

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

SAN JAVIER

El Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Edición Digital, Hoja nº 956 (San Javier), ha sido elaborado en el marco del Convenio de Colaboración suscrito entre la Consejería de Obras Públicas y Ordenación del Territorio de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia y el Instituto Geológico y Minero de España.

Esta Hoja Geológica y su Memoria correspondiente, ha sido realizada por *INIMA Servicios Europeos de Medio Ambiente* bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

Dirección y supervisión de Proyecto:

F. J. Roldán García. Dr. en Ciencias Geológicas (Área de Cartografía Geocientífica, IGME.); F. Nozal Martín Ldo. en Ciencias Geológicas (Área de Cartografía Geocientífica, IGME.).

Autores:

Cartografía Geológica y Memoria

F. Leyva Cabello. (*INIMA*), P. Cabra Gil (*INIMA*).

Cartografía Geomorfológica y Memoria

P. Cabra Gil. (*INIMA*).

Petrología

M.T. Gómez Pugnaire, (*INIMA*), J.M. Fernández Soler, (U. de Granada), F. Leyva Cabello., (*INIMA*),

Geología económica.

F. Leyva Cabello., (*INIMA*). Ramón Aragón Rueda., (IGME). J. Hornero Díaz. (IGME).

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	7
1.2. MARCO GEOLÓGICO	8
1.3. ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. INTRODUCCIÓN	13
2.2. ZONAS INTERNAS BÉTICAS	13
2.3. CUENCAS NEÓGENAS	15
2.3.1. Andesitas piroxénicas con cordierita (1). Mioceno Superior y Plio-Cuaternario	19
2.4. CUATERNARIO	20
2.4.1. Areniscas calcáreas bioclásticas y calizas oolíticas (2) Dunas fósiles tirrenienses y playas. Pleistoceno superior	20
2.4.2. Arenas de grano medio (4). Cordón litoral. Holoceno	21
2.4.3. Arenas de grano medio-fino (5). Cordón de dunas. Holoceno	21
2.4.4. Gravas, cantos, arenas y arcillas, débilmente cementadas (3, 6 y 7). Abanicos aluviales. Pleistoceno superior-Holoceno	22
2.4.5. Arenas de grano medio-fino con restos fósiles (8). Playas. Holoceno	22
2.4.6. Arenas y limos con cantos y gravas (9). Fondos de valle y rambla. Holoceno	22
2.4.7. Arenas, limos, arcillas negras y sales (10). Salinas. Holoceno-Actual	23
3. GEOMORFOLOGÍA Y DEPÓSITOS CUATERNARIOS	23
3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA	23
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	25
3.2.1. Estudio estructural	25
3.2.2. Estudio del modelado	27
3.2.2.1. Formas fluviales	27
3.2.2.2. Formas eólicas	27

3.2.2.3. Formas del litoral marino	28
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	29
3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA	30
3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL	31
4. TECTÓNICA	33
4.1. DISPOSICIÓN ACTUAL DE UNIDADES.....	33
4.2. ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON EL APILAMIENTO DE COMPLEJOS Y UNIDADES TECTÓNICAS.....	34
4.3. JUEGOS DE FALLAS POSTERIORES EN GENERAL A LA ETAPA EXTENSIVA PRINCIPAL.....	36
4.4. SÍNTESIS	37
5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.....	38
5.1. ROCAS VOLCÁNICAS	38
5.1.1. Afloramientos.....	38
5.1.2. Antecedentes y edad	38
5.1.3. Tipo de afloramientos	39
5.1.4. Descripción petrográfica	41
5.1.5. Composición	43
5.1.6. Enclaves de rocas metamórficas en las lavas.....	44
5.1.6.1. Descripción en los afloramientos.....	47
5.1.6.2. Descripción petrográfica	48
5.1.6.3. Química mineral y relaciones de fase	54
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	57
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	68
7.1. RECURSOS MINERALES	68
7.2. HIDROGEOLOGÍA	68
7.2.1. Características climáticas e hidrológicas	68
7.2.2. Características hidrogeológicas	69
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	77
9. BIBLIOGRAFÍA.....	79

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de San Javier, está situada, geográficamente, en los sectores sur orientales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia. El límite con la Comunidad Autónoma de la Región Valenciana discurre muy próximo al borde septentrional de esta Hoja. La morfología del área está caracterizada por una orografía muy suave ya que en ella se encuadra la llanura costera que circunda el Mar Menor y gran parte de la barra que delimita dicho mar. Los mayores relieves vienen dados por los edificios volcánicos que se encuentran tanto en tierra (Los Alcázares), como a lo largo de la Manga (Cerro del Cainegre) y finalmente constituyendo las islas tanto del Mar interior (Perdiguera, Mayor, etc) como en el Mediterráneo (Isla Grosa).

La hidrología superficial, tiene su muy escasa representación, en los tramos bajos de la las Ramblas del Albuñón y de Miranda.

Como núcleos de población importantes deben citarse los de San Javier, San Pedro del Pinatar, Lo Pagán, Santiago de La Ribera, Los Alcázares y Los Urrutias. La Academia General del Aire y el Aeropuerto de San Javier, se sitúan al este de la carretera que une Santiago de la Ribera y Los Alcázares.

La red viaria es importante y densa. Cabe destacar la Autovía del Mar Menor que con dirección oeste-este finaliza en San Javier y la Autopista Cartagena-Alicante que cruza el sector NO, entre San Javier y San Pedro del Pinatar. Además de estas vías de comunicación todas las localidades citadas están unidas por carreteras locales de las que a su vez se derivan multitud de caminos, en muchos casos asfaltados, que dan acceso a las urbanizaciones, a las playas y a las explotaciones agrícolas o ganaderas.

Una parte significativa de los terrenos de la Hoja se encuentra urbanizada, el resto de la extensión de la Hoja está cubierto por el manto vegetal, prácticamente continuo, de las explotaciones hortofrutícolas. La actividad turística es muy intensa, tanto en la ribera occidental del Mar Menor como en la Manga, buena prueba de ello es la gran demanda inmobiliaria en todos los sectores descritos donde proliferan macrounurbanizaciones como Los Cuarteros (Lo Pagán), El Viar y Campomán (Santiago de la Ribera), Oasis, Los Narejos, Punta Galera y Nueva Ribera (Los Alcázares), El Carmoll y Estrella de Mar (Los Urrutias).etc.

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

1.2. MARCO GEOLÓGICO

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

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

En la Cordillera Bética, igual que en otras cordilleras alpinas, se distinguen una Zona Interna (o Zonas Internas; *ZIB*), y una Zona Externa (o Zonas Externas; *ZEB*), FALLOT, (1948), FONBOTÉ, (1970), JULIVERT *et al.*, (1974). Estas Zonas, junto a las Unidades del Campo de Gibraltar y las Cuencas Neógenas, constituyen los cuatro dominios béticos principales. Las zonas internas Bética y Rifeña son comunes en ambas cordilleras, de manera que en conjunto se les denomina Zona Interna Bético-Rifeña.

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

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

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

De los diferentes dominios que constituyen la Cordillera Bética el de la *ZIB* podría considerarse como el menos conocido y esto a pesar de los numerosos trabajos y tesis doctorales que se han realizado en esta zona. Dado que estos trabajos han atendido a los aspectos estructurales y petrográficos de forma casi exclusiva son muy escasos los que aportan estudios estratigráficos de ámbito regional y correlaciones entre distintos sectores. Así, de este desigual conocimiento entre sectores y aspectos geológicos de la *ZIB* provendría su problemática geológica, sin olvidar, claro está, que es el único dominio que aparece metamorfozido, 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*, *Alpujarride*, *Maláguide* y *la Dorsal*. Sin embargo, esta división no es aceptada de forma unánime. Así EGUELER y SIMON (1969), y KAMPSCHUUR y RONDEL (1975) distinguieron otro complejo cuya denominación inicial fue *Ballabona-Cucharón* y más tarde redefinieron como complejo *Almágride*. DE JONG (1991), recoge la propuesta de SIMON (1963) y define el complejo *Almágride* situándolo como base de las unidades de Ballabona-Cucharón y atribuyéndolo a la *ZEB*. Trabajos muy recientes de SANZ DE GALDEANO (1997),

GARCÍA-TORTOSA (2000, 2001, 2002), BOOTH-REA (2000, 2001, 2002), han contribuido a resolver en parte dicha problemática así como un mejor conocimiento de la estratigrafía y la correlación de diferentes unidades y sectores. Las conclusiones de estos trabajos así como las derivadas del análisis de los precedentes serán recogidas en esta memoria.

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

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

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

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

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

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

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

La situación de la Hoja de San Javier, 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.

En este complejo contexto geológico regional, en el ámbito de la Hoja de San Javier solo afloran materiales que se atribuyen al Cuaternario. Es evidente que con un registro sedimentario tan escaso, muy poco se puede aportar al conocimiento de la compleja tectoestratigrafía de la zona. Aún así se ha realizado modificaciones en la cartografía del Cuaternario y en sus atribuciones geomorfológicas y en un conocimiento más profundo de la génesis y la geoquímica del volcanismo.

1.3. ANTECEDENTES

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

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

Otro hito importante en el conocimiento del área de trabajo fue la tesis de Paquet, J., (1969), en la que estudio el oeste de la provincia de Murcia. Es quien define por primera vez las tres unidades estructurales que caracterizan a la Sierra de Ricote, las cuales denominó de N a S como Unidad de la Bermeja, Unidad de la Garita y Unidad de la Mezquita respectivamente. La

tectónica de las mismas es compleja, con pliegues de flancos invertidos y retrocabalgamientos de edad Mioceno superior, posteriores al emplazamiento del Subbético sobre el Prebético, el cual tuvo lugar en el Mioceno medio. Es, aún hoy, cita de obligada consulta.

En los años setenta se incrementan los conocimientos sobre la región. GARCIA DUEÑAS (1970), lleva a cabo un estudio de geología estructural al norte de la Sierra de Montillana. Destacan los trabajos cuyo objetivo es obtener un mayor conocimiento sobre la edad de los materiales de las Cordilleras Béticas, 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, P. (1972).

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 para el conocimiento del área. 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 resaltar las tesis doctorales 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.

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

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

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

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

RUIZ ORTIZ, (1979 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 GONZALEZ-DONOSO *et al.* (1980), GONZALEZ-DONOSO *et al.* (1981) y la tesis doctoral de RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., (1982), sobre el Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas. Los trabajos de OTT D' ESTEVOU y MONTENAT (1988) fueron de gran trascendencia para el conocimiento de la tectoestratigrafía de las cuencas neógenas del Dominio Bético Oriental.

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

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

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

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

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

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

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

De lo anteriormente expuesto, cabe deducir que aunque como está establecido se realizará una descripción pormenorizada de las unidades litológicas aflorantes, se hace necesario dar una reseña de los terrenos que constituyen el substrato, para poder entender el contexto geológico regional.

2.2. ZONAS INTERNAS BÉTICAS (ZIB)

En las Hojas colindantes con la de San Javier (Hoja N° 935, Torrevieja, Hoja N° 955, Torre-Pacheco y Hoja N° 978, Llano del Beal), afloran materiales del Complejo Nevado-Filábride en el sentido de EGUELER (1963), PUGA *et al.* (1974,1976), DIAZ 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), GARCIA-TORTOSA (2000,2002, etc. y materiales del Complejo Maláguide atendiendo a su definición desde BLUMENTHAL (1927), BALANYÁ (1991), LONERGAN (1991), JOHNSON (1993), NIETO (1994), SANZ DE GALDEANO *et al.* (2000), etc.

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

En esta tesis, BOOT-REA (2000), ha diferenciado dos grupos de unidades maláguides en función de su posición estructural y del metamorfismo alcanzado en sus respectivas sucesiones Permo-Triásicas. Las unidades de posición inferior, que solo afloran en las Béticas orientales, las denomina Unidades Maláguides Inferiores y se caracterizan por haber sufrido metamorfismo alpino de grado muy bajo (anquizona) y por no mostrar formaciones pre-Pérmicas ni post-Triásicas.

Las unidades de posición superior las ha denominado Unidades Maláguides Superiores y se caracterizan porque tienen un zócalo Paleozoico, sus sucesiones Permo-Triásicas solo han sufrido diagénesis y además tienen una cobertera 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. En síntesis parece haber coincidencia en ubicar las Unidades Intermedias en el entorno del Complejo Maláguide. La divergencia profunda se tiene cuando unos autores piensan que son la representación del nexa 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 circunscribe 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. Aún así, los autores de esta memoria en el grado que tienen de conocimiento regional, piensan que dichas unidades deberían incluirse en el Complejo Maláguide, pues frente al argumento de la existencia de un cierto grado de metamorfismo que las haría más afines al Alpujárride, existen en las mismas bastantes más analogías estratigráficas sedimentológicas y paleogeográficas a favor de su adscripción al Maláguide.

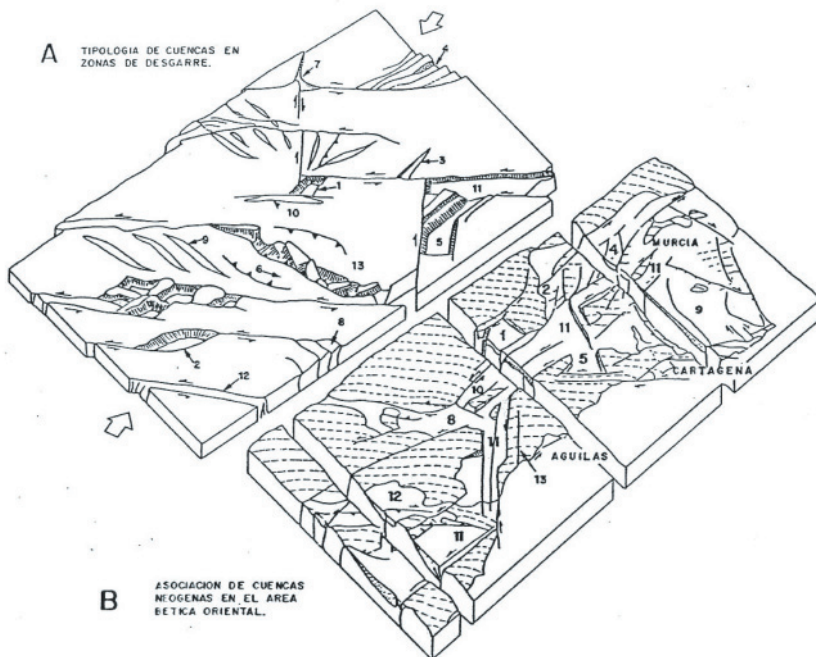
En el cuadro 2.1 adjunto se sintetiza la propuesta de correlación que se desarrollara en esta memoria.

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

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

2.3. CUENCAS NEÓGENAS

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



Cuencas en extensión

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

Cuencas en compresión

- 6.- Tipo cuña, sobre la parte contraria (CROWELL, 1974)
- 7.- Intersección compresional subsidente de fallas de desgarre (BEJOLY y CASTAING, 1983)
- 8.- "Cola de caballo" sobre la terminación contraria de la falla de desgarre (ARTHAUD y ot., 1977)
- 9.- Sinclinales "en escalón" (WILCOCK, y ot., 1973)
- 10.- Sinclinales a lo largo de fallas de desgarre (DUEE, y ot., 1985)
- 11.- "Surcos sobre desgarre" (MONTENAT, y ot., 1985)
- 12.- Acanaladuras en un corredor de desgarre erosionado (MONTENAT, y ot., 1985)
- 13.- En zonas de "lanzadera tectónica" con rotación de bloques (CAIRE, 1975)

En Murcia

Lorca y Albarán
Quizes Barqueros

Alcantarilla-Molina de Segura

Mazarrón

Suroeste de Puerto Lumbreras
Quizes el Campo de Cartagena

Entre Puerto Lumbreras y S^a de Enmedio
Hinojar, norte de Carrascoy

Parte de Palomares-Pozo la Higuera

Arco de Aguilas

Fig. 2.1.-Tipología de cuencas de desgarre (A) y comparación con el área del corredor de desgarre de las Béticas Orientales (B). Tomada y retocada de OTT d'ESTEVOU *et al.* (1988)

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

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

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

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

I. *Los surcos sobre desgarre.* Se trata de cuencas subsidentes cuyo ancho inicial era siempre reducido (alrededor de 5 Km.), según el trazado de los principales desgarres (algunas decenas de Km. de largo), cualesquiera que sean las orientación y el sentido de desplazamiento de estos últimos (Fig. 2.1). Su perfil transversal es fuertemente asimétrico: la parte cercana del accidente, donde el relleno sedimentario es más espeso, ha experimentado, una estructuración vigorosa y contemporánea de los depósitos. Ésta se traduce, bien sea por dispositivos en "flower structure" característicos de deformación en transpresión, o bien, por un pliegue sinclinal, acompañado a menudo por juegos de fallas inversas, cuando domina la deformación por compresión. Los dos tipos de deformación pueden coexistir en una misma cuenca, en función de las respectivas orientaciones de los diversos segmentos de accidentes que controlan su desarrollo, así como de la variación de la dirección de acortamiento regional.

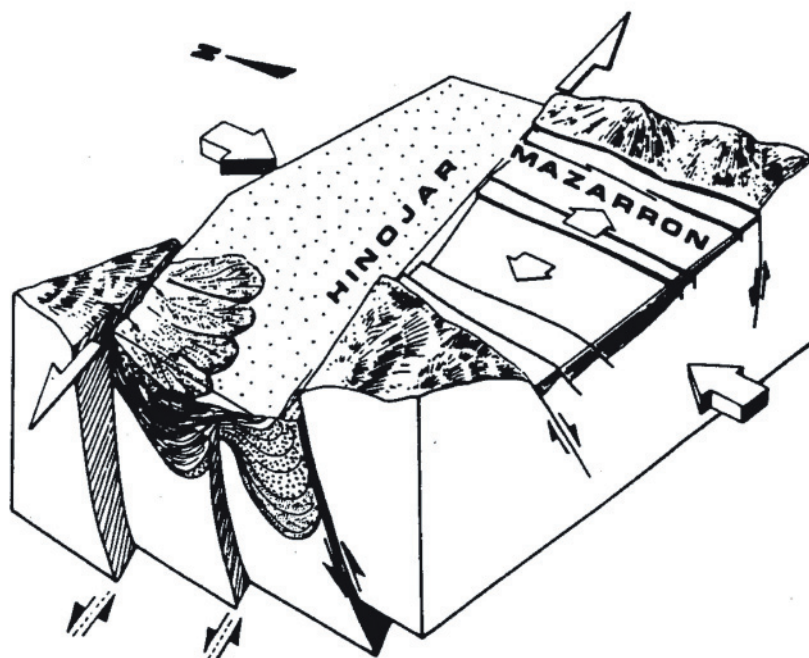


Fig. 2.2. Evolución simultánea de las cuencas de Hinojar (compresión) Mazarrón (Distensión) en régimen de compresión N-S. Tomado de OTT d'ESTEVOU *et al.* (1988)

En el interior hay estructuras de mediana dimensión (métrica a decamétrica): pliegues de arrastre con eje subvertical, fallas inversas, fracturas de desgarre conjugadas, indican una deformación compresiva. Las discordancias observables en el interior del relleno sedimentario, sellan estas estructuras de escalas variadas, estableciendo con claridad su origen precoz. La verticalización de los depósitos, todavía no litificados, provoca su desestabilización y su resedimentación bajo la forma de derrames gravitatorios de amplitud variable (debris flow y mud flow, deslizamientos en masa de materiales turbidíticos más o menos desmembrados, despegues de bloques carbonatados, etc).

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

dera en al Cuenca del Hinojar (Hoja N° 954, Totana) es un excelente ejemplo de estos eventos tectónicos.

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

II). *Los grabens*. Su geometría suele ser poligonal cuadrangular y no presentan depocentros con subsidencia notable. Estas cuencas se sitúan en los sectores en extensión de fallas de desgarre seudo-conjugadas (Mazarrón: 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.

El área comprendida dentro de esta Hoja, está incluida en la Cuenca del Campo de Cartagena que como se propone en la Figura 2.2., se trata de una estructura de “*sinclinal en escalón*”. La interpretación de las líneas sísmicas, cuya traza queda próxima al borde occidental de esta Hoja, confirma una estructura de este tipo. La definición de unidades sedimentarias de depósito, su espesor y el contacto con los materiales de las Z.I.B, recogido en los cortes estructurales propuestos, se ha realizado en base a la interpretación de dichas líneas sísmicas.

