVAS, J., NAVARRO-VILA, F., ÁLVAREZ, F. Y ALDAYA, F. (1992).- "Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain)". *Journal of Structural Geology*, 14, 2, 193-203.
- TUBIA, J.M., NAVARRO-VILA, F. Y CUEVAS, J. (1993).- "The Maláguide-Los Reales Nappe: an example of crustal thinning related to the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordillera)". *Physics of the Earth and Planet. Interiors*, 78, 343-354.
- TUCKER, M.E. Y WRIGHT, V.P. (1990).- "Carbonate Sedimentology". *Blackwell Sci. Pub.*, Oxford, 481 pp.
- VAN BEMMELLEN, R.W. (1927).- "Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de provincie Granada". *Thesis E.T.S, Delft*, 176 p.

- VEGAS, R., BARRANCO, L.M., VAZQUEZ, J.T. (1987).- "Tectónica de bloques en el SE de España: Aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intracontinental". *Geogaceta*, 3., pp. 17-19.
- VENTURELLI, G., CAPEDRI, S., DI BATTISTINI, G., CRAWFORD, A., KOGARKO, L.N., CELESTINI, S. (1984).- "The ultrapotassic rocks from southeastern Spain". *Lithos.*, 17, pp. 37-54.
- VERA, J. (1966).- "Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes". *Tesis Doctoral. Mem. I.G.M.E. LXXII. 187p.*
- VERA, J. (1981).- "Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordillera Alpinas durante el Mesozoico". *Real Acad.Cienc.Exact. Fis.Nat. Madrid.* 2:129-160.
- VERA, J. (1988).- "Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética". *Rev. Soc. Geol. de España*, 1, 3-4, pp. 373-392.
- VIDAL ABARCA, M.R., MONTES, C., SUÁREZ, M.L. Y RAMÍREZ DÍAZ, L. (1987).- "Caracterización morfométrica de la Cuenca del Río Segura, estudio cuantitativo de las formas de las subcuenca". *Papeles Geograf. Física*, 12. 19-31.
- VILLASANTE, F.B. (1892).- "Criaderos metalíferos de Mazarrón". *Revista Minera, Madrid, XLIII, n° 1393, 145-146, n° 1395, 163-164, n° 1396, 169-171.*
- VILLASANTE, F.B. (1899).- "Informe sobre la Mina Paciencia, antes Coto Fortuna, del término de Mazarrón". *Tipografía de las Provincias de Levante, Murcia.*
- VILLASANTE, F.B.. (1913).- "La Unión y Cartagena. Criaderos de Hierro de España. I: Criaderos de Hierro de Murcia". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 26, 193-295.
- VIRGIL, I. C., SOPEÑA, A., RAMOS, A. Y HERNANDO, S. (1977).- "Problemas de la cronoestratigrafía del Trias en España". *Cuadernos de Geología Ibérica. Vol.4. pp. 57-88.*
- VISSERS, R.L.M. (1981).- "A structural study of the Central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain), with emphasis on deformational processes and their relation to the Alpine Metamorphism". *Tesis Univ. Amsterdam. Gua Papers of Geology*, 1, 15, 154 p.
- VITA FINZI, C. (1976).- "Diachronism in Old World alluvial sequences". *Nature*, 263 (Nº.5574). 218-219.