2. 3.1.- Andesitas piroxénicas con cordierita (1). Mioceno Superior y Plio-Cuaternario

En esta hoja afloran rocas volcánicas en el Cerro Carmoli y las islas Mayor, Perdiguera, Esparteña y Sujeto, en el Mar Menor, y la Isla Grosa en el Mediterráneo. Se trata de andesitas piroxénicas con cordierita similares a las que afloran en la vecina Hoja 978 (El Llano del Beal).

Estas rocas fueron estudiadas inicialmente en detalle por FUSTER e IBARROLA (1952). Otros datos se pueden encontrar en, entre otros, LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980), BELLON *et al.* (1983), MOLIN (1980), BENITO *et al.* (1999), DUGGEN *et al.* (2004) y BELLON *et al.* (1983) incluye este grupo de rocas en el “Grupo de Mazarrón” de rocas volcánicas “anatéticas”, de edad Tortoniense Superior. No obstante, la única datación radiométrica publicada específicamente para estas rocas proporciona un valor de 18.5 ± 1.6 Ma (DUGGEN *et al.*, 2004).

Los afloramientos corresponden a edificios volcánicos monogenéticos poco erosionados y bien conservados, de dimensiones inferiores a 1 km, y, compuestos por montículos de brechas autoclásticas andesíticas, entre las cuales se reconocen porciones de lavas masivas, distinguibles por un prominente diaclasado columnar. Las *brechas* son muy heterométricas, monolitológicas, de cantos muy irregulares y angulosos, en algunas zonas muy soldados, y carentes de estructuración, salvo algunos puntos en los que se aprecia una estratificación muy difusa. Los cantos pasan gradualmente a una matriz poco abundante y de la misma composición. Las *zonas masivas* parecen corresponder en algunos casos a diques de alimentación y salida de la lava, que se autobrechifica a causa de su elevada viscosidad, y probablemente también como consecuencia del desarrollo de la erupción en ambiente submarino.

La Isla Mayor es la única excepción en lo que se refiere al estado de conservación de los materiales volcánicos. En ella, al menos en la parte que ha podido ser visitada, ya que es propiedad privada, el material lávico está muy alterado debido probablemente a una intensa actividad hidrotermal post-consolidación, como indican las abundantes venas muy irregulares que atraviesan los diferentes cuerpos volcánicos que forman la isla. Todo el material volcánico e hidrotermal visible es muy deleznable, lo que impide el muestreo del mismo.

Petrográficamente, se trata de andesitas ortopiroxénicas con cordierita, usualmente muy poco alteradas, poco o nada vesiculares y de grano fino, de coloraciones grisáceas a pardas, muy oscuras en corte fresco. Típicamente contienen gran cantidad de enclaves corticales, de tamaños muchas veces centimétricos, que resaltan claramente sobre la superficie de las rocas.

2.4. CUATERNARIO

En la Hoja de San Javier los depósitos cuaternarios responden mayoritariamente a los depósitos de abanicos aluviales desarrollados en el Campo de Cartagena-Mar Menor, procedentes de la vertiente sur de la Sierra de Carracoy y de la vertiente norte de la Sierra de Cartagena. También muy importantes son los depósitos del litoral, sean originados por el mar o por el viento.

2.4.1. Areniscas calcáreas bioclásticas y calizas oolíticas (2). Dunas fósiles tirrenienses y playas. Pleistoceno superior

Estos complejos dunares con intercalaciones afloran en la hoja dando lugar a una serie de resaltes morfológicos a lo largo del cordón litoral actual, concretamente en los parajes de Punta del Cocedor, Punta El Bolondo, Punta El Pedrucho, Punta del Galán y en el límite sur de la hoja. Se trata de un conjunto de calizas oolíticas y calcarenitas, a veces bioclásticas con estratificaciones cruzadas y un alto porcentaje de restos de moluscos, equinodermos y algas. Uno de los afloramientos, el situado en la Punta del Pedrucho se reconoce porque los granos tienen envueltas oolíticas y sus características son muy similares al complejo situado en la Punta de El Estació, pero en este último caso hay pequeños procesos de disolución de las envueltas oolíticas. Pero el complejo dunar más completo se sitúa en la Punta de Calnegre donde se pueden reconocer dos episodios dunares muy similares a los descritos por BAENA

et al. (1981) en Callblanque (hoja de Llano del Beal, nº 978). Estos sistemas se asocian a episodios tirrenienses formando parte de sistemas costeros completos.

Los depósitos ofrecen un ligero buzamiento hacia el Mediterráneo y pueden correlacionarse con otros depósitos similares en este sector del litoral. La potencia observable no supera 1,5 m y por las dataciones realizadas se les asigna una edad Tirreniense II (Pleistoceno superior).

2.4.2. Arenas de grano medio (4). Cordón litoral. Holoceno

Entre la Punta del Cabo de Palos, en la hoja de Llano de Beal (978) y la Punta de La Horadada (935) se sitúa el Mar Menor, un conjunto morfológico característico, objeto de numerosos estudios. La separación del mar interior con el mar abierto se realiza mediante una playa barrera o cordón litoral denominado La Manga. Este cordón que cierra el Mar Menor se ha formado sobre la base de paleocordones tirrenienses cuya posición es similar a la actual y también sobre la existencia de una plataforma en la que se apoyan los paleocordones y que favorece el crecimiento de la barrera hacia el interior (SOMOZA, 1989). Para DÍAZ DEL RÍO *et al.* (1986), la plataforma continental de este sector del sureste peninsular tiene su morfología heredada de las estructuras neógeno-cuaternarias.

La construcción del cordón se produce durante el Holoceno, pero en dos etapas (SOMOZA 1989). Por una parte, el cordón más antiguo conforma la zona interna de la actual barrera y se interpreta como construido durante el nivel máximo del mar holoceno (Flandriense). Esta primera barrera no cerraba completamente el Mar Menor y su construcción es debida claramente al crecimiento de flechas litorales a favor de la deriva N-S. La segunda etapa es casi de tiempos históricos, ligeramente regresiva y se instala sobre la anterior completando el cierre del Mar Menor, sobre todo en el área norte donde cierra las salinas de San Pedro del Pinatar, dejando Las Encañizadas como única entrada del Mar Mediterráneo. Asimismo, durante esta etapa, la geometría de las flechas litorales muestra una componente N-S.

Se trata de calcarenitas y calizas bioclásticas con fragmentos de bivalvos, equinodermos, algas, etc y un alto porcentaje de terrígenos, por lo general superior al 60%. La potencia es difícil de calcular pues la parte inferior está sumergida y se apoya sobre otros cordones.

2.4.3. Arenas de grano medio-fino (5). Cordón de dunas. Holoceno

Aparece en la mitad sur de la hoja sobre el gran cordón litoral de carácter subacuático o sobre playas y dunas fósiles tirrenienses. El conjunto de estas dunas de carácter móvil constituye, a su vez, un cordón alargado y orientado N-S. La litología es esencialmente cuarcítica y los granos corresponden a arenas sueltas, de medias a finas y de tonalidades claras. Aunque se trata de dunas móviles, su evolución ha quedado parcialmente frenada por el grado de urbanización desarrollado sobre ellas. Se le asigna una edad holocena.

2.4.4. Gravas, cantos, arenas y arcillas, débilmente cementadas (3,6 y 7). Abanicos aluviales. Pleistoceno superior-Holoceno

Los abanicos aluviales de la Hoja de San Javier corresponden a las partes distales de los sistemas de abanicos procedentes de la Sierra de Carrascoy, en la contigua hoja de Murcia, por el noroeste. Estos abanicos han sido descritos por SOMOZA (1989) y por SILVA (1994). Ahora bien, considerados conjuntamente con los de las hojas adyacentes, SILVA (1994) los define como abanicos de muy baja pendiente y escasa potencia, 5-10 m, con encostramientos calcáreos en los sistemas más antiguos. En general unos sistemas se van encajando en otros, aunque a veces el dispositivo varía por las características del levantamiento de la sierra, siendo el dispositivo más frecuente que el de encajamiento. Sin embargo, cada sistema o cada unidad aluvial se encuentran divididos, a su vez, en varios cuerpos sedimentarios con dispositivo de solapamiento distal (SOMOZA et al., 1989).

Dado lo llano del relieve y la escasa incisión, los afloramientos son inexistentes, pero han podido describirse gracias a afloramientos existentes en hojas próximas. Se caracterizan por el desarrollo de extensas superficies de escasa pendiente, constituidas mayoritariamente por depósitos de *sheetflood*, es decir de carácter fino. Las facies dominantes son de arcillas y limos de color rojo con delgados niveles laminares y algunos niveles de gravas y cantos encostrados. En los abanicos de menor envergadura dominan las facies de arcillas y arenas. Sobre las superficies de los abanicos o de los distintos episodios deposicionales interabanico, no se produce un desarrollo edáfico significativo pero hay rasgos de cementaciones. En algunos sectores aparecen también limos negros que denuncian áreas de encharcamientos. Se han diferenciado hasta tres generaciones de abanicos con una edad que va del Pleistoceno superior al Holoceno.

2.4.5. Arenas de grano medio-fino con restos fósiles (8). Playas. Holoceno

Se desarrollan a ambos lados del cordón litoral, tanto en la parte que mira al Mar Mediterráneo como en la que da al Mar Menor. Son formas alargadas y estrechas constituidas por arenas cuarcíticas cuyos granos, posteriormente levantados y transportados por el viento, dan lugar a los cordones de dunas, por lo que la granulometría de ambas es muy similar. Se trata de arenas sueltas, de tonos claros, con tamaños de medios a finos y con un buen grado de redondeamiento. Son de edad Holoceno.

2.4.6. Arenas y limos con cantos y gravas (9). Fondos de valle y rambla. Holoceno

Los fondos de valle y rambla que existen en la hoja son característicos por haberse originado bajo condiciones de una dinámica torrencial, siendo prácticamente activos en los periodos de avenidas y riadas (CONESA GARCÍA, 1995). La mayor parte están constituidos por gravas, gravillas, arenas y bloques, en diferente estado de redondeamiento y que a veces forman una potente cubierta. CONESA GARCÍA, (1987), hace un estudio muy completo sobre la dinámica y la morfología de las barras de rambla del Campo de Cartagena, y en él señala que las más frecuentes son las longitudinales, es decir aquellas que se sitúan en el centro de los lechos, subdividiendo y multiplicando el número de canales en el interior de las ramblas. Ahora bien, unas de las características más peculiares es que las acumulaciones producidas en los fondos

de rambla, son muy efímeras, pues cambien de fisonomía casi después de cada avenida o riada. Pero, al igual que en los abanicos aluviales, ocurre que las partes más distales de la ramblas, como en la rambla del Albujón, los tamaños van disminuyendo considerablemente y hay un aumento de los sedimentos más finos, como son las arenas, los limos e incluso las arcillas. También el grado de encajamiento disminuye en estos sectores más próximos a la costa del Mar Menor.

2.4.7. Arenas, limos, arcillas negras y sales (10). Salinas. Holoceno-Actual

Tienen una cierta relevancia morfológica puesto que se trata de formas de enlace entre los abanicos aluviales y el Mar Menor, es decir entre las aguas dulces y las saladas. En este equilibrio tierra-mar, algunas de estas formas derivan a formaciones donde se acumula la sal como sucede en las Salinas de San Pedro del Pinatar y otras, donde el predominio continental es superior y entonces dan lugar a la formación de limos y arcillas grises con alto contenido en materia orgánica (sector de Los Alcázares). Es posible que existan más formas similares a éstas, pero la intensa urbanización en esta parte del litoral mediterráneo, impide en muchas ocasiones su reconocimiento. Las que no se han transformado en salinas están constituidas por arenas finas, limos y arcillas de color gris oscuro o negro por su alto contenido en materia orgánica. Suelen ser sedimentos bioturbados donde abundan fragmentos de raíces, tubos de tallos e incluso algunos gasterópodos de agua dulce. Dada la situación, a orillas del Mar Menor, en una zona de topografía muy plana, es difícil observar cortes limpios, pero pequeñas excavaciones han permitido ver algunas de las características expuestas anteriormente. Se le asigna una edad Holoceno.

3. GEOMORFOLOGÍA Y DEPÓSITOS CUATERNARIOS

3.1. DESCRIPCIÓN FIOGRÁFICA

La superficie que representa la Hoja de San Javier (956) se sitúa en el sureste de la provincia de Murcia, por lo que administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma que lleva el mismo nombre. La mayor parte de esta superficie está ocupada por el Mediterráneo y una gran parte del Mar Menor.

La principal peculiaridad de la hoja reside sin duda alguna en ese gran mar interior conocido como Mar Menor, cuyo origen se debe a la presencia de un cordón litoral, de dirección N-S que, en gran medida, el responsable del cierre y confinación de una parte importante del Mar Mediterráneo. Todo este entorno constituye un conjunto geográfico y geomorfológico de gran belleza e interés y que ha sido motivo de estudio para numerosos autores en los aspectos más diversos.

Desde el punto de vista fisiográfico se pueden diferenciar tres zonas muy claras: Relieves volcánicos, Cordón litoral y Llanura aluvial. Gran parte del territorio emergido corresponde a la gran llanura aluvial, culminación del Campo de Cartagena, por el este, que de forma suave asciende desde el mar hacia el oeste y noroeste, siendo sólo interrumpida por algunos

relieves volcánicos. Estos relieves, de forma mayoritariamente cónica, por deberse a aparatos emisores, están situados en la esquina suroeste, entre los que destaca el pico Carmol (113 m). Otros ejemplos aparecen en forma de islas en el Mar Menor como son las islas Mayor, también llamada del Barón, (104 m) y Perdiguera (47 m), o en el Mar Mediterráneo como la isla Grosa (97 m) y el islote El Farallón (18 m).

Geológicamente los materiales que afloran dentro del ámbito de la hoja pertenecen al sector este de la Cordillera Bética, perteneciente al Orógeno Alpino Mediterráneo, afectado por importantes fenómenos tectónicos de desarrollo continental que se prolongan hasta el Cuaternario. La edad de los materiales presentes se limita al Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario. Al Plioceno pertenecen todas las manifestaciones volcánicas y al Cuaternario los abanicos aluviales procedentes de los relieves de hojas próximas y el conjunto de los depósitos litorales.

El drenaje no es importante desde el punto de vista superficial, no destacando ningún río ni arroyo en toda la hoja, solamente en la de Torrepacheco, contigua por el oeste, desemboca la Rambla del Albujón en el Mar Menor. Sin embargo, en la fotografía aérea, sí se observan procesos de arroyada difusa sobre las superficies de los abanicos aluviales, pero las huellas dejadas indican que todos son de muy poca profundidad, no produciendo incisiones importantes.

El clima, perteneciente al tipo Mediterráneo de tendencia semiárida como corresponde a este sector del sureste peninsular, tiene inviernos suaves y veranos muy calurosos y secos. Las temperaturas medias anuales están en torno a los 18° C, con máximas entre 44-46° C. Las escasas precipitaciones, inferiores a 300 mm/año, hacen claramente deficitarios los aportes pluviales respecto a la evapotranspiración, con tasas superiores a los 1000 mm/año. Este carácter irregular de las precipitaciones e suma a las diferencias de temperatura entre la atmósfera y la superficie del mar y a la acumulación de calor en la zona terrestre. Así pues y como consecuencia de la alta evapotranspiración en el verano, hay una formación rápida de nubes, en la vertical, dando lugar a lluvias torrenciales, entre el verano y el otoño, que constituyen casi el total de las precipitaciones anuales CASTILLO REQUENA, (1982). Cuando estas condiciones alcanzan gran proporción, tiene lugar el fenómeno conocido como "gota fría", que ocasiona, en general, diversos tipos de desastres naturales.

Los principales núcleos urbanos son San Javier, San Pedro del Pinatar y Los Alcázares, seguidos de Lo Pagán, San Pedro de la Ribera y Los Urrutias, localidades que han crecido de sobremañera gracias a las urbanizaciones creadas para ocupación turística. Lo mismo ha sucedido con los terrenos que constituyen el gran cordón litoral y que ha dado lugar a lo que hoy se conoce como La Manga. También hay que señalar la presencia del Aeropuerto de San Javier y la Academia General del Aire situados entre las localidades de Santiago de la Ribera y Los Alcázares.

Las comunicaciones son inmejorables debido a la suave topografía y sobre todo a la necesidad impuesta por la gran densidad de desplazamientos que se producen en los periodos de ocio y vacaciones. Destacan la Autovía del Mar Menor y la Autopista Cartagena-Alicante.

La economía de este sector se basa en las explotaciones hortofrutícolas que inundan la mayor parte de las zonas de relieve suave, destacando los cítricos y la almendra. Alrededor de esta actividad se ha desarrollado en los últimos años una potente industria conservera en localidades próximas a esta hoja. La ganadería también es una fuente de recursos con explotaciones de porcino muy importantes y de caprino y ovino en menor proporción, lo que ha producido un crecimiento de las industrias cárnicas y de curtidos.

No hay que olvidar, sin embargo, que la principal fuente de ingresos es el turismo en todo el litoral, donde la ocupación hotelera es una de las más altas de España. Últimamente ha aumentado de sobremana la demanda de plazas en los balnearios termales de toda la región, aunque ninguno se ubica dentro de los límites de la hoja.

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

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

Dadas las particulares características de esta hoja como son la morfología llana, la escasa variedad de depósitos y la pequeña superficie emergida, las referencias son bastante escasas, y por ello es conveniente considerar las hojas próximas con el fin de relacionar este sector con la morfología y los relieves adyacentes.

De esta forma, considerando la hoja de San Javier y las hojas que la limitan, se deduce que la distribución del relieve está controlada mayoritariamente por la actividad tectónica y su origen puede considerarse debido a un proceso de inversión de las antiguas cuencas marinas debido a la elevación tectónica e isostática (LAROUIÈRE, *et al.*, 1988; SILVA *et al.*, 1993). El proceso de inversión dio entonces lugar al hundimiento de antiguos macizos béticos como los del Guadalentín o el Segura y a la elevación de algunas sierras como las de La Tercia, el Hinojar o Carrascoy (LAROUIÈRE y OTT D'ESTEVOU, 1990; SILVA *et al.*, 1993; BARDAJÍ *et al.*, 2003).

Geomorfológicamente, la existencia de grandes desniveles originados por muchos de los frentes montañosos y la escasa resistencia a la erosión del sustrato bético, han dado lugar a grandes mantos de derrubios producidos en épocas de lluvias torrenciales y son transportados a zonas deprimidas como el Corredor del Guadalentín, la Cuenca del Segura o el Campo de Cartagena cuyo sector más oriental lo constituye la Hoja de San Javier.

3.2.1. Estudio estructural

Al iniciar este apartado, parece conveniente situar la zona en un entorno geodinámico general. En este sentido, el área se enmarca en la parte oriental de la Cordillera Bética cuya evolución geodinámica viene condicionada por su situación entre las placas Africana y Europea. Un primer estadio en la aproximación de la primera hacia la segunda se produce durante el

Eoceno, entre 80 y 50 m.a., y se caracteriza por una tendencia de movimiento en sentido contrario a las agujas del reloj y, posteriormente, por una tectónica en la que se produce un apilamiento de mantos y en la se movilizan fragmentos alóctonos de corteza (Complejos Nevado-Filábrides, Maláguides y Alpujárrides). Este hecho da lugar a un engrosamiento de la corteza continental en este sector sur de la Península Ibérica (VEGAS, *et al.* 1987 y BOCALETTI *et al.*, 1987).

A partir del Mioceno medio, la convergencia de placas origina una banda bastante importante, en la que se dan sistemas de fracturación transcurrentes que absorben la deformación producida por el acortamiento (BOUSQUET y MONTENAT, 1974, SANZ DE GALDEANO, 1983). Este tipo de tectónica es la que sigue activa hasta hoy y la que ha dado lugar a las cuencas sedimentarias neógenas y cuaternarias, estrechamente ligadas a los sistemas de desgarres (BARRANCO, 1986; MONTENAT *et al.*, 1987 y LAROUZIÈRE *et al.*, 1987).

RODRÍGUEZ-ESTRELLA y LILLO (1986), distinguen un giro en la dirección de la comprensión desde NNO-SSE para el Plio-Cuaternario y N-S para el Pleistoceno superior. Asimismo CAPOTE *et al.* (1986) por el estudio de mecanismos focales deduce esfuerzos compresivos N 150 a N 180 E.

Si a este panorama geodinámico, se le añaden los movimientos isostáticos del mar, el resultado que se obtiene es el que actualmente se observa en la hoja de San Javier y en su entorno. Como la superficie no sumergida es pequeña, conviene acompañar su descripción con las hojas limítrofes, sobre todo con la de Torre-Pacheco, adyacente por el oeste.

Desde el punto de vista morfoestructural la hoja de San Javier podría dividirse en dos grandes unidades: el Campo de Cartagena y el Cordón litoral de La Manga que individualiza el Mar Menor. Los límites del Campo de Cartagena están situados fuera de la hoja de estudio y son la Sierra de Carrascoy, al norte y la Sierra de Cartagena, al sur. Entre una y otra queda configurado como un extenso corredor de forma triangular, de dirección general O-E que culmina por el este en el Mar Menor donde alcanza su máxima anchura (40 Km). Esta depresión se va rellenando con los inmensos piedemontes que partiendo de uno u otro relieve da una potente secuencia de relleno. Estos piedemontes están escalonados en sistemas de abanicos aluviales cuyo número es variable según la elevación de los frentes montañosos. Los abanicos más modernos y las facies distales de los mismos son los que cubren la mayoría de la superficie de la hoja de San Javier.

Estas condiciones morfológicas no dan lugar al desarrollo de formas estructurales visibles. Los únicos elementos que se pueden considerar como tales y que destacan en el paisaje son los conos volcánicos que dan una serie de cerros, ya sean en el territorio peninsular como el Carmol o como las islas Mayor y Perdiguera, en el Mar Menor o isla Grosa y el islote El Farallón en el Mar Mediterráneo.

El vulcanismo responsable de estos aparatos emisores de morfología cónica, así como de otros afloramientos volcánicos, tiene lugar en la época neotectónica, concretamente durante Mioceno superior y Plioceno, debido a la conjunción de varias causas. BANDA y ANSORGE (1980), señalan el hecho de una importante diferencia de espesor cortical a ambos lados del

Corredor del Guadalestín, al noroeste de la hoja. A partir de aquí se produce un movimiento levógiro que afecta a la corteza y que desplaza la zona adelgazada de Alborán hacia el NNE. Este acontecimiento tan importante produjo un incremento del flujo térmico en la región que salió a superficie como masas de material volcánico del manto cuando tuvo lugar la distensión E-O durante el Mioceno superior y Plioceno.

3.2.2. Estudio del modelado

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

3.2.2.1. *Formas fluviales*

Las formas fluviales de la hoja de San Javier se limitan a una serie de abanicos aluviales que procedentes de la Sierra de Carrascoy, por el norte, y de la Sierra de Cartagena, por el sur, descienden hasta encontrarse en la rambla del Albujón.

En la vertiente sureste de la Sierra de Carrascoy se han definido varios sistemas de abanicos aluviales (SILVA, 1994), de los cuales, algunos de los últimos son los que llegan hasta la hoja de San Javier, en el cuadrante noreste. Ahora bien, considerados en su conjunto, SILVA (1994) los define como abanicos de muy baja pendiente y escasa potencia, 5-10 m, y con encostramientos calcáreos en los sistemas más antiguos. Por lo unos sistemas se van encajando en otros aunque, a veces, el dispositivo morfológico varía según las características e intensidad del levantamiento de la sierra en un momento determinado. Cada sistema o cada unidad aluvial se encuentran, a su vez, dividida en varios cuerpos sedimentarios con dispositivo de solapamiento distal (SOMOZA et al., 1989).

En la hoja de San Javier, como ya se ha señalado anteriormente, los depósitos existentes, no sólo pertenecen a las últimas fases de abanicos aluviales post-tectónicos, sino que además sólo corresponden a sus facies distales, lo que da lugar a un relieve muy plan, sin incisiones, en donde es difícil encontrar afloramientos.

Sobre las superficies de los abanicos aluviales es frecuente observar, pero sólo en la fotografía aérea, una serie de pequeños surcos serpenteantes que son debidos a procesos de arroyada en regueros permanentes o cambiantes y que sirven para definir las direcciones del drenaje superficial.

3.2.2.2. *Formas eólicas*

Están constituidas exclusivamente por el cordón de dunas que aparece en la mitad sur de la hoja. Estas dunas, de carácter móvil y de reciente formación, se instalan sobre un cordón litoral holoceno o sobre playas y dunas fósiles pertenecientes al Tirreniense II (Pleistoceno superior).

La morfología general del cordón de dunas es alargada y estrecha, alcanzando, dentro de la hoja, unos 7 Km de largo y unos 300 m en su parte más ancha. La dirección, como se ve en el mapa es casi N-S. Hay que decir sin embargo que el alto grado de urbanización ha borrado una gran parte de la morfología original de las dunas.

3.2.2.3. *Formas del litoral marino*

En este apartado se incluyen las playas de arena actuales, el cordón litoral y una serie complejos dunares fósiles de edad Tirreniense.

Entre la Punta del Cabo de Palos, en la hoja de Llano de Beal (978), por el sur, y la Punta de La Horadada en la hoja de Torrevieja (935), por el norte, se sitúa el Mar Menor, un conjunto morfológico tan peculiar que ha sido objeto de numerosos estudios por diferentes especialistas. La separación del mar interior con el mar abierto se realiza mediante una playa barrera o cordón litoral denominado La Manga. Este cordón que cierra el Mar Menor se ha formado sobre la base de una serie de paleocordones tirrenienses, cuya posición es similar a la actual, y por la existencia de una plataforma continental en la que se apoyan estos paleocordones, favoreciendo el crecimiento de la barrera hacia el interior (SOMOZA, 1989). Para DÍAZ DEL RÍO (1981), la plataforma continental de este sector del sureste peninsular presenta una morfología heredada de las estructuras neógeno-cuaternarias.

SOMOZA (1989), señala que la construcción del cordón se produce durante el Holoceno, pero en dos etapas. Por una parte, el cordón más antiguo conforma la zona interna de la actual barrera y se interpreta como construido durante el nivel máximo del mar holoceno (Flandriense). Esta primera barrera no cerraba completamente el Mar Menor, pero ofrece una clara construcción debida al crecimiento de flechas litorales a favor de la deriva N-S. La segunda etapa es casi de tiempos históricos, ligeramente regresiva, y se instala sobre la anterior completando el cierre del Mar Menor, sobre todo en el área norte donde cierra las salinas de San Pedro del Pinatar y dejando la zona de Las Encañizadas como única entrada del Mar Mediterráneo. Asimismo, también durante esta etapa, la geometría de las flechas litorales muestra una componente N-S.

El mismo autor, en su estudio sobre este sector de La Manga, mediante interpretación de la foto aérea, análisis de frecuencias batimétricas y estudios petrológicos, ha definido tres sistemas de cordones litorales submarinos en los 30 primeros metros de profundidad.

Ahora bien, en este mismo sector, es decir, entre la Punta de Cabo de Palos y la Punta de La Horadada, los niveles marinos pleistocenos se encuentran por debajo del nivel del mar, constituyendo sucesivas islas-barrera. Sin embargo, varios complejos dunares fósiles con intercalaciones de playas afloran en esta área dando una serie de resaltes morfológicos en el cordón litoral actual. Uno de los afloramientos es el situado en la Punta del Pedrucho que se caracteriza porque los granos tienen envueltas oolíticas. Sus características son muy similares al complejo situado en la Punta de El Estació, pero en este caso hay pequeños procesos de disolución de las envueltas oolíticas. Pero el complejo dunar más completo se sitúa en la Punta de Calnegre donde se pueden reconocer dos episodios dunares muy similares a los descritos

por BAENA *et al.* (1981), en Calblanque (hoja de Llano del Beal, nº 978). Estos sistemas se asocian a episodios tirrenienses formando parte de sistemas costeros completos.

Finalmente, dentro del conjunto de las formas litorales, hay que incluir las playas de arena actuales, desarrolladas a ambos lados del cordón litoral, tanto en la parte que mira al Mar Mediterráneo como en la que da al Mar Menor. Son formas alargadas y estrechas constituidas por arenas cuarcíticas que posteriormente, levantadas y transportadas por el viento dan lugar a los cordones de dunas, por lo que la granulometría de ambas es muy similar.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

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

Las formaciones superficiales de origen fluvial están constituidas exclusivamente por facies distales de abanicos aluviales. Dado lo llano del relieve y la escasa incisión, los afloramientos son inexistentes pero han podido describirse gracias a los existentes en las hojas próximas. Se caracterizan por el desarrollo de extensas superficies de escasa pendiente, constituidas mayoritariamente por depósitos de *sheetflood*, es decir de carácter fino. Las facies dominantes son arcillas y limos de color rojo con delgados niveles laminares y algunos otros de gravas y cantos encostrados. En los abanicos de menor envergadura dominan las facies de arcillas y arenas. Sobre las superficies de los abanicos o de los distintos episodios deposicionales interabanico, no se produce un desarrollo edáfico significativo pero hay rasgos de cementaciones. En algunos sectores aparecen también unos limos negros que denotan áreas de encharcamientos. Se han diferenciado hasta tres generaciones de abanicos con una edad que va del Pleistoceno superior al Holoceno.

En cuanto a las formaciones superficiales de origen eólico, las dunas son los únicos representantes. El conjunto de las mismas constituye un cordón alargado y orientado N-S, instalado a su vez sobre otros depósitos más antiguos. La litología es esencialmente cuarcítica y se manifiesta en arenas sueltas, de medias a finas y con tonalidades claras. Se trata de dunas móviles pero la evolución de las mismas ha quedado paralizada por el alto grado de urbanización desarrollado sobre ellas. Se consideran de edad holocena.

Las formaciones superficiales litorales quedan representadas en esta hoja de San Javier por un cordón litoral, unos complejos de dunas fósiles con intercalaciones de playas y por las playas actuales. El primero es el más llamativo y constituye la estrecha franja que cierra el Mar Menor. Como ya se ha señalado en el apartado anterior, la construcción del cordón se realiza en dos etapas, dentro del Holoceno, por crecimiento de flechas litorales a favor de la deriva litoral. Se trata de calcarenitas y calizas bioclásticas con fragmentos de bivalvos, equinodermos,

algas, etc y un alto porcentaje de terrígenos, por lo general superior al 60%. La potencia es difícil de calcular pues la parte inferior está sumergida y se apoya sobre otros cordones.

También conviene hacer alguna mención a los cordones litorales sumergidos y paralelos a la línea de costa actual y que han sido estudiados por SOMOZA (1989). En la mitad norte, estos cordones playeros están acompañados de sistemas de "fore dunas", muy degradados en la actualidad y que son los que separan las salinas de San Pedro del Pinatar del mar abierto. Están constituidos por areniscas con fragmentos de algas calcáreas, bivalvos y equinodermos con cemento de tipo mosaicos. El grado de recristalización es elevado y ofrecen un cierto grado de porosidad secundaria. En los niveles más recientes, ya holocenos, SOMOZA (1989) describe bioconstrucciones de verméticos y algas incrustantes, además de estructuras de disolución de origen subaéreo. A veces, como en las proximidades de Las Encañizadas, aparecen retazos de un sistema dunar que representaría la parte subaérea del sistema. En la mitad sur, desde el Estació hasta Cabo de Palos, existe un cordón litoral continuo cuya forma sigue los trenes de oleaje, pero afectados por la presencia de la Isla Grosa y Cabo de Palos. La composición y textura de este cordón es muy similar a los de la zona norte. La edad de estos cordones sumergidos oscila entre el Pleistoceno y el Holoceno.

Por lo que se refiere a los afloramientos de playas y dunas fósiles tirrenienses, también han sido descritos por SOMOZA (1989), localizándolos dispersos, a lo largo de todo el cordón, en los parajes de Punta del Cocedor, Punta El Bolondo, Punta El Pedracho, Punta del Galán y en el límite sur de la hoja. Se trata de un conjunto de calizas oolíticas y calcarenitas, a veces bioclásticas, con estratificaciones cruzadas y un alto porcentaje de restos de moluscos, equinodermos y algas. Estos depósitos ofrecen un ligero buzamiento hacia el Mediterráneo y pueden correlacionarse con otros depósitos similares del litoral. La potencia observable no supera 1,5 m y por las dataciones realizadas se les asigna una edad Tirreniense II (Pleistoceno superior).

Finalmente, se han considerado las playas actuales cuya litología es muy similar a la del cordón de dunas, es decir, se trata de arenas sueltas de tonos claros, con tamaños medios a finos y con un buen grado de redondeamiento. Son de edad holocena.

3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

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

El punto de partida de la morfogénesis puede considerarse el momento de la retirada del mar que en este sector, parece que no tuvo lugar hasta ya entrado el Cuaternario, desarrollándose un sistema lagunar-palustre de desembocadura que respondería a la instalación de una importante llanura costera, de carácter arenoso. Este sistema estaría alimentado por los grandes sistemas de abanicos aluviales que procedentes de los relieves circundantes, desembocarían en la zona del Mar Menor, atravesando axialmente el Campo de Cartagena (SILVA, 1994). En la hoja de San Javier y en la contigua hoja, por el oeste, de Torre-Pacheco, estas facies estarían alimentadas por las Sierras de Carrascoy, al norte, y Cartagena, al sur.

Al Mar Menor accedía el Sistema Fluvial del Guadalentín, por la hoja de Totana, pero esta situación se mantiene hasta que en el Pleistoceno medio la propagación hacia el norte de las fallas N-S del Graben de Mazarrón, desconectan el antiguo Guadalentín de su desembocadura en el Mar Menor. Este hecho da lugar a que la Depresión del Guadalentín pase a tener un carácter endorreico y al abandono del Campo de Cartagena donde la sedimentación lateral, en forma de abanicos aluviales, y los encostramientos calcáreos se generalizan.

Paralelamente a este proceso tiene lugar la estructuración de los frentes montañosos de falla, que se inicia debido a un cambio en la dirección de los esfuerzos desde NE-SO a N-S, y que hace que los movimientos verticales sean más importantes que los horizontales a lo largo de las fallas (SILVA, *et al.*, 1992a; MARTÍNEZ DIAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992; SILVA, 1994). Una vez iniciada la reestructuración se inicia la sedimentación de abanicos aluviales que por sus características se han agrupado en tres fases. La primera es la originada por la reactivación principal (SILVA, 1992a y b). Una vez reestructurado el relieve se produce el depósito de la segunda fase que refleja un amortiguamiento en los procesos de elevación tectónica de los frentes de falla y es la que da lugar a los abanicos con superficies convexas que actualmente se ven adosados a los frentes montañosos. El amortiguamiento, unido al proceso de extensión de las cuencas de drenaje de los abanicos en su interior, produce una drástica reducción del aporte de sedimentos y tiene lugar la tercera fase de abanicos aluviales, abarcando la parte final del Pleistoceno superior y el Holoceno.

Este modelo aplicable a la Depresión del Guadalentín, situada al noroeste, es mucho más simple en el Campo de Cartagena, cuyo límite oriental lo constituye la hoja de San Javier, donde lo que tienen lugar es un encajamiento progresivo de los diferentes sistemas aluviales procedentes de la Sierras de Carrascoy durante todo el Pleistoceno (SOMOZA *et al.*, 1989). Los dos primeros sistemas constituyen un techo de piedemonte escalonado que se observa claramente en la contigua hoja de Murcia, por el noroeste, y sobre los que se puede observar un desarrollo de calcreta generalizado. Toda esta evolución y encajamiento de los sistemas aluviales está dirigido por la elevación progresiva de la Sierra de Carrascoy y el encajamiento de los sistemas fluviales axiales como son las ramblas de Fuente Álamo y Albujón, pero también es consecuencia, en gran medida, de la importante bajada del nivel de base que tuvo lugar durante el último máximo glacial hace c.a. 18 ka BP.

Todo este proceso es el que antecede a la instalación de la red fluvial actual y a la serie de pequeñas acciones que terminan de modelar el relieve local. No puede olvidarse, sin embargo, la importante modificación sufrida por el paisaje como consecuencia de la actuación del hombre y que se refleja tanto en las labores agrícolas como en la creación de grandes infraestructuras.

3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL

La morfogénesis actual en la Hoja de San Javier es debida, sobre todo, a la influencia de los procesos neotectónicos, íntimamente relacionados con la sismicidad y posteriormente, a la tendencia semiárida del clima. Los datos tectónicos y sísmicos están registrados y catalogados en el Atlas de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (ITGE-

CARM, 1995) y en los Mapas Geotectónico y Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia (BAENA *et al.*, 1994).

La sismicidad de la Región de Murcia se encuadra dentro de la provincia sismotectónica del SE peninsular que se extiende hasta el Magreb, en el norte de África. Esta actividad sísmica está relacionada con el proceso de convergencia y colisión N-S de las placas Euroasiática y Africana. Dentro de la provincia sismotectónica del SE peninsular, la distribución espacial de la sismicidad dibuja una importante alineación de dirección NE-SO que se extiende desde Almería hasta Alicante (MEZCUA y MARTÍNEZ SOLARES, 1983; BUFFORN *et al.*, 1990). Esta Alineación sísmica ya identificada por REY PASTOR (1951) puede correlacionarse con el Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales que constituye una zona de cizalla a escala cortical (BANDA y ANSORGE, 1980; LAROUZIÈRE *et al.*, 1991) a lo largo del cual se ha concentrado la actividad tectónica más importante de este sector de las Béticas durante el Neógeno y Cuaternario (MONTENAT *et al.*, 1987; SILVA *et al.*, 1993). La Depresión del Guadalentín, al norte de la Sierra de Carrascos, y de la que ya se ha hablado con anterioridad, corresponde a la zona de desplazamiento principal de esta gran cizalla cortical (SILVA *et al.*, 1993). En esa depresión es donde se han catalogado más de cien eventos sísmicos, además de las réplicas más importantes de los terremotos de Lorca (1977/1978), Alcantarilla (1966) y los más recientes de Mula (1999) que se han dejado sentir en la zona con intensidades máximas de V-VI grados y magnitudes superiores a 4 mb.

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

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

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

Por otra parte, el conjunto morfológico que constituye La Manga-Mar Menor es un área de alto riesgo. La dinámica actual en el exterior de La Manga está regulada en su mayoría por la entrada de trenes de oleaje con dirección NE-SO. La interferencia entre los trenes de oleaje y la línea de costa da como resultado una línea de deriva litoral hacia el sur. En el interior del Mar Menor la dinámica está controlada, sin embargo, por el oleaje debido a los vientos NNE-SSO que afecta principalmente a las zonas más someras, entre 1 y 2 m. Estas corrientes tienen como consecuencia una dirección de transporte de sedimentos N-S sobre la plataforma somera interior, pero sobre todo en el área que está al norte de la Isla Mayor. Ahora bien, la circulación general en el interior del Mar Menor tiene que ver con las corrientes convectivas que se producen al norte y sur de las islas Mayor y Perdiguera, con direcciones contrarias al

agujas del reloj. En este régimen, los sedimentos arenosos se mueven por las zonas periféricas someras a favor de estas corrientes (SOMOZA, 1989).

Con relación a los procesos externos, apenas pueden mencionarse modificaciones de importancia a corto plazo. Sólo se observan algunas marcas de la arroyada difusa sobre las superficies de los abanicos aluviales y movimiento de arena en las dunas del cordón litoral. Ahora bien, la mayor alteración en la hoja de San Javier es la debida a la acción del hombre ya sea por las labores agrícolas o por la alta densidad urbana.

Las actividades antrópicas son muy acusadas en este sector y tendrían un efecto amplificador en el caso de un ascenso del nivel de mar, no sólo por las urbanizaciones sino también por la cercanía de grandes explotaciones mineras cuyos residuos son vertidos mayoritariamente al Mar Menor. Todos estos hechos han producido una gran transformación en el medio natural, aumentando en progresión geométrica en las últimas décadas.

Las modificaciones antrópicas más importantes se han debido, sin duda, al desarrollo turístico y VICTORIA (1983), destaca tres como las más importantes. La primera sería la urbanización excesiva de La Manga con grandísimas pérdidas de los sistemas dunares y aterramiento de marismas y salinas (Córcolas, Lo Pollo y Los Narejos). La segunda correspondería a la destrucción de la sedimentación en la franja costera del mar interior por aterramientos y ocupación de dicha zona. Y, por último, la apertura del canal de El Estació en 1973, provocando un importante descenso de la salinidad y un aumento de sedimentos, modificándose la circulación interna del Mar Menor. El conjunto de estos factores señalados por VICTORIA (1973) son los que controlan la construcción y destrucción de La Manga.

4. TECTÓNICA

Como en esta Hoja los depósitos que afloran son exclusivamente los cuaternarios, este capítulo se estructura haciendo un resumen de las características tectónicas más importantes que se han descrito en las Hojas colindantes. De esta forma se aportan los datos imprescindibles para comprender la geometría de los terrenos que previsiblemente constituyen el substrato del Cuaternario.