- VOERSMANS, F.M., SIMÓN, O.J. Y MARTÍN GARCÍA, L. (1980).- "Mapa Geológico de España, E:1:50.000, hoja 996 (Huércal-Overa)", 60 p.
- VOET, H.W. (1967).- "Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cobdar, south-eastern Spain". *Unpubl. Phd thesis Univ. Amsterdam*, 122 p.
- WASSON, R.J. (1974).- "Intersection point deposition on alluvial fans: an Australian example". *Geograph. Annaler*, 54A. 83-92.
- WEIJERMARS, R. (1987).- "The Palomares brittle-ductile shear zone of southern Spain". *J. Struct. Geol.*, 9, 139-157.
- WEIJERMARS, R. (1988).- "Neogene tectonics in the western Mediterranean may have caused the Messinian salinity crisis and an associated glacial event". *Tectonophysics* 148, pp. 211-219.
- WESTERVELD, J. (1929).- "De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der oostelijke betische ketens". *Tesis. Proefschrift Delft*, 120 p.
- WILDI, W. (1983).- "La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène". *Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys.*, 24, 3, 201-297.
- WRIGHT, V.P. Y ALONSO ZARZA, A.M. (1990).- "Pedostratigraphic models for alluvial fan deposits: a tool for interpreting ancient sequences". *Jour. Geol. Soc. London*, 147. 8-10.
- WRIGHT, V.P. (1991).- "Calcretes, an introduction. In: Calcretes (V.P. Wright & M.E. Tucker Eds.)". *IASS Reprint Series*, 2. 1-22. *Blackwel Sci. Publ.*
- 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.
- ZAMPARELLI, V. (1990).- "Sulla presenza di alcuni foraminiferi (Involutinacea BUTSCHILI 1880) nel Trias dell'Irpinia". *Rend. Soc. Geol. It.*, 13, 115-116, 1 f.
- ZAMPARELLI, V., CIRILIS, S., IANNACE, A. Y JADOU, F. (1999).- "Paleotectonic and paleogeographic controls on microbial-serpulids communities in the Norian-Rhaetian carbonates of Italy: a síntesis". *Paleopelagos. Special publications* n° 3.
- ZANINETTI, L. (1976).- "Les foraminifères du Trias". *Riv. It. Paleont. Strat.* 82/1, 1-258. *Milano*.

ZANINETTI, L (1984).- "Les Involutinidae (Foraminifères), proposition pour une subdivision". *Rev. Paléob.*, 3, 205-207.

ZANINETTI, L., BRÖNNIMANN, P. Y BAUD, A. (1972).- "Microfacies particuliers et foraminifères nouveaux de l'Anisien supérieur de la coupe du Rothorn (Préalpes médianes rigides, Diemtigtal, Suisse)". *Mitteilungen Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten*, 21, 465-498.

ZANINETTI, L., CIARAPICA, G., MARTÍNI, R., SALVINI-BONNARD, G. Y RETTORI, R. (1987).- "Turriglomina scandonei, n. sp., dans les calcaires recifaux du Trias moyen (Ladinian) en Apennin méridional". *Rev. De Paléobiologie*, 6,2, 177-182.

ZANINETTI, L., RETTORI, R. Y MARTÍNI, R. (1994).- "Aulotortus? eotriasicus, n.sp., un nuevo foraminífero del Trias medio (Anisico) delle Dinaridi ed Ellenidi". *Boll. Soc. Paleont. It.*, 33(1), 43-49.

ZAZO, C., GOY, J.L., SOMOZA, L., BARDAJÍ, T., DABRIO, C.J. (1987).- "Recent Quaternary marine levels in Peninsular Spain. State of knowledge and discussion". *Trabajos sobre Neog-Cuaternario C. S: I. C.*, 10, pp. 7-31.

ZAZO, C., GOY, J.L. (1989).- "Sea level changes in the Iberian Peninsula during the last 200.000 years". In: d. Scoot., P. Pirazzoli., G. Honing, (ed). *Late Quaternary correlations and applications*. Kluwer Academic Publis., 256, pp. 257-262.

ZAZO, C., GOY, J.L., DABRIO, C.J., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L., Y SILVA, P.G. (1993).- "The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial". *Global and Planetary Change*, 7, 109-117.

ZEYLMANN VAN EMMICHOVEN, C.P.A. (1925).- "Geologische onderzoeken in de Sierra de los Filabres (Provincie Almería, Spanje)". *Tesis Delft*, 160.

ZIEGLER, P.A. (1988).- "Posthercynian plate reorganization the Thethys and Arctic-North Atlantic domains". In: *Triassic-Jurassic Rifting. Continental Break-up and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins*. (W. Manspeizer, edit), part B, 711-755.