4.1. DISPOSICIÓN ACTUAL DE UNIDADES

En las hojas del entorno próximo afloran Unidades Nevado-Filábrides pertenecientes a los Mantos del Mulhacén y del Veleta así como distintas Unidades del Complejo Alpujárride. Tal como se cita en los sectores surorientales del Campo de Cartagena (Hoja Nº 978, LLano del Beal), es posible que pueda existir alguna Unidad del Complejo Maláguide, como un isleio tectónico y continúa lateralmente muy escasa. Si esto ocurre se trataría de la unidad más alta de la pila tectónica del sector.

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

Estructuras compresivas:

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

La dirección de emplazamiento hacia el N o NO de las unidades parece avalado por diversas microestructuras, entre ellas micropliegues de dirección E-O y también por los grandes pliegues de igual dirección, así como estructuras SC cerca del contacto entre unidades. Los micropliegues de esta dirección presentan sus planos axiales paralelos a la foliación principal y ligeramente buzantes hacia el sur y por tanto con vergencia hacia el norte.

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

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

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

Como ya se ha indicado estos pliegues presentan vergencias tanto al norte como al sur, dando en ocasiones una característica geometría en “seta”, que queda bien conservada en las formaciones carbonatadas de las Unidades alpujárrides. En las filitas son menos corrientes,

si bien se observan en el núcleo de anticlinales y sinclinales, sobre todo en intercalaciones de calcoesquistos. Dentro de las filitas estos pliegues pueden llegar a ser muy apretados. Predomina la vergencia norte sobre la vergencia sur y es característica la disarmonía de los pliegues, condicionada por la diferente competencia de los materiales, observándose desde pliegues muy apretados a pliegues suaves, éstos últimos sobre todo en carbonatos.

Pliegues con ejes N-S a N25° E. Se han observado tan solo a escala microestructural y su característica principal es que su plano axial es horizontal, o ligeramente buzante al ESE, con vergencia hacia el oeste. Están afectados por los pliegues antes señalados, dando en ocasiones interferencias en gancho, observadas sobre todo en las filitas de unidades alpujárrides y en los esquistos nevadofilábrides. Es importante diferenciar estos micropliegues de otros paralelos asociados a la extensión, los cuales, a diferencia de los del sistema que se está tratando, no están afectados por los sistemas de plegamiento con ejes E-O.

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

Las medidas y direcciones de traslación, se han tomado principalmente en los contactos entre las diferentes unidades o cerca de los mismos así como entre los diferentes complejos. Se han observado entre otras, estructuras como budines con ejes de dirección media N155° E, con dirección de extensión tectónica OSO-ENE; lineaciones de estiramiento de dirección media N77° E; fallas de bajo ángulo con microestructuras asociadas, de tipo SC, etc. con dirección media de los planos de falla N165° E y, sentido de movimiento del bloque de techo hacia el OSO.

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

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

Estructuras miloníticas asociadas a la extensión se observan también en el contacto entre las dos unidades del Nevado-Filábride, que indican direcciones de adelgazamiento similares a las anteriores. Esta tectónica extensional, muy importante en los sectores surorientales del Campo de Cartagena, hace desaparecer por completo en muchas de las verticales de este sector, el Manto del Mulhacén y las Unidades alpujárrides más bajas.

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, formandose una banda cataclástica donde aparecen mezclas.

4.3. JUEGOS DE FALLAS POSTERIORES EN GENERAL A LA ETAPA EXTENSIVA PRINCIPAL

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

Fallas de desgarre dextrorsas ENE - E-O. En todo el sector estudiado se ha observado un juego de fallas con direcciones comprendidas entre N85° E y N115° E, que desarrolla planos de fractura subverticales con estrías subhorizontales, almendras tectónicas y harinas de fallas muy características, que permiten ver claramente su sentido de movimiento, cuya componente principal es de desgarre dextrorsa.

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

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

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

4.4. SÍNTESIS

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

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

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

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

El resto de estructuras que pueden observarse como los juegos de fracturas, NNE-SSO y ESE-ONO, son más modernas, de edad neotectónica "*sensu lato*" y que ya han sido descritas en los apartados 3.2. y 3.5 de esta Memoria.

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. ROCAS VOLCÁNICAS

5.1.1. Afloramientos.

En esta hoja afloran rocas volcánicas en el Cerro Carmolí y las islas Mayor, Perdiguera, Esparteña y Sujeto, en el Mar Menor, y la Isla Grosa en el Mediterráneo.

Se trata de andesitas piroxénicas con cordierita similares a las que afloran en la vecina hoja 978 (El Llano del Beal). (Fig. 5.1)



5.1.2. Antecedentes y edad.

Estas rocas fueron estudiadas inicialmente en detalle por FÚSTER e IBARROLA (1952). Otros datos se pueden encontrar en, entre otros, LÓPEZ RUÍZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980), BELLON *et al.* (1983), MOLIN (1980), BENITO *et al.* (1999), DUGGEN *et al.* (2004) y BELLON *et al.* (1983) incluye este grupo de rocas en el "Grupo de Mazarrón" de rocas volcánicas "anatécicas", de edad Tortoniense Superior. No obstante, la única datación radiométrica publicada específicamente para estas rocas proporciona un valor de 18.5 ± 1.6 Ma (DUGGEN *et al.*, 2004).

5.1.3. Tipo de Afloramientos.



Figura 5. 2. Centro de emisión con diaclasado columnar en el Cerro Carmolí. (690273, 4173511)

Los afloramientos corresponden a edificios volcánicos monogenéticos poco erosionados y bien conservados, de dimensiones inferiores a 1 km, y, compuestos por montículos de brechas autoclásticas andesíticas, entre las cuales se reconocen porciones de lavas masivas, distinguibles por un prominente diaclasado columnar (Fig. 5. 2). Las *brechas* son muy heterométricas, monolitológicas, de cantos muy irregulares y angulosos, en algunas zonas muy soldados, y carentes de estructuración, salvo algunos puntos en los que se aprecia una estratificación muy difusa. Los cantos pasan gradualmente a una matriz poco abundante y de la misma composición. Las *zonas masivas* parecen corresponder en algunos casos a diques de alimentación y salida de la lava, que se autobrechifica a causa de su elevada viscosidad, y probablemente también como consecuencia del desarrollo de la erupción en ambiente submarino.



Figura 5. 3. Venas hidrotermales y aspecto de la alteración en el afloramiento de las rocas volcánicas de la Isla Mayor. (696898, 4174429)

La Isla Mayor es la única excepción en lo que se refiere al estado de conservación de los materiales volcánicos. En ella, al menos en la parte que ha podido ser visitada, ya que es propiedad privada, el material lávico está muy alterado debido probable-mente a una intensa actividad hidrotermal post-consolidación, como indican las abundantes venas muy irregulares que atraviesan los diferentes cuerpos volcánicos que forman la isla (Fig. 5.3). Todo el material volcánico e hidrotermal visible es muy deleznable, lo que impide el muestreo del mismo.

5.1.4. Descripción Petrográfica

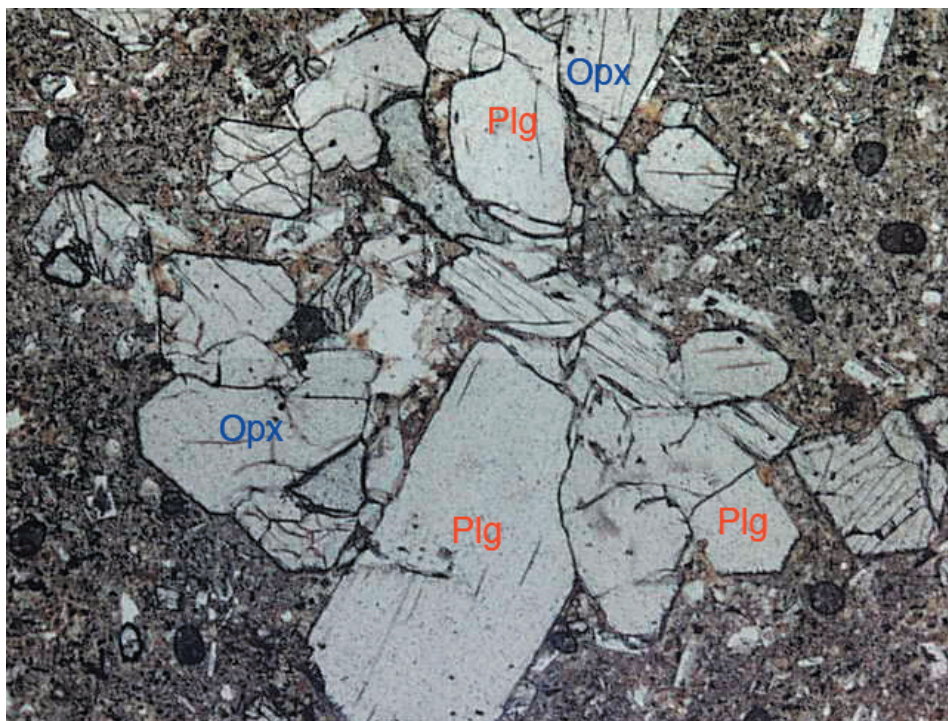


Figura 5.4. Lava andesítica con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno de la Isla Sujetos.

Petrográficamente, se trata de andesitas ortopiroxénicas con cordierita, usualmente muy poco alteradas, poco o nada vesiculares y de grano fino, de coloraciones grisáceas a pardas, muy oscuras en corte fresco. Típicamente contienen gran cantidad de enclaves corticales, de tamaños muchas veces centimétricos, que resaltan claramente sobre la superficie de las rocas.

Al microscopio muestran texturas microporfídicas, conteniendo en torno a un 50% de microfenocristales submilimétricos de plagioclasa, ortopiroxeno y cordierita, inmersos en una matriz de hialopilitica a pilotáxica, generalmente seriada, y compuesta por cristales de plagioclasa, algo de ortopiroxeno, y vidrio. Ilmenita, apatito y circón aparecen como microlitos accesorios habituales.

La plagioclasa (0.5-2 mm) es el fenocristal más abundante. Suele presentar contornos euhédricos o subhédricos y zonaciones muy complejas. Es común la presencia de inclusiones muy abundantes de vidrio, y otros minerales. Se aprecian también cristales de hábito anhédrico, que podrían corresponder a material restítico (xenocristales).

El *ortopiroxeno* (hiperstena, Fig. 5.4) (0.25-2.5 mm) aparece también con hábitos euhédricos, a veces contiene inclusiones, y muy comúnmente forma agrupaciones de cristales. Los cristales mayores presentan signos de reabsorción.

La *cordierita* aparece en cantidad muy importante en todos los afloramientos, y puede superar en algunas muestras a la hiperstena. Generalmente forma fenocristales prismáticos, a veces de tamaño milimétrico (incluso centimétrico), muy frescos y de contornos euhédricos o subhédricos, que están típicamente rodeados por una corona de reacción de plagioclasa (Fig.5.5); suelen contener abundantes inclusiones de fibrolita, espinela y vidrio.

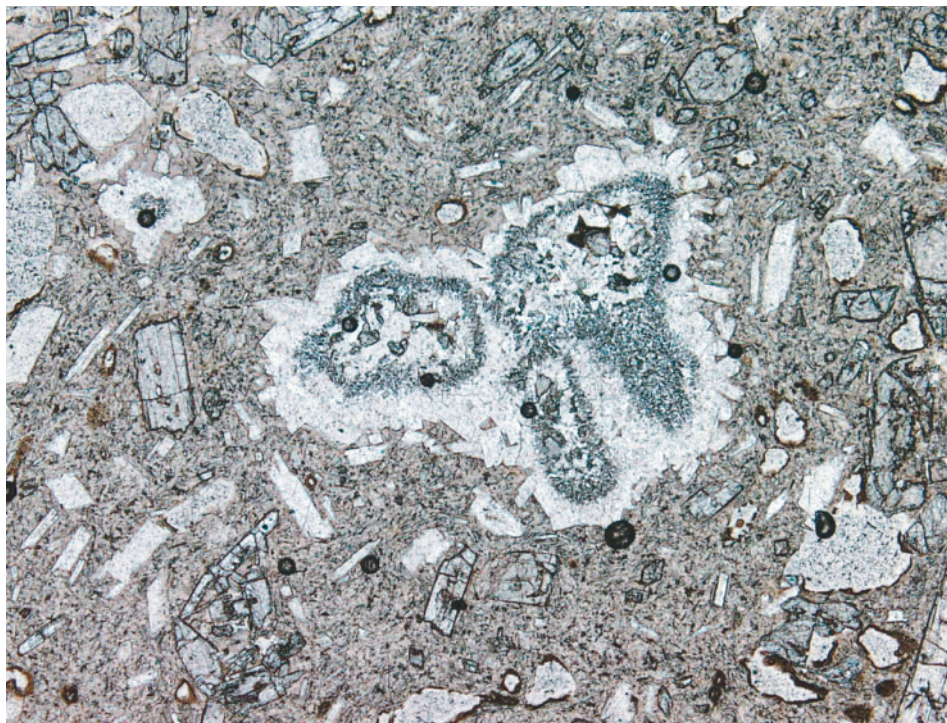


Figura 5.5. Cristales de cordierita con una corona de reacción constituida esencialmente por plagioclasas

Las rocas de la Isla Sujetos parecen ser un cuerpo satélite del Cerro Calnegre (Hoja 978 – Llano del Beal). En ella aparece una cantidad significativa de cristales corroídos de cuarzo, (1-4 mm) y también una pequeña cantidad de cristales de biotita, generalmente muy reabsorbidos o completamente pseudomorfizados por material opacítico. En las rocas del Cerro Carmolí e Isla Perdiguera aparece también pigeonita en la matriz. La cantidad de cordierita y de en-claves de origen cortical también es mucho mayor en las rocas del Cerro Calnegre que en la isla Sujetos. De estos enclaves destaca la abundancia de grandes cristales, a veces de tamaño centimétrico, de andalucita, parcialmente transformada a sillimanita y rodeada por coronas de reacción de plagioclasa, cordierita y espinela (CESARE *et al.*, 2003). Otros enclaves corticales, de ta-

maño milimétrico, suelen estar compuestos por cantidades variables de sillimanita, espinela, cordierita, plagioclasa, sanidina, grafito, relictos de biotita, circón, apatito y vidrio.

Se reconocen también algunos enclaves microgranulares de *origen ígneo* que, en estas islas son particularmente poco abundantes y de muy pequeño tamaño. Están compuestos por cristales euhédricos entrelazados de plagioclasa y ortopiroxeno, entre los cuales queda una pequeña proporción de vidrio intersticial, vesicular, y en algún caso esferulítico. El tamaño de grano de los cristales es mucho menor tamaño que los de la lava encajante.

5.1.5. Composición

Los datos analíticos disponibles de roca total, de rocas andesíticas del Mar Menor son los de FÚSTER e IBARROLA (1952), BENITO *et al.* (1999), DUGGEN *et al.* (2004), y datos nuevos. Estos datos se han representado en el diagrama TAS, en el que las rocas se clasifican como andesitas con contenidos de intermedios a altos en SiO_2 , muy cercanos al campo de las dacitas (Fig. 5.6). Según la clasificación de PECCERILLO y TAYLOR (1976, Fig. 5.7) pertenecen a una serie calcoalcalina de medio a alto K_2O .

Son rocas sobresaturadas en sílice y ligeramente peraluminosas (2-3% corindón normativo), reflejando su contenido modal en cordierita. Los contenidos en TiO_2 son bajos, típicos de magmas propios de contextos subductivos.

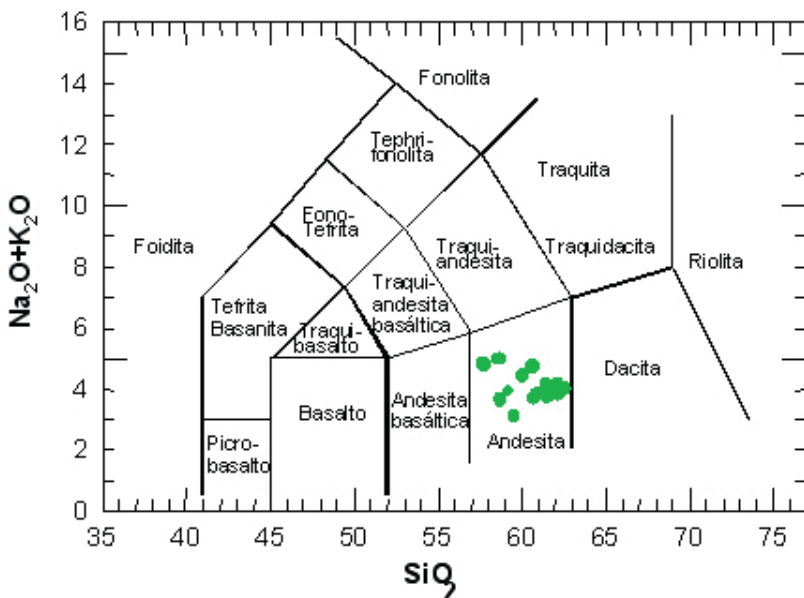


Figura 5.6. Clasificación TAS (total de álcalis vs. sílice) de las volcánicas del Mar Menor. Datos tomados de FÚSTER e IBARROLA (1952), BENITO *et al.* (1999), DUGGEN *et al.* (2004), y datos nuevos.

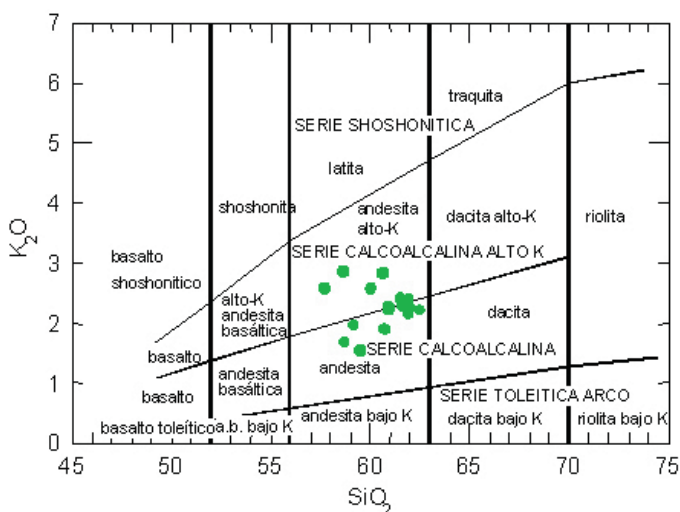


Figura 5. 7. Clasificación K₂O vs. SiO₂ (PECCERILLO Y TAYLOR, 1976) de las volcánicas del Mar Menor. Datos tomados de FÚSTER e IBARROLA (1952), BENITO *et al.* (1999), DUGGEN *et al.* (2004), y datos nuevos.

En diagramas de tierras raras, presenta patrones con las tierras raras ligeras bastante fraccionadas y enriquecidas, tierras raras pesadas menos fraccionadas, y ligera anomalía negativa de Eu. Las rocas presentan también altos contenidos en Sr radiogénico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.71543-0.717246). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son altos (+13.1 a +13.2, BENITO *et al.*, 1999). Estos datos apuntan a un origen de estas andesitas por fusión de materiales corticales.

5.1.6. Enclaves de rocas metamórficas en las lavas

Los fragmentos de rocas metamórficas son prácticamente el único tipo de enclaves que se encuentran en las lavas de los cuerpos volcánicos estudiados. Presentan unas características comunes en todos los afloramientos y son también semejantes, en lo que a origen se refiere, 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) Mazarrón-Cartagena y (3) Mar Menor, área a la que pertenece esta Hoja.

Estas características son las siguientes:

Son fragmentos de rocas de alto grado de metamorfismo (facies de las granulitas) y no muestran síntomas de reacción con la lava que los engloba.

Son muy ricos en grafito que se encuentra incluido en la mayor parte de los minerales, sobre todo en la plagioclasa, y la biotita. Estas inclusiones, junto con las de fibrolita, definen la foliación interna relictas del protolito.

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.

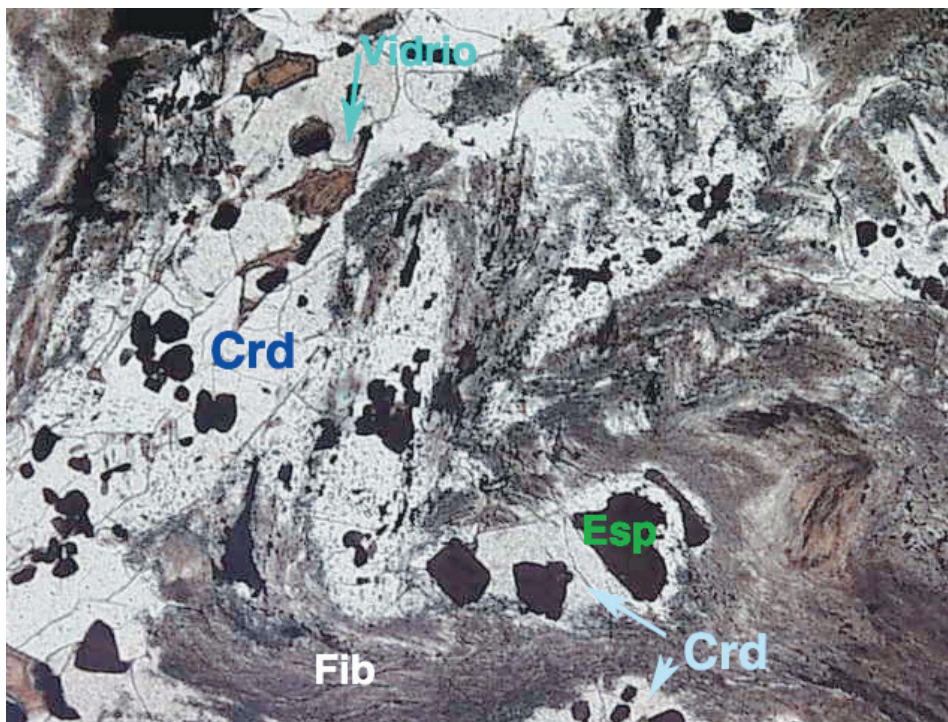


Figura 5. 8. Microplegues marcados por fibrolita en un enclave de la Isla Sujetos.

La deformación, muy intensa en algunos enclaves, se produjo durante la fusión parcial y las superficies de foliación (Fig. 5.8) sirvieron vías de extracción del fundido (CESARE *et al.*, 1997, CESARE y GÓMEZ PUGNAIRE, 2001).

En todos los fragmentos se encuentra vidrio volcánico formando bandas más o menos continuas paralelas a la foliación o como inclusiones muy pequeñas y frescas (entre 50 y 200 μm) dentro de todos los minerales, incluidos los accesorios, como circón y monacita.

Estos caracteres comunes indican que los fragmentos metamórficos han cristalizado en presencia de un fundido, es decir, durante un proceso de fusión parcial o anatexis. Esto significa que dichos fragmentos no son extraños a la lava en la que están incluidos ("xenolitos") sino que están genéticamente relacionados con ella ("enclaves"). Las reacciones de producción de fundido dejan un residuo refractario, es decir, resistente a la fusión, que es lo que se denomina restita, y como tal se interpretan los enclaves en estas rocas volcánicas. Cuando la

producción de fundido es muy alta y éste migra a otras zonas de la corteza diferentes a donde se ha generado, las restitas son disgregadas y dispersas en las lavas y no siempre es evidente su conexión genética con el fundido que las transporta.

Los minerales refractarios a la fusión parcial, como la composición de las propias lavas, son diferentes dependiendo de la temperatura y de la presión a la cual se produjo la fusión parcial. 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 Nijar son muy frecuentes los enclaves con sillimanita + granate + biotita, aunque aparecen algunos formados por espinela + cordierita esencialmente. En las dacitas de Mazarrón-Cartagena, la abundancia relativa de cada tipo de enclaves es parecida, incluso es algo mayor la de los enclaves de espinela + cordierita. En las andesitas Mar Menor muy pocas restitas contienen granate, la sillimanita es mucho más escasa y la biotita ha desaparecido casi completamente como respuesta a las reacciones progresivas de producción de fundido, de las cuales estos tres minerales, sillimanita, granate y biotita, son los participantes esenciales.

Además, la presencia de ortopiroxeno en las restitas, casi exclusiva del área volcánica del Mar Menor, junto con la mayor abundancia de vidrio en ellas, sugiere que en esta zona del complejo volcánico se alcanzó mayor temperatura de fusión, y/o ésta se produjo a menor presión. Por esta razón, se han generado líquidos diferentes (andesitas piroxénicas) en equilibrio con residuos de composición mineralógica diferente (ricos en piroxeno y plagioclasa). No obstante, y habida cuenta de las diferencias texturales y de la composición mineralógica y química de los distintos tipos de restitas, es también posible que el protolito original de los enclaves del área del Mar Menor fuese diferente.

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

5.1.6.1. Descripción en los afloramientos.

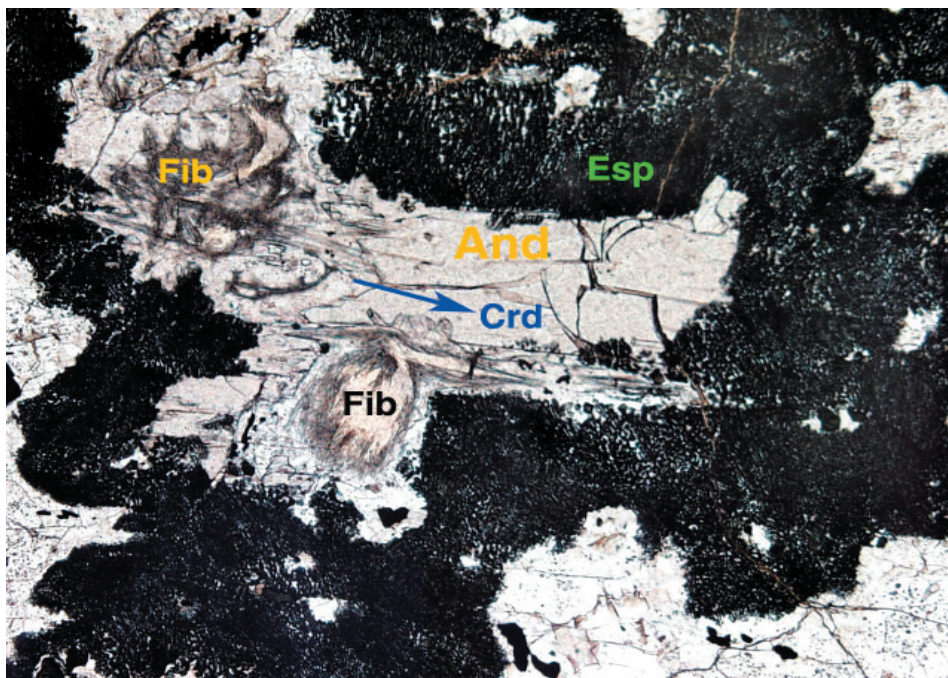


Figura 5. 9. Cristal de andalucita con un borde negro de reabsorción formado por espinela. La andalucita además está alterada a fibrolita y cordierita.

En el afloramiento aparecen como fragmentos de pequeño tamaño (máximo de 10 cm, compactos y de grano fino. El volumen de material restítico, calculado aproximadamente, oscila entre el 5-10%. La foliación, cuando existe, está poco marcada y solo se aprecian algunas bandas discontinuas de sillimanita (como norma general la variedad fibrolítica), grafito e ilmenita. El color, en general, es muy oscuro, por la abundancia de grafito, y con tonos azulados debido a la presencia de abundante cordierita en ellos. Este mineral llega a constituir el 60% de algunas restitas. La andalucita es más abundante que en ninguna otra parte del complejo volcánico calcoalcalino rico en K. Se encuentran en todos los afloramientos formando parte de los enclaves o como xenocristales aislados en las lavas. Sus cristales son de color rosa salvo que están muy transformados a sillimanita, en cuyo caso son de color blanco. En muchas ocasiones muestra un borde de corrosión de color negro o verde constituido esencialmente por espinela (Fig. 5.9). Los xenocristales de granate y espinela son del Sujeto y, sobre todo, en el Cerro relativamente frecuentes en la isla.

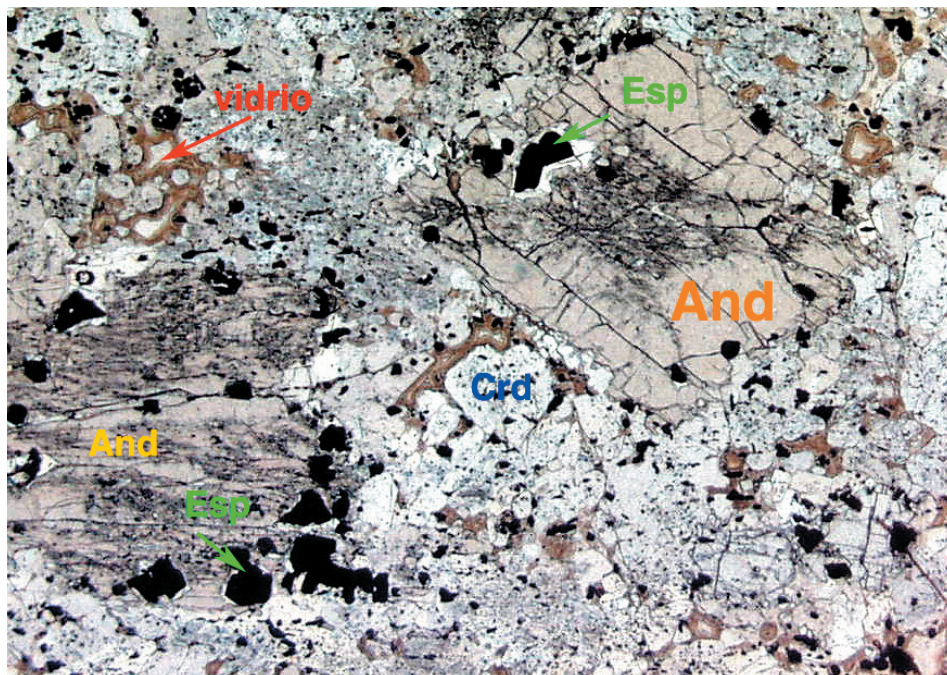


Figura 5.10. Aspecto típico de un enclave de la Isla Sujetos. Aparte de los cristales de chiastolito, se puede observar cordierita y vidrio.

Carmolí, Los porfiroblatos de granate en las restitas son, en cambio, más abundantes en la isla del Sujeto, aunque siempre en avanzado estado de reabsorción. (Fig. 5.10)

5.1.6.2. Descripción petrográfica

Los enclaves del conjunto de las lavas del Mar Menor están esencialmente formados por *cordierita* + *espinela* + *plagioclasa* como minerales mayoritarios, en ocasiones acompañados por andalucita, sillimanita, ortopiroxeno, granate y feldespato potásico. Como minerales accesorios siempre están presentes grafito, ilmenita, circón, apatito y monacita. En algunos enclaves, son comunes los cristales intersticiales de ortopiroxeno o interpenetrados con cordierita, plagioclasa y fundido.

Es característica la falta de *biotita* en la mayor parte de los cuerpos volcánicos. Este mineral debió consumirse completamente en las reacciones de producción de fundido, ya que en todas ellas la biotita participa. La excepción es Cerro Carmolí. En las restitas de este afloramiento la biotita es relativamente abundante. Se encuentra dentro de la cordierita, y están parcialmente reabsorbidos por ella, por lo que adquieren formas ameboides.

Solamente en este cuerpo volcánico se ha identificado biotita, junto a plagioclasa y/o cordierita, en coronas de reabsorción de granate, probablemente formadas por reacciones retrógradas. También en Cerro Carmolí y en la Isla Perdiguera son relativamente frecuentes los agregados microgranulares de plagioclasa, ortopiroxeno, biotita idiomorfa e ilmenita.

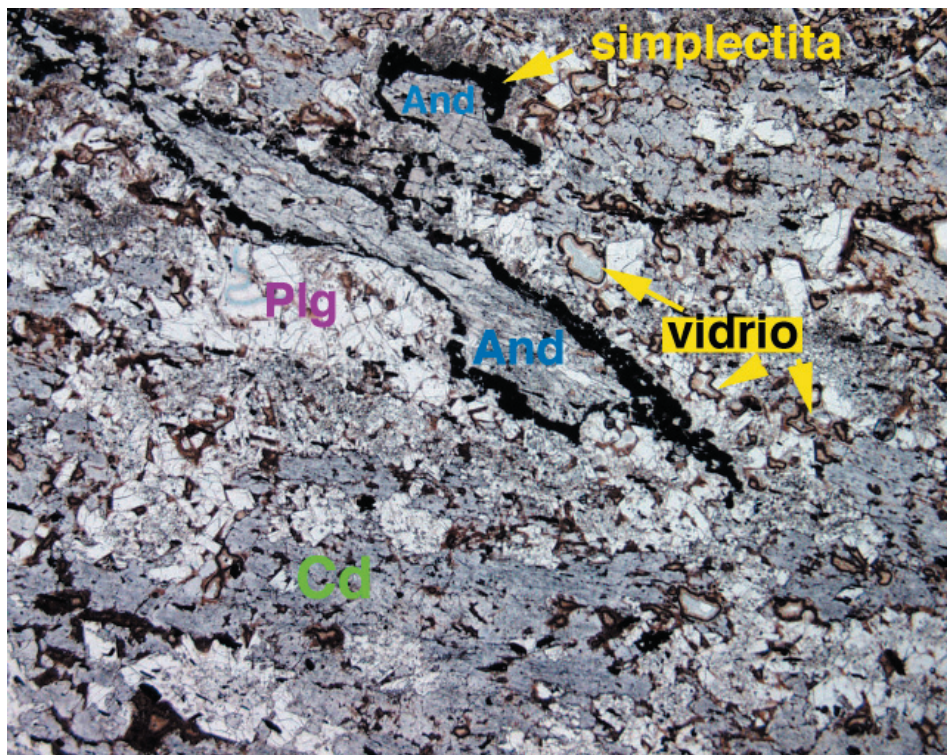


Figura 5.11. Cristales alargados de cordierita (color azul-violáceo) parcialmente reabsorbidos por plagioclasas idiomorfas y fundido. Los cristales de andalucita, parcialmente reabsorbidos por plagioclasa y cordierita, muestran un borde negro formado por un agregado simplectítico de grano muy fino formado por espinela + cordierita.

La *fibrolita*, aunque suele estar siempre presente, es relativamente escasa y en la mayor parte de los casos ha recrystalizado a agujas de tamaño discreto de sillimanita.

La *cordierita* es el mineral mayoritario de los enclaves. De hecho, algunos de los enclaves estudiados están formados casi por un 80% de cordierita. La forma más común de presentarse es como cristales anhédricos con inclusiones de fibrolita y vidrio ($\pm$ biotita $\pm$ grafito $\pm$ espinela, Cd1). Una nueva etapa de formación de cordierita produce el recrecimiento de cristales anteriores que se reconoce por un borde anhédrico limpio de inclusiones de fibrolita (Crd2). En la Isla Sujetos, algunos enclaves son de un tipo particular en los cuales la fibrolita ha sido completamente consumida. En la (Fig 5.11), se pueden observar los cristales alargados de

cordierita, con abundantes inclusiones de grafito y vidrio, junto a un porfiroblasto de andalucita. Ambos minerales aparecen parcialmente corridos por cristales euhédricos de plagioclasa y vidrio intersticial. Cordierita y espinela reemplazan habitualmente a la andalucita bien como cristales relativamente grandes, e idiomorfos en el caso de la espinela, o bien formando un agregado simplectítico.

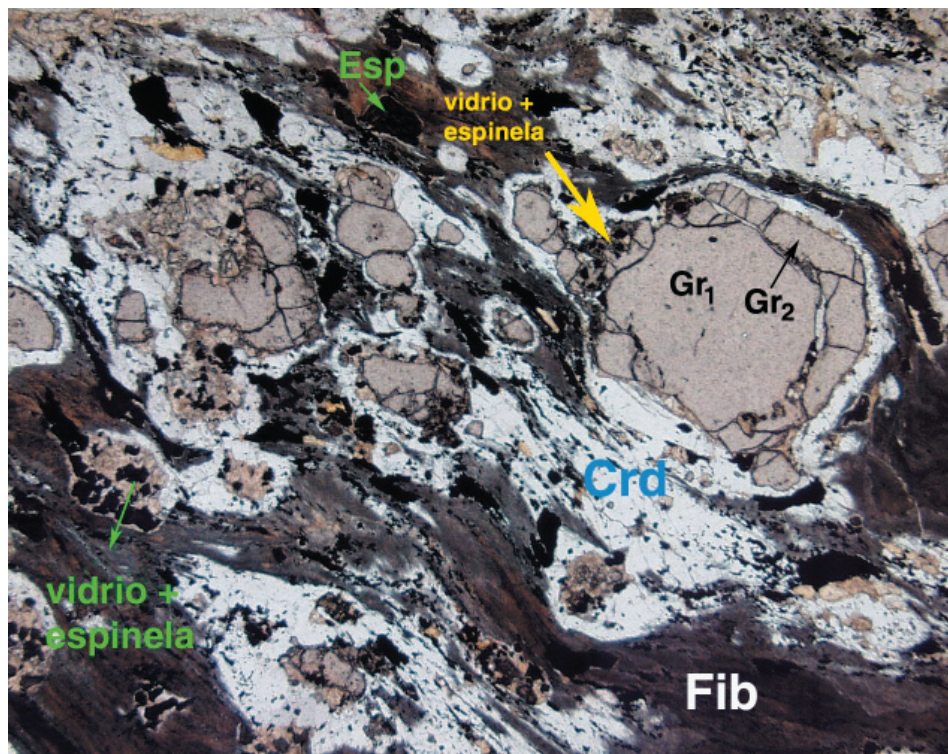


Figura 5.12. Espinela, cordierita y vidrio alterando a cristales de granate. Obsérvese las dos zonas de crecimiento del granate más grande.

La *plagioclasa* es un mineral muy tardío como indica el hecho de que muy raramente se encuentra como inclusiones dentro de otros minerales y que, como norma general, forma parte, sola o con vidrio volcánico, de los bordes de reabsorción de andalucita, granate y cordierita, biotita y localmente, feldespato potásico. En otros casos, se encuentra como cristales euhédricos o subhédricos, sola o con cordierita, con abundantes inclusiones de vidrio fresco o sus productos de alteración y con una película de vidrio interseptal. En la mayor parte de los casos está fuertemente zonada, no tienen orientación preferencial y aparecen en bandas irregulares, rellenando fisuras, formando las coronas que rodean los cristales idiomorfos de espinela, los halos de presión de los granates y muy frecuentemente es intersticial de los grandes cristales de cordierita, a los cuales sustituye, o bien forma agregados simplectíticos con ella.

Forma parte de los agregados microgranulares junto con cristales euhédricos de ortopiroxeno, cordierita, biotita y vidrio interseptal alterado.

La *espinela* suele presentarse como cristales euhédricos dispersos, con inclusiones de ilmenita y vidrio fresco, y con una corona de plagioclasa, feldespato potásico o cordierita. Además, se encuentra en agregados de cristales alargados con inclusiones de ilmenita y fibrolita que definen los pocos relictos de la foliación preexistente en estas restitas. Por último, espinela y cordierita forman coronas de reabsorción alrededor de los cristales de granate (Fig. 5.12)

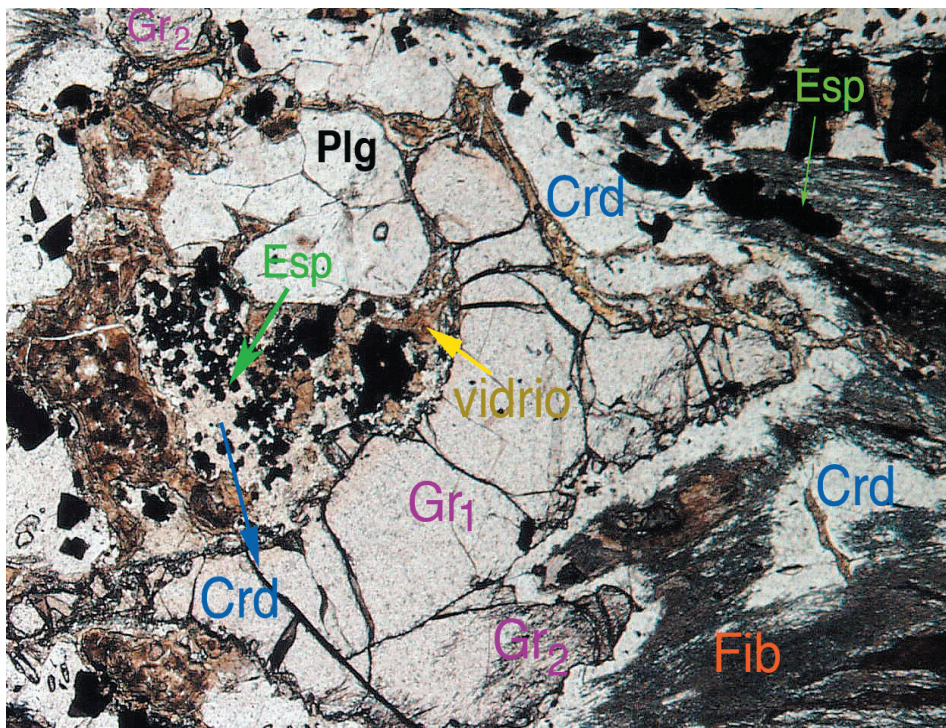


Figura 5.13. Granate con dos zonas (Gr1 y Gr2) parcialmente remplazado por una corona de cordierita sin inclusiones de fibrolita y espinela en el borde, y vidrio alterado, espinela, plagioclasa y cordierita en la zona central. Obsérvese el aplastamiento del granate y su participación en las sombras de presión.

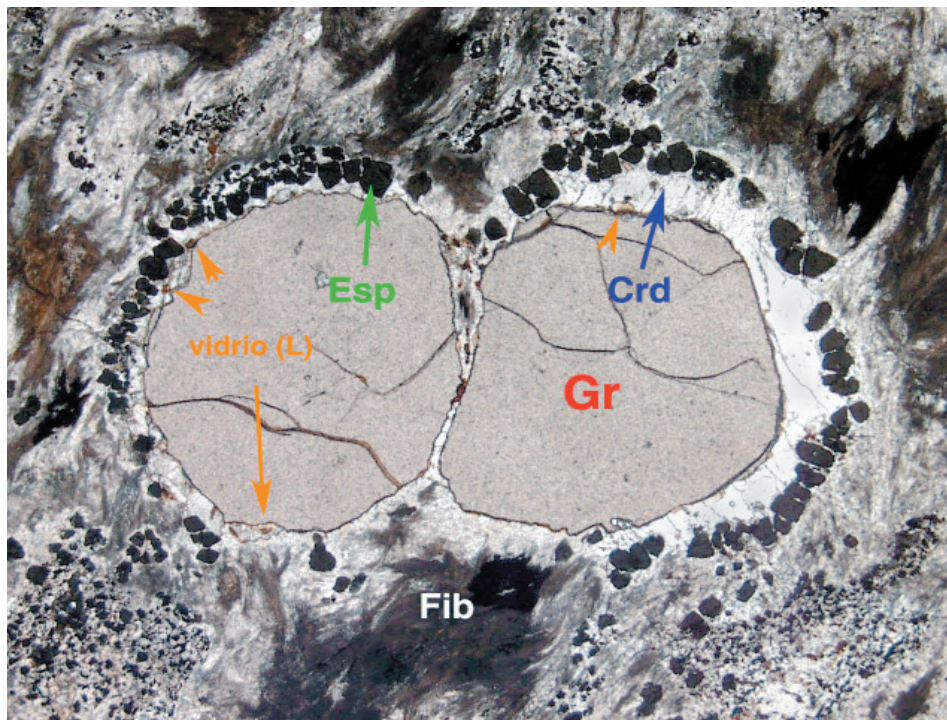


Figura 5.14. Granates limpios con borde de reabsorción formado por cordierita y espinela. La fibrolita nunca está en contacto directo con el granate

El *granate* no es un mineral abundante en los enclaves, salvo en la Isla Sujetos, pero está presente como xenocristales en todas las lavas. En esta isla forman cristales de alrededor de 0.1 mm de diámetro con un núcleo euhédrico y limpio (Gr_1) que, en ocasiones, muestra una corona de recrecimiento xenomorfa con inclusiones de sillimanita y, más raramente, espinela (Gr_2 , Fig. 5.13). Están parcial o totalmente reabsorbidos por vidrio, cordierita, y espinela idiomorfa, plagioclasa y ortopiroxeno (Fig. 5.14). En el resto de las islas el granate aparece casi reabsorbido por una corona de espinela idiomorfa, cordierita y vidrio (Fig. 5.14).

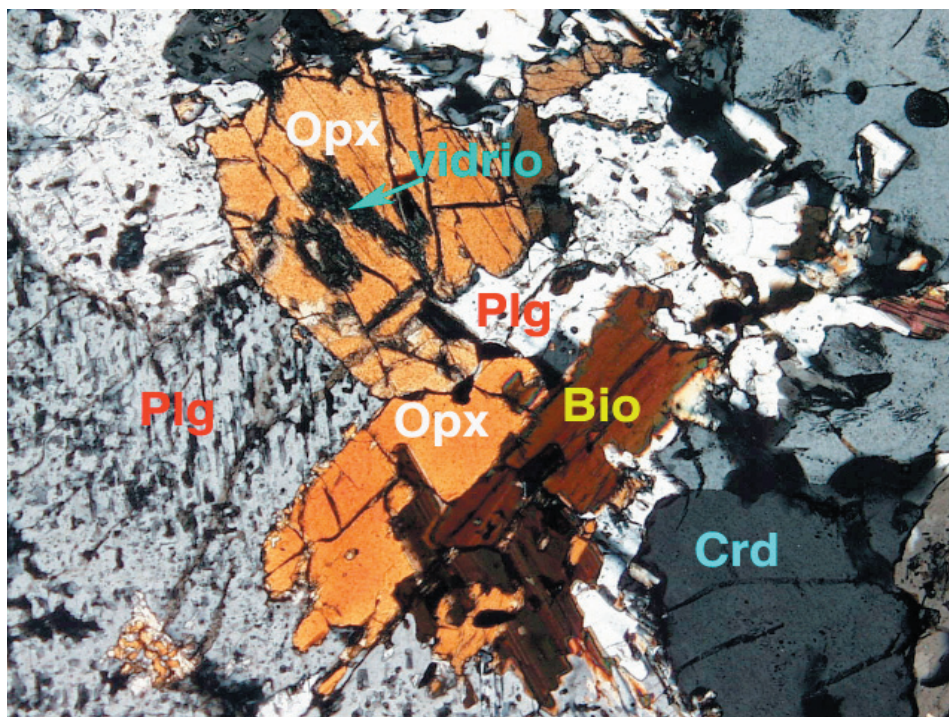


Figura 5.15. Intercrecimiento de ortopiroxeno, biotita, cordierita, plagiolasa, y vidrio en las restitas de la Isla Perdiguera.

Además de transformando a granate, el *ortopiroxeno* forma cristales intersticiales en la matriz restítica generalmente asociado con plagioclasa con abundantes inclusiones de vidrio. Se encuentra también con frecuencia intercrecido con cristales de biotita (Fig.5 .15).

En cualquiera de los tipos de enclaves, así como en la lavas, son muy abundantes los cristales euhédricos de *andalucita*. Al microscopio, se pueden distinguir hasta cuatro coronas diferentes y concéntricas producidas por la reabsorción de la andalucita. La reacción con la lava que la rodea da lugar a una primera corona formada por un agregado simplectítico de espinela y cordierita seguida por otra constituida por plagioclasa de diferente tamaño ($\pm$ cordierita), algunas veces casi submicroscópico.

Además de las coronas de reabsorción descritas, los cristales de andalucita están siempre transformados, en mayor o menor medida, a *sillimanita*. En muchos casos la pseudomorfosis es completa conservando la sillimanita las inclusiones y la forma de los antiguos porfiroblastos de andalucita (Fig 5.16).

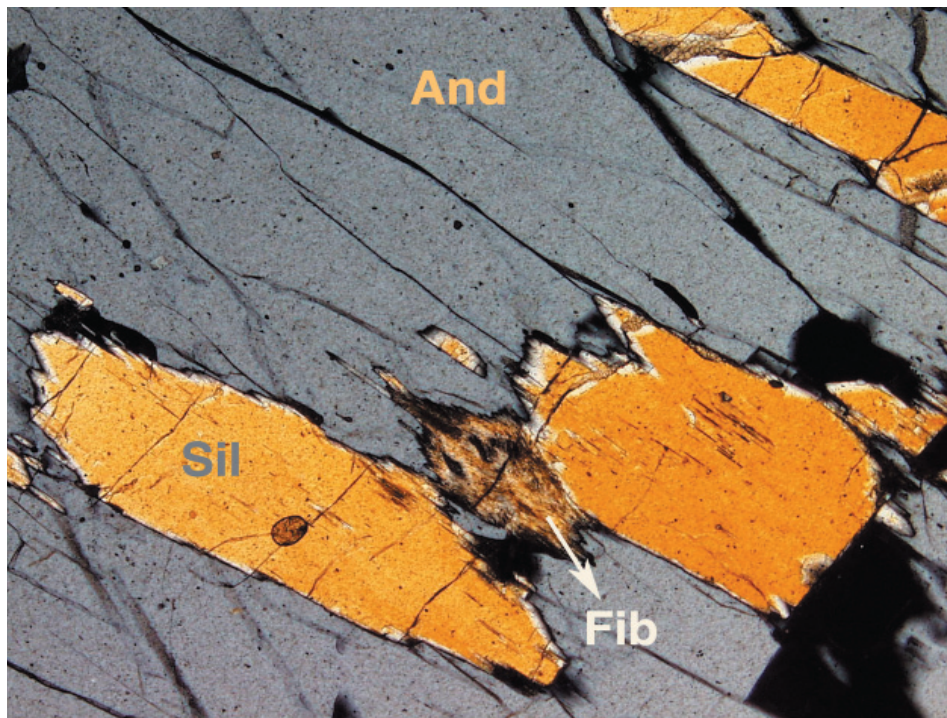


Figura 5.16. Gran porfiroblasto de andalucita (4 cm) que muestra un reemplazamiento toporáctico a sillimanita (Sil). Además está transformada a fibrolita (Fib)

La sillimanita se encuentra dentro de la andalucita con diferentes orientaciones como las descritas por CESARE *et al.* (2002). Como indican estos autores, el reemplazamiento de la andalucita ha tenido lugar en varias etapas, algunas de ellas tuvo lugar incluso antes de la fragmentación de la roca y su incorporación como enclaves a la lava.

5.1.6.3. *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 5.1.

La plagioclasa muestra una variación del contenido en el % An de entre 35-75. El granate es rico en almandino (77-84 moles%), con un contenido medio en piropero y grosularia de 11 y 4 moles% respectivamente.

Isla Sujetos				C. Calnegre		C. Carmoli			
Mineral	granate c	granate b	cordierita	plagioclasa	cordierita	hercinita	cordierita	hercinita	plagioclasa
SiO2	37,10	36,66	47,30	51,36	46,85	0,04	47,11	0,04	62,54
TiO2	0,00	0,00	0,03	0,06	0,02	0,52	0,02	0,32	0,04
Al2O3	20,71	20,58	32,15	30,79	31,70	54,76	32,08	55,97	23,42
FeO	34,61	36,68	13,51	0,35	15,13	39,31	14,29	29,29	0,45
MnO	1,81	1,41	0,20	0,05	0,36	0,32	0,26	0,29	0,01
MgO	3,74	2,24	5,40	0,02	3,89	2,37	5,03	2,52	0,00
CaO	1,43	1,28	0,05	13,20	0,04	0,01	0,05	0,01	6,24
Na2O	0,05	0,03	0,04	3,72	0,04	0,01	0,09	0,01	6,45
K2O	0,00	0,01	0,14	0,17	0,15	0,01	0,11	0,00	0,65
Total	99,45	98,89	98,82	99,72	98,18	97,35	99,04	88,45	99,80
Si	5,984	6,012	4,970	2,340	5,000	0,000	5,960	0,000	2,774
Ti	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,010	0,000	0,010	0,001
Al	3,938	3,978	3,990	1,654	3,980	1,880	3,980	2,910	1,225
Fe2+	4,669	5,030	1,190	0,013	1,350	0,960	1,260	0,950	0,017
Mn	0,247	0,196	0,020	0,002	0,030	0,010	0,020	0,010	0,000
Mg	0,899	0,547	0,840	0,001	0,610	0,100	0,790	0,110	0,000
Ca	0,247	0,225	0,010	0,645	0,000	0,000	0,010	0,000	0,296
Na	0,007	0,004	0,010	0,359	0,010	0,000	0,020	0,000	0,554
K	0,000	0,002	0,020	0,010	0,020	0,000	0,020	0,000	0,037
Total	15,991	15,994	11,050	5,026	11,000	2,960	12,060	3,990	4,904
XMg	0,16	0,10	0,41		0,31	0,09	0,39	0,10	

Tabla 5.1. Análisis de microsonda representativos de minerales de varios cuerpos volcánicos del Mar Menor.

Muestran una ligera zonación de manera que el almandino y el pirope disminuyen y la esferita (2-5 mole %) aumenta hacia el borde de los porfiroblastos. El contenido de grosularia se mantiene casi constante. Los cristales de espinela, sin zonación destacable, son una solución sólida rica en hercinita (79-82 moles %), más ricos en este componente (90-95 moles %) en los enclaves sin ortopiroxeno.

En general no hay variaciones muy notables de composición química de los minerales ferromagnesianos en las mismas posiciones texturales pero se aprecia una disminución significativa de X_{Mg} [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$] en cordierita (0.15-0.67) y espinela (0.013-0.16) en los enclaves con ortopiroxeno con respecto a los que no lo con tiene, lo que sugiere una relación con el grado de metamorfismo, de manera que, como es norma general, el contenido en Fe^{2+} aumenta con la temperatura. De hecho, el menor valor de X_{Mg} en la cordierita y el ortopiroxeno (0.6-0.89, $Al = 0.054-0.093$) se encuentra en los fenocristales de las lavas. El piroxeno también muestra una correlación negativa de X_{Mg} entre los cristales de la matriz, los que reabsorben a los granates y los de los enclaves microgranulares (Fig 5.17).

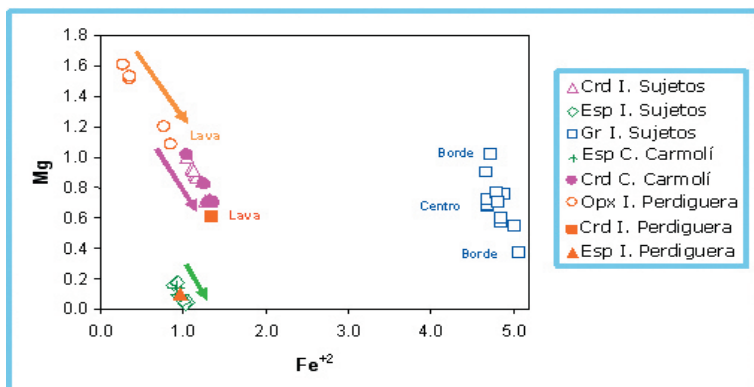


Figura 5.17. Variación composicional de los minerales ferromagnesianos en las restitas. Se aprecia un aumento del contenido en Fe^{2+} en todos ellos salvo en el granate, en el cual tanto Mg como Fe^{2+} aumentan hacia el borde a expensas de la disminución de Ca y Mn.

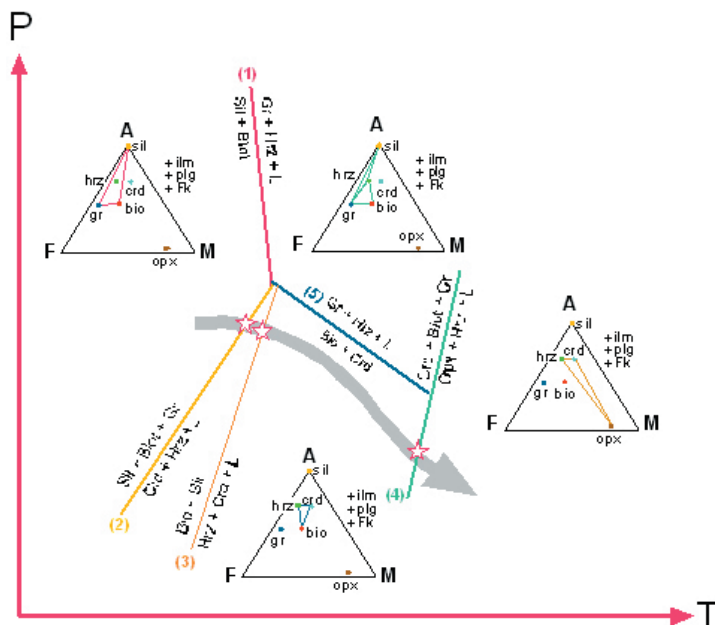


Figura 5.18. Posible trayectoria P-T deducida a partir de las relaciones de fases de los minerales de los enclaves. Se han representado además las reacciones de producción de fundido (CARRINGTON y HARLEY, 1995, CENKI *et al.*, 2002, ÁLVAREZ-VALERO, 2005) identificadas en las restitas.

La figura 5.18, muestra las relaciones de fases entre los distintos minerales y su variación con el metamorfismo progresivo. La reacción (2) se puede reconocer texturalmente por la formación de las coronas de cordierita y espinela alrededor de los cristales de granate, mientras que la reacción (3) 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. La biotita, gran parte de la sillimanita y el granate se consumen en la reacción (4) para producir ortopiroxeno, espinela y fundido (+plagioclasa). Estos minerales son, por otra parte, los mismos que forman los fenocristales de la lava así como los agregados microgranulares interpretado como fundido cristalizado en condiciones plutónicas. Las condiciones de metamorfismo de los dos puntos de la trayectoria marcados con dos estrellas son 3.5 Kb a 825° C y 2.5 Kb a 900° C (ALVAREZ-VALERO, 2005).

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el registro sedimentario de la Hoja de San Javier solo están representados materiales pertenecientes al Cuaternario.

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

Son muy escasos los datos que aportan los escasos afloramientos del registro sedimentario atribuible al Ciclo Hercínico. Las grauwacas con intercalación de rocas carbonatadas de la Unidad 11 son depósitos de plataforma con dominio de tormentas y posiblemente puedan ser correlacionables con los depósitos de la Formación Almogía HERBIG, H. G., (1983), atribuidos regionalmente al Carbonífero Inferior, sobre los que se tienen los depósitos rojos (conglomerados y argilitas) de la Unidad 12. Aunque normalmente el contacto entre ambas unidades está muy mal expuesto y a menudo mecanizado, es evidente que los unos son depósitos de carácter marino incluso profundo y los otros lo son de carácter continental o marino somero. Por ello en esta Hoja dicho contacto discordante separaría los Ciclos Hercínico y Alpino. Como es lógico con los datos que se tienen es evidente que poco se puede decir sobre evolución geodinámica del Ciclo Hercínico.

En sectores cercanos donde los afloramientos del paleozoico son mucho mas extensos, en estas series pre-triásicas, se evidencian un plegamiento suave y poco penetrativo sin desarrollo de estructuras menores y unos pliegues de gran radio (plurikilométricos) con una fuerte asimetría y vergencia sur.

Aunque normalmente el contacto entre estos materiales y los depósitos permo-triásicos está muy mal expuesto y a menudo mecanizado, es evidente que los unos son depósitos de carácter marino incluso profundo y los otros lo son de carácter continental o marino somero.

Existen diferentes propuestas de reconstrucción paleogeográfica; DURAND DELGA (1980), MARTÍN ALGARRA (1987), DER COURT *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.

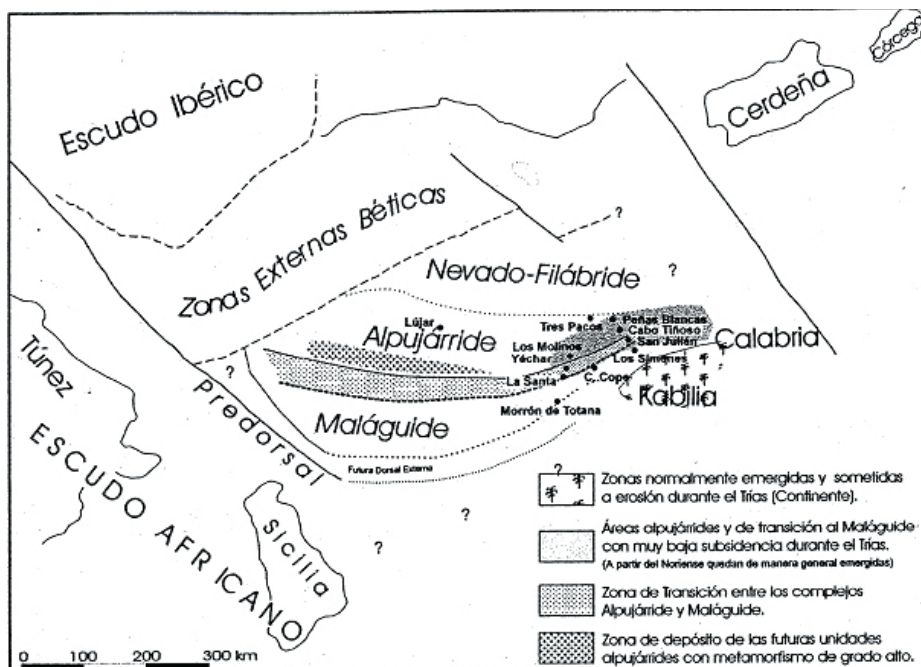


Figura 6.1. Esquema donde se muestra la posición a comienzos del Triásico de los futuros dominios paleogeográficos de las Z.I.B.R. Tomada de GARCIA TORTOSA 2002. Modificada de Sanz de Galdeano *et al.*, 2001.

Una posible situación de partida a finales del Pérmico es la de la Figura 6.1 GARCIA TORTOSA F J., (2002), donde se propone un nuevo modelo paleogeográfico en el que se sitúan los diferentes dominios del sector occidental del Tethys. Una de las diferencias principales con las propuestas anteriores, es la situación de la Dorsal externa respecto al Maláguide, así como el acunamiento hacia el este de los dominios Alpujárride y Maláguide, coincidiendo con el tránsito a los dominios Kabilide y Calábride. Estos dominios representaban un microcontinente que debió ser el área fuente de los sedimentos detríticos constitutivos de las series estudiadas en esta área. Tal como se refleja en dicha figura, el sector estudiado ocupaba un área poco

subsidente y sin depósito a partir del Noriense, que a su vez separaba dos zonas subsidentes cual son la del Alpujárride central y algunos sectores de la Calabria con series similares a los Alpujárrides orientales pero con un registro sedimentario del Noriense bien desarrollado.

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

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

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

Un nuevo evento tectónico aconteció en el límite Ladiniense-Carniense y cuyos primeros resultados son la presencia de importantes masas de rocas subvolcánicas y por una nueva reestructuración de la cuenca. Se originan nuevos relieves que en determinadas áreas pueden actuar como "altos fondos" en algunos de los cuales se da erosión y karstificación (Águilas) mientras que en sectores próximos a las áreas generalmente emergidas se depositan potentes series detríticas (Morrón de Totana). En este contexto un aconteció un nuevo episodio de nivel de mar alto (HST), generalizándose un medio de plataforma mixta (carbonatada-siliciclástica). En este periodo debieron acentuarse los sistemas de fracturación que comenzaron a funcionar en el Triásico inferior, de manera que se llegó a una fuerte individualización de bloques (surcos y umbrales), lo cual explica en parte la formación de depósitos gravitacionales (tipo debris flow y facies asociadas) generados por la existencia de pendientes entre los altos fon-

dos y los surcos. Dentro de esta individualización pueden identificarse al menos tres sectores que pudieron estar delimitados por zonas de fractura. El más meridional se correspondería con el Morrón de Totana al norte del cual se ubicaba un área habitualmente emergida con sedimentación eventual de tipo maláguide que, hacia el norte, daba paso a un sector a su vez estructurado en subcuencas más o menos subsidentes y por tanto con mayor o menor influencia marina y que se correspondería, a grandes rasgos, con las áreas de depósito de las denominadas “unidades intermedias”. El sector más septentrional, a su vez estructurado en subcuencas, es el más subsidente y con depósitos marinos generalizados. Se correspondería con el área de depósito del Alpujárride en el que, durante este periodo, el sector de la Sierra de Almagro debió ser la mayor subsidencia dentro de los estudiados.

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

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

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

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

En la evolución tectónica de este margen pueden identificarse todas las fases que definió 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 Formación Zegrí (Hoja 912, Mula) son ilustrativos a este respecto.

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

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

En los distintos modelos de evolución de márgenes pasivos que se han propuesto se admite una cierta contemporaneidad entre el final del rifting, el inicio de la subsidencia térmica del margen y la aparición de la primera corteza oceánica; en el caso del margen continental de las Codilleras Béticas los tres eventos ocurrieron en el tránsito Dogger-Malm. Y si bien no

hay argumentos directos —afloramientos de la supuesta corteza oceánica, que deberían estar entre las Z.I.B. y las Z.E.B.— a favor del modelo propuesto, sí los hay indirectos: la discontinuidad Bathoniense Superior–Calloviense, que afecta a toda la Zona Subbética, y la presencia sincrónica de depósitos condensados de hemipelagitas en el ámbito del Prebético y de diques neptúnicos en los materiales previos a aquella discontinuidad. [La génesis de estos diques neptúnicos ha sido relacionada (VERA *et al.*, 1984) con la existencia de fracturas con salto en dirección, afines a fallas transformantes].

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

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

Durante el Neocomiense cambia sustancialmente la morfología de los dominios sedimentarios y, por ende, la distribución de facies. En el Prebético, el área cercana al continente emergió, y en la cuenca restante se acumularon potentes series en facies marinos 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 Lias hasta el Aptiense: ambas se desplazaron hacia el E, pero a diferentes distancias: ~1.500 km el bloque africano, ~150 km Iberia (OLIVERT *et al.*, op cit).

El registro sedimentario del Cretácico Superior es mucho más uniforme: en el Prebético comienza con las facies Utrillas, en un dispositivo expansivo, y continúa, hasta el Senonense, con depósitos de plataforma carbonatada somera; en la cuenca subbética se depositaron materiales en facies pelágicas (formaciones Represa, Capas Rojas, Quipar-Jorquera, etc), esencialmente calizas con sílex y margas. No obstante, en los sectores mas internos del dominio Subbético, antes (durante el Albiense superior-Vraconiense) y sobre las superficies de discontinuidad descritas, se habían formado costras de estromatolitos pelágicos fosfatados, que se han interpretado como depósitos bioconstruidos en condiciones de muy baja o nula velocidad de sedimentación, en una fase estática de un ciclo de nivel del mar en ascenso (TST) y bajo la acción de las corrientes de “upwelling”; los materiales que se depositan hasta el final del Cretácico son de facies similares a las del resto del dominio pelágico, facies que, consiguientemente, han fosilizado el umbral de las áreas más internas de la cuenca. [Los fosfatos de Sierra España, también en el Cretácico Superior (bien que del Complejo Maláguide Z.I.B), son el ejemplo mas conocido de mineralización sinsedimentaria de fosfatos en aquellos depósitos bioconstruidos].

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

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

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

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

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

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

En este tiempo continúa la expulsión hacia el Oeste del “Bloque de Alborán” mediante accidentes transformantes en medio continental, tales como el de Cádiz-Alicante o el Nor-Bético. Estos accidentes juegan como desgarres dextros arrastrando, no solo a las Z.I.B, sino también a gran parte de las Z.E.B hacia el Oeste.

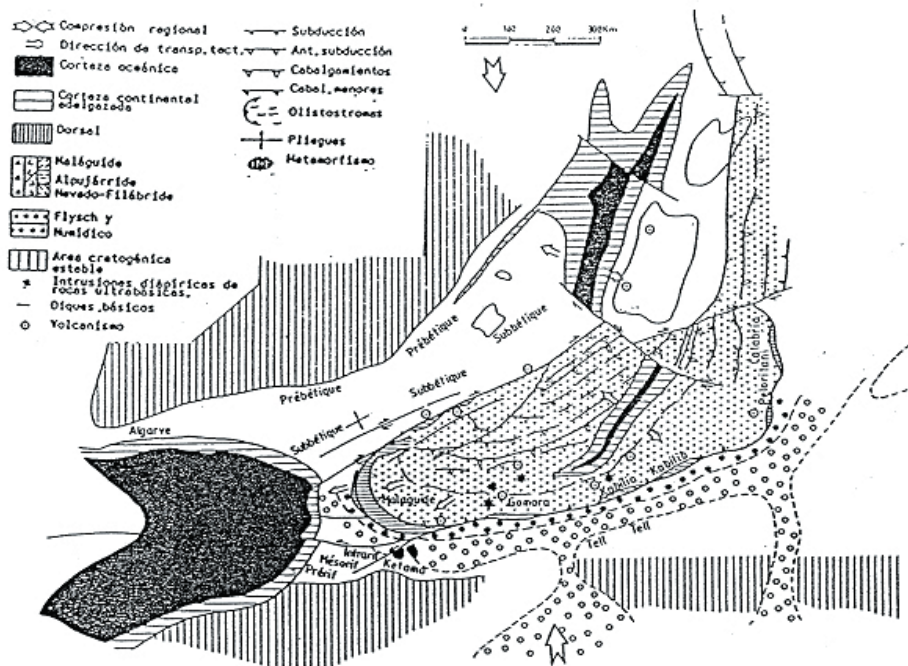


Figura 6.2.- Reconstrucción paleogeográfica del Mediterráneo occidental durante el Mioceno inferior. Tomada de SANZ DE GALDEANO *et al.*, 1990

Una transición rápida de distensión regional a compresión, ocurrida en el Aquitaniense Superior-Burdigaliense basal, se asocia con el emplazamiento del Manto Bético sobre el margen meridional ibérico Fig. 6.2. El margen Mesozoico-Paleógeno se invirtió y se 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. Coincidiendo con este evento compresivo, se observan importantes engrosamientos corticales en los límites entre zonas, debido a la incrustación de ambos bloques continentales. En esta área de estudio este hecho se traduce en subcabalgamientos de las Z.E.B sobre las Z.I.B, con expulsiones de pequeños testigos de 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 período 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 mov-

imientos transcurrentes mediante fallas rumbo-deslizantes dexas con dirección N60/70E. En las Z.E.B continua el deslizamiento del Subbético sobre el Prebético así como la expulsión de materiales olistostrómicos al norte y suroeste hacia donde se ha trasladado el depocentro de la cuenca de antepais, inducido por la carga en el margen ibérico de láminas cabalgantes procedentes del sur. En este periodo, comienza a formarse la parte principal de la cuenca o Mar de Alborán como consecuencia del adelgazamiento y estiramiento de las Z.I.B asociado a estos movimientos trastensivos. Esto está confirmado por la fracturación extensional en y entre los Complejos que se definen en las Z.I.B. Este proceso de estiramiento tuvo lugar entre el Burdigaliense superior y el Serravalliense, a lo de casi 9 M.a. Durante este periodo, el estiramiento que sufrió la Zona Subbética hizo que desapareciera como dominio sedimentario diferenciado al ser arrastrada en la zona frontal del Bloque de Alborán. El volcanismo más antiguo se corresponde con esta edad.

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

A partir del Tortoniense, en lo que se ha venido denominando *época neotectónica* para esta región, la compresión giró de NNO-SSE a ONO-ESE y NNO-SSE, llegando a ser N-S durante el Plioceno Superior y Cuaternario, en consonancia con la compresión general entre Iberia y Africa (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, determino la salida de importantes masas de material volcánico mantélico, durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno.

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

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 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.

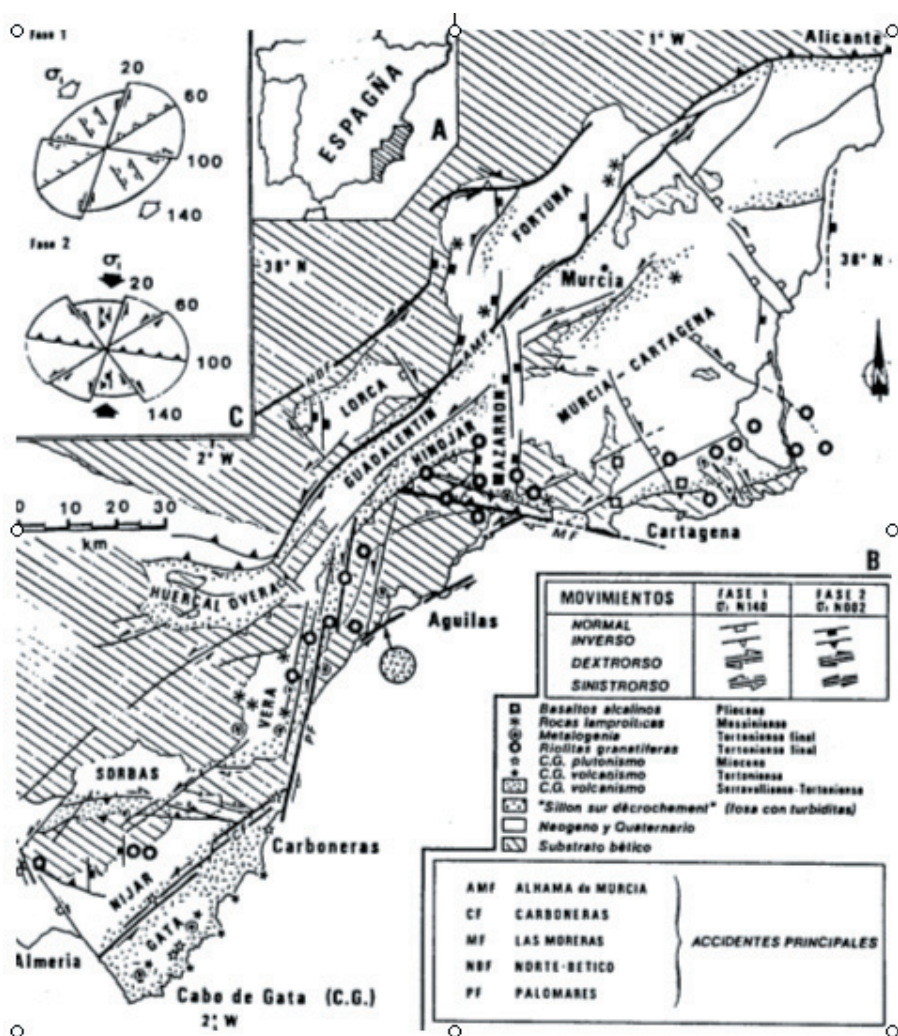


Fig. 6.3.- Las Cuencas del Neógeno en la Zona Bética Oriental. A) Localización. B) Esquema estructural. C) Sentido de movimiento de los accidentes. Tomado de OTT d'ESTEVOU *et al.* 1988

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.

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

No se tiene constancia de la existencia de indicios minerales en el ámbito de esta Hoja, tanto en lo que se refiere a minerales metálicos, no metálicos, energéticos y rocas industriales. Las únicas actividades reseñables en este capítulo se refieren a la extracción de sal y a la hidrogeología.

7.1. RECURSOS MINERALES

La sal fue siempre una necesidad básica en la alimentación humana y como tal ha sido objeto de intercambios comerciales y hasta de conflictos armados en la lucha por su posesión. Desde muy antiguo se extraía sal en salinas del litoral murciano, por evaporación del agua del mar y hay datos que indican que también se hacía en salinas del interior. De buena parte de unas y otras solo quedan ruinas o simplemente han desaparecido. Los últimos datos disponibles indican que la Comunidad de Murcia es la quinta productora nacional con más de 120.000 toneladas sumadas la de manantial y la sal marina. En este último apartado están las Salinas de Cotorrillo (697225, 4188350) ubicadas en el entorno del Parque regional de las Salinas de San Pedro del Pinatar y que, junto a las Salinas de Marchamalo situadas en la Hoja colindante de Llano del Beal, constituyen la mayor aportación al volumen total de sal marina de esta comunidad.

Las salinas de Cócolas, estuvieron ubicadas en la Manga, pero fueron abandonadas y rellenas con materiales de las escombreras de las minas de la Unión y posteriormente urbanizadas.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas

La Hoja de San Javier queda encuadrada íntegramente en el ámbito de la cuenca del Segura, cuyos límites quedan definidos por el territorio de las cuencas hidrográficas que vierten al mar Mediterráneo entre la desembocadura del río Almanzora y la margen izquierda de la Gola del Segura en su desembocadura, así como la subcuenca hidrográfica de la Rambla de Canales y las cuencas endorreicas de Yecla y Corral-Rubio. La superficie así definida tiene una extensión

de 18.870 km², distribuida entre las comunidades autónomas de Murcia (59 %), Valencia (7 %), Castilla-La Mancha (25 %) y Andalucía (9 %).

Dentro de la cuenca existe una gran diversidad orográfica y climática que origina numerosos ambientes hidrológicos diferentes entre sí, con grandes contrastes climáticos, frecuentes sequías, episodios de lluvias torrenciales y abundantes inundaciones. Presenta un carácter semiárido con precipitaciones medias anuales que oscilan entre 200 mm en Águilas y 1.000 mm en la cabecera del Segura y del río Madera. La precipitación media anual de toda la cuenca es de unos 400 mm, la más baja de todas las grandes cuencas peninsulares, aunque en años secos ésta puede descender por debajo de 100 mm en algunos sectores del sureste.

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

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

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

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

En la Hoja de San Javier, el clima se inscribe dentro de la zona climática semiárida del SE peninsular. De acuerdo con la clasificación de Köppen, esta área sería de clima estepario seco (Geiger, 1970; López Gómez, 1987), con temperatura media anual en torno a 17° C, precipitación media entre 300 mm/año y 350 mm/año y una tasa de evapotranspiración potencial de 850-900 mm/año.

El ámbito territorial que nos ocupa está caracterizado desde el punto de vista fluvial por cauces con desagüe directo al mar Menor que son ramblas efímeras de respuesta hidrológica muy irregular y condicionada directamente a los aguaceros sobre sus cuencas vertientes.

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, correspon-

dientes 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 intramontañas, como el Campo de Cartagena, Valle de Guadalentín-Segura, Lorca, etc.

Hidrogeológicamente, esta complejidad da lugar a la existencia de numerosos acuíferos, en muchos casos de mediana y pequeña extensión, con estructuras geológicas frecuentemente complejas.

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

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

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

Partiendo de las unidades hidrogeológicas establecidas en el Plan de cuenca y teniendo en cuenta además otros parámetros relacionados con aspectos geométricos e hidrodinámicos, así como con procesos de sobreexplotación, se han definido en la cuenca del Segura 63 masas de agua subterránea que básicamente coinciden con las 57 unidades hidrogeológicas, a excepción de 5 de ellas en las que se ha procedido a su subdivisión según los criterios enunciados.

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

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

La principal demanda de agua corresponde a la agricultura de regadío, destacando las Vegas del Segura, el Valle del Guadalentín, la cuenca de Mula-Fortuna-Alcantarilla-Alhama, el Campo de Cartagena y la zona de Mazarrón-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 7.1. se recogen una selección de los puntos que se han considerado más representativo.

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

Atendiendo a esta delimitación, en el ámbito de la Hoja de San Javier únicamente aparece el sector oriental de la Masa de Agua Subterránea 070.052 (*Campo de Cartagena*), coincidente con la unidad hidrogeológica homónima 07.31.

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORDUTM	COORDUTM	COTA	NOMBRE_MUN	DES_NAT	PROF	DESCRIPCION UTILIZACION	VOLUMEN
2838	1	0010	30	691810	4187714	24,94	SAN JAVIER	POZO	30	DESCONOCIDO	26
2838	1	0015	30	691475	4189418	34	SAN JAVIER	SONDEO	185	AGRICULTURA	195
2838	1	0019	30	690206	4187428	34,5	SAN JAVIER	SONDEO	200	DESCONOCIDO	660
2838	1	0034	30	690623	4183672	14,75	SAN JAVIER	SONDEO	270	DESCONOCIDO	335
2838	1	0039	30	692391	4185608	11,5	SAN JAVIER	SONDEO	236	DESCONOCIDO	648
2838	1	0044	30	690173	4189329	49	SAN JAVIER	SONDEO	327	AGRICULTURA	
2838	1	0057	30	689244	4186036	31	SAN JAVIER	SONDEO	280	AGRICULTURA	
2838	1	0020	30	691611	4187816	23,84	SAN JAVIER	SONDEO/ PIEZO- METRO	318	DESCONOCIDO	
2838	1	0021	30	691611	4187816	23,92	SAN JAVIER	SONDEO/ PIEZO- METRO	171	DESCONOCIDO	

Cuadro 7.1. Selección de Puntos de Agua

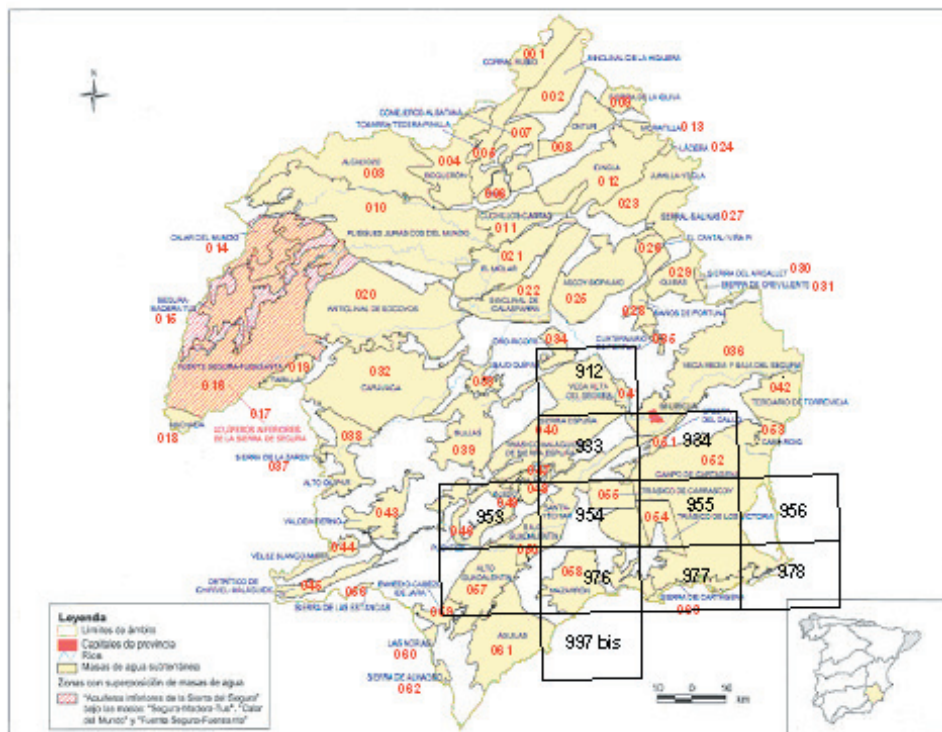


Figura 7.1.- Masas de Agua Subterránea en la Cuenca del Segura. MMA (2005).

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

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

El Campo de Cartagena, con una extensión superficial de 1.440 km², constituye una unidad hidrogeológica (07.31) amplia y compleja que se ubica en una de las grandes depresiones interiores postmanto de las Cordilleras Béticas ocupada por un potente relleno neógeno, predominantemente margoso de más de 1.000 metros de espesor, en el que se existen intercalaciones detríticas y calcáreas del Mioceno al Cuaternario que constituyen diferentes niveles acuíferos. De ella se han desagregado recientemente, por motivos de mejor gestión administrativa de sus recursos hídricos, los sectores de Cabo Roig y Sierra de Los Victorias, que han pasado a constituir, respectivamente, las masas de agua subterránea 070.053 (Cabo Roig) y 070.054 (Triásico de Los Victoria), ambas fuera de los límites de esta Hoja.

La masa actualmente denominada 070.052 (Campo de Cartagena) coincide, por tanto, con la unidad hidrogeológica homónima a excepción de las dos masas desagregadas antes mencionadas. Tiene una superficie de 1.240 km², ubicada en el 92% en la Región de Murcia y el resto en la provincia de Alicante. La ocupación general del suelo en el año 2000 era agrícola (76%), urbana (9%) y forestal (15%). En este ámbito geográfico se ubican los Espacios naturales protegidos del Parque Regional de Las salinas y arenales de San Pedro del Pinatar y los Paisajes Protegidos del Cabezo Gordo y de los Espacios Abiertos e Islas del Mar Menor.

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

Dentro de esta masa se han diferenciado varios acuíferos (ITGE, 1994), entre los que destacan por su importancia los siguientes: *acuífero Cuaternario*, constituido por 20-150 m de gravas, arenas, limos, arcillas y caliches depositados sobre margas terciarias que actúan como base impermeable; *acuífero Plioceno*, formado por areniscas con espesores variables entre 10 y 110 m, limitadas a base y techo por margas del Mioceno superior y Plioceno, respectivamente; *acuífero Messiniense*, constituido por calizas bioclásticas, areniscas y arenas, con un espesor medio de 125 m, limitadas a base y techo por margas tortonienses y messinienses. Además de estos acuíferos principales existe otro de menor entidad, el *acuífero Tortoniense*, que está formado por 150-200 metros de conglomerados poligénicos (sector occidental) y areniscas (sector oriental), situados sobre margas del Mioceno medio; este acuífero se interna bruscamente en el Campo de Cartagena por debajo de la potente formación margosa de Torremendo que hace de impermeable de techo. Dentro de la Hoja de San Javier no están representados en afloramiento los acuíferos Tortoniense y Messiniense.

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

La recarga de la masa Campo de Cartagena procede de la infiltración directa del agua de lluvia y de los retornos del riego (concentradas en gran medida en el acuífero Cuaternario), aunque también habría que considerar una posible alimentación lateral desde la Sierra de Cartagena, si bien de escasa magnitud. La descarga se realiza por bombeos (fundamental-

mente en los acuíferos Messiniense y Plioceno) y por salidas laterales hacia el Mar Menor y el mar Mediterráneo (a través del acuífero Cuaternario). Hay que tener en cuenta, también, la interconexión interna entre diferentes acuíferos, realizada en condiciones naturales y a través de sondeos deficientemente contruidos, que ha sido estimada en un valor medio anual orientativo próximo a 40 hm³ (IGME, 1994).

Considerada en su totalidad, la unidad hidrogeológica del Campo de Cartagena presenta actualmente un balance para las aguas subterráneas equilibrado entre la recarga y descarga, o incluso positivo a favor de las entradas (IGME, 1994), según los diferentes estudios realizados en la última década. En el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997) se define, si se excluye el sector de Cabo Roig, una situación media de equilibrio entre la recarga total (65 hm³/año, de los que 15 hm³/año corresponden a retornos de riego) y la descarga (60 hm³/año por bombeos en situación climática media, de los que 27 hm³/año corresponderían al sector de Los Victorias, y 5 hm³/año de salidas subterráneas al mar). Esta situación contrasta fuertemente con la que tenía lugar en los años 70 como consecuencia de las intensas explotaciones por bombeo que se producían con anterioridad a la llegada a la zona de las aguas del trasvase Tajo-Segura, llegando a contabilizarse hasta 120 hm³/año de extracciones, con una situación de sobreexplotación de recursos subterráneos evaluada entonces en unos 80 hm³/año.

La aplicación de las aguas del trasvase incidió favorablemente en esta problemática al posibilitar un doble efecto: descenso del volumen extraído de agua subterránea e infiltración de excedentes de riego con aguas externas al sistema acuífero. Este hecho ha tenido su respuesta en la evolución piezométrica, cuya tendencia anterior fuertemente descendente se ha visto modificada desde principios de los años 80 por un marcado ascenso generalizado, a excepción del acuífero Triásico de Las Victorias, que continúa experimentando un acusado proceso de sobreexplotación (Aragón, 1999). Posteriormente, y como consecuencia de sequías padecidas en la cuenca del Segura, coincidentes además con reducciones de las aportaciones del trasvase, se han incrementado temporalmente los bombeos de agua subterránea, por lo que se han detectado de nuevo algunos descensos de los niveles piezométricos. En concreto, en el periodo comprendido entre los años 1991 y 1995 las extracciones desde los acuíferos del Campo de Cartagena aumentaron considerablemente con respecto a las que tienen lugar en épocas de características hidrológicas medias, habiendo sido evaluadas en esta zona, sin incluir el sector de Cabo Roig, entre 98,5 hm³/año y 129 hm³/año (Albacete *et al.*, 2001).

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

En general, las aguas subterráneas del Campo de Cartagena presentan una elevada salinidad, con influencia de las formaciones salinas que constituyen su entorno geológico y, localmente, con procesos de mezcla por causas tectónicas con aguas termales profundas del basamento. Los posibles focos de contaminación son las intensas actividades agropecuarias, los vertidos urbanos y los industriales, procedentes estos últimos del entorno de Cartagena y de la zona minera al sur de la unidad. Además son de resaltar los fenómenos de mezcla que se producen entre las aguas de distintos acuíferos por su interconexión natural y a través de sondeos deficientemente contruidos. Es interesante mencionar que la infiltración de los excedentes del riego con las aguas del trasvase Tajo-Segura (de mejor calidad que la de los acuíferos de la unidad) ha producido sensibles mejoras en la calidad química del agua subterránea.

Por sus condiciones de afloramiento y escasa profundidad del nivel freático el acuífero Cuaternario es el más vulnerable a la contaminación, en especial en lo referente a las actividades agrarias, ya que las intensas labores agrícolas que se desarrollan en esta comarca han provocado contenidos muy elevados de nitratos en el agua subterránea, siendo frecuentes concentraciones superiores a 50 mg/l que incluso llegan a alcanzar en algunos lugares cantidades entre 100 y 150 mg/l, superando en algunas épocas los 200 mg/l (Aragón *et al.*, 1999). La salinidad de sus aguas es superior a 2.000 mg/l y sobrepasa con bastante frecuencia los 4.000 mg/l e incluso 5.000 mg/l, llegando a alcanzar puntualmente valores superiores a 6.000 mg/l. La facies es clorurada-sulfatada mixta. De acuerdo con los estudios existentes, la interconexión hidráulica entre la unidad del Campo de Cartagena y los mares Mediterráneo y Menor se efectúa a través del Cuaternario, detectándose procesos de intrusión marina en la zona meridional que también podrían afectar al Plioceno, aunque existen incertidumbres al respecto.

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

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

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

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En la Hoja de San Javier se proponen como *PIG -1* el conjunto de Islas interiores del Mar Menor (Isla Mayor y Perdiguera), porque a pesar de la dificultad que supone el acceso a sus afloramientos, dado que solo puede realizarse por vía marítima, su interés es suficiente como para ser propuestas como Puntos de Interés Geológico.

Las rocas volcánicas que afloran en las Islas Mayor, Perdiguera, Esparteña y Sujeto, en el Mar Menor, y la Isla Grosa en el Mediterráneo, son andesitas piroxénicas con 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.

Además, la presencia de ortopiroxeno en las restitas, casi exclusiva del área volcánica del Mar Menor, junto con la mayor abundancia de vidrio en ellas, sugiere que en esta zona del complejo volcánico se alcanzó mayor temperatura de fusión, y/o ésta se produjo a menor presión. Por esta razón, se han generado líquidos diferentes (andesitas piroxénicas) en equilibrio con residuos de composición mineralógica diferente (ricos en piroxeno y plagioclasa). No obstante, y habida cuenta de las diferencias texturales y de la composición mineralógica y química de los distintos tipos de restitas, es también posible que el protolito original de los enclaves del área del Mar Menor fuese diferente.

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

9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUSTÍ, J., FREUDENTHAL, M., LACOMBAT, J.L., MARTÍN, E., NAGELI, C. (1990).- "Primeros microforaminíferos del Pleistoceno superior de la Cuenca de Mula (Murcia, España)". *Rev. Soc. Geol. España*, 3, pp. 289-293.
- 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., 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.
- ALONSO SARRÍA, 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.
- 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., (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". *Congreso Internacional XXXIII AIH & VII ALHSUD. Entendimiento del flujo del agua subterránea desde la escala local a la regional. Zacatecas (Mexico).*
- ARKANI. J.F., (1987). "Marine Lower Pliocene ostracoda of southern Spain with notes on the recent fauna". *Bull. Geol. Inst. Univ. Upssala N.S.*, 13. 1-144.

- AZAÑÓN J.M., CRESPO-BLANC A., GARCÍA-DUEÑAS V. Y OROZCO M. (1993). "Middle Miocene extensional faulting events and Alpujarride units in the Central Betics". *Geogaceta*, 14, 119-122.
- AZAÑÓN JM. y CRESPO BLANC A. (2000). "Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain)". *Tectonics*, 19, 549-565.
- BAENA, J., BARRANCO, L.M., BARDAJÍ, T., ESTÉVEZ, A., GOY, J.L., RODRÍGUEZ, T., SANZ DE GALDEANO, C., SILVA, P.G., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1993).- "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de fallas de la Región de Murcia E. 1:200.000 y 1:100.000". *IGME-CARM, Madrid*, 99págs.
- BAENA, J., 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*.
- BANDA, E., UDIAS, A. (1979).- "Sondeos sísmicos profundos en España. Estructura de la región Bética Oriental". *Tecniterrae*, 27, pp. 34-41.
- BANDA, E., ANSORGE, J. (1980).- "Crustal structure under the Central and Eastern part of the Betic Cordillera". *Journ. Geophys. Res. Astr. Soc.*, 63, pp. 515-532.
- BANKS, C.J. 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. J., GOY, J.L., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1986).- "Geomorfología y estratigrafía de las secuencias marinas y continentales de la Cuenca de Cope (Murcia, España)". In: F. LOPEZ-BERMUDEZ., J.B., THORNES (Eds). *Estudios sobre geomorfología del Sur de España*. I. G. U., Univ Murcia y Bristol, pp. 11-16.
- BARDAJÍ, T., DABRIO, C. J., GOY, J.L., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1987).- "Sedimentologic features related to Pleistocene sea level changes in the SE Spain". *Trab. Sobre Neógeno-Cuaternario*, 10, pp. 79-93.
- BARDAJÍ, T., GOY, J.L., SOMOZA, L., ZAZO, C., DABRIO, C. J. (1988).- "Small scale sea level changes on the análisis of Pleistocene coastal deposits in the SE Iberian Peninsula". *Abstract, Int. Workshop in Fan-Deltas with emphasis on Gilbert type system, Univ. Calabria*, 3-4.
- BARDAJÍ, T., GOY, J.L., SOMOZA, L., ZAZO, C., DABRIO, C. J. (1990).- "Late Pleistocene fan deltas in southeastern Iberian Peninsula: sedimentary controls and sea level changes". *IAS Spec. Publ.*, 10, pp. 129-151.
- BARDAJÍ, T., GOY, J.L., MÖRNER, N.A., ZAZO, C., SILVA, P.G., SOMOZA, L., DABRIO, C., BAENA, J. (1995).- "Towards a Plio-Pleistocene chronostratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain)". *Geodinámica Acta* 8, pp. 112-126.

- BARDAJÍ, T., SILVA, P.G., GOY, J.L., ZAZO, C. (2003).- "Evolución Geomorfológica durante el cuaternario de la Cuenca de Mazarrón (SE España)": *En: Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario (G. Flor, Ed.)*. 129 –134.
- BELLON, H., BORDET, P. y MONTENAT, C. (1983). "Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)". *Bull. Soc. Geol. France* 25, 205-217.
- BENITO, R., LÓPEZ-RUIZ, J., CEBRIÁ, J. M., HERTOGEN, J., DOBLAS, M., OYARZUN, R. y DEMAFFE, D. (1999). "Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain". *Lithos* 46, 773-802.
- BIERMANN C. (1995).- "The Betic Cordilleras (S.E. Spain) Anatomy of a dualistic collision-type orogenic belt". *Geol. Mijnb*, 74, 167-182.
- BOCCALETTI, M. GELATI, R. LÓPEZ-GARRIDO, A. C. PAPANI, G. RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C. (1987).- "Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera". *Act. Nat. del Ateneo Parmense*, 23: 179-200.
- 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.
- BORDET, P., HERNÁNDEZ, J., LAROUZIERE, F.D., MONTENAT, D., OTT D'ESTEVOU, P. (1988).- "Succession des événements magmatiques néogènes dans les Cordillères Bétiques orientales". *Resumes communications, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics"*. Barcelona, pp.11-15.
- BOUSQUET, J.C. (1979).- "Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain". *Tectonophysics*, 52, pp. 277-286.
- BOUSQUET, J.C. y MONTENAT, CH., (1974). "Présence de décrochements NE-SW plio-quaternaires dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne), extension et signification générale". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278. 2617-2620.
- BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H., (1976). "Observations microtectoniques sur la compression N-S quaternaire des Cordillères Bétiques orientales (Espagne meridionale, Arc de Gibraltar)". *Bull. Soc. Geol. France.*, (7), t. XVIII, 3, 711-724.
- BRIEND, M. (1981). "Evolution morpho-tectonique du bassin néogène de Huerca Overa (Cordillères Bétiques orientales - Espagne)". *Docum. et Trav. I.G.A.L., Paris*, 4, 208 p.
- CALMEL-ÁVILA, M. (2000). "Geomorphogenese Holocène dans le Bas-Guadalentín. Bassin du Segura, Province de Murcie, Espagne". *Press Universitaires Septentrion, Villeneuve d'Ascq*. 23 pp.
- CALMEL-ÁVILA, M. (2002). "The Librilla "rambla" an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, SE Spain)". *Quaternary International*, 93-94, 101-108.

- CÁMARAS 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.
- CESARE, B. y GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T. (2001). "Crustal melting in the Alborán Domain: constraints from enclaves of the Neogene Volcanic Province". *Physics & Geochemistry of the Earth* 26, 255-260.
- CONESA GARCÍA (1995). "Torrential flow, frequency and morphological adjustments of ephemeral channels in southeast Spain". En: *River Geomorphology* (E. J. Hickin, Ed.). John Willey & Sons Ltd. Chichester, England. 169 - 192.
- CONESA GARCÍA, C. y MARTÍNEZ ALCOCER, (1995). "Magnitud y frecuencia de sucesos hidromorfológicos del Bajo Segura anterior a su encauzamiento". *Papeles de Geografía*, 22, 67-86.
- 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.
- 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.). *Unv. Autonoma de Madrid*. 365-371.
- CUENCA PAYA, A., POMERY, R. y WALKER, M.J., (1986). "Palaeoclimatological oscilations in continental upper Pleistocene and Holocene formations in Alicante and Murcia". In: *Quaternary climate in Western Mediterranean* (F.Lopéz Vera Ed.). *Unv. Autonoma de Madrid*. 353-364.
- DABRIO, C.J. (1989).- "Asociaciones de facies en los fan-deltas de las cuencas neógenas y cuaternarias de las Cordilleras Béticas orientales". *Geogaceta*, 6, pp. 53-55.
- DABRIO, C.J. (1990).- "Fan-delta facies associations in Late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain". *IAS Spec. Publ.*, 10, pp.91-111.
- DABRIO, C.J., ZAZO, C., GOY, J.L., SANTISTEBAN, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L., BAENA, J., SILVA, P. G. (1991).- "Neogene and Quaternary fan-delta deposits in southeastern Spain. Field Guide". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 15, pp 327-400.
- DÍAZ DEL RIO, V., REY, J. (1986).- "Continental shelf morphotectonic features of the Betic basement of the Mar Menor". *Rap. CIESM v. 30*, nº 2, 76 págs.
- DIDON J. ET GARCÍA DUEÑAS V. 1976. "Les Cordillères Bétiques Centrales et Orientales". *Bull. Soc. Géol. France*, 583-599.
- DINARÉS-TURRELL, J., ORTÍ, F., PLAYÁ, E. y ROSELL, L. (1999).- "Paleomagnetic chronology of the evaporitic sedimentation in the Neogene Fortuna Basin (SE Spain): early restriction preceding the Messinian Salinity Crisis". *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 154, pp.161-178.
- DUGGEN, S., HOERNLE, K., VAN DEN BOGAARD, P. y HARRIS, C. (2004). "Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis". *Earth Planet. Sci. Letters* 218, 91-108.
- DURAND DELGA, M. (1980).- "La Méditerranée occidentale: etapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci". *Mém. Soc. Geol. France*, 10, pp. 203-224.
- EGLER C.G. y FONTBOTÉ J.M. (1976). "Aperçu géologique sur les parties centrale et orientale des Cordilleres Bétiques". *Bull. Soc. géol. France*. T.XVIII, nº 3, 571-582.
- ESTEBAN, M. (1996).- "An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models". *Concepts Sedimentol. Paleontol.* 5, pp. 3-53.
- FERNÁNDEZ, S., HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1972).- "Las rocas lamproíticas de Cabezo Negro. Zeneta (Murcia)". *Estudios Geol.*, 28, pp. 267-276.
- 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., MAGNE, J.(1969).- "Essai sur la paléogéographie des Cordillères Bétiques orientales". *Bol. Geol. y Min., LXXX-III*, pp. 203-211.
- FORNACIARI, E., RIO, D. (1996). "Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region". *Micropaleontology*, 42, 1-19.
- 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., FERMOSE, M.L. (1967b).- "Las rocas lamproíticas del sureste de España". *Estudios Geol.*, 22, pp. 35-69.
- 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 maláguides entre Cabo COPE y Cabo de Palos (Murcia, España)". *Geogaceta*, 28, pp.67-70.
- GARCÍA-VEIGAS, J., ORTÍ, F., ROSELL, L., INGLES, M., (1994).- "Caracterización petrológica y geoquímica de la Unidad Salina messiniense de la cuenca de Lorca (sondeos S4 y S5)". *Geogaceta* 15, pp. 78-81.
- 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)". In: C. ZAZO, C.J. DABRIO, y J.L. GOY (ed.), *Libro Guía. Excursión B-I: Litoral Mediterráneo. Iª Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid. Secretariado de Publicaciones de la E.T.S. Ingenieros Industriales*, Madrid. 99 págs.
- GOY, J.L., ZAZO, C., SOMOZA, L., DABRIO, C.J. (1989).- "The neotectonic behaviour of the Lower Segura River Basin during the Quaternary. Paleogeographical meaning of the Conglomerates of the Segura". *Bull. INQUA Neotectonic Comm.*, 12, pp. 14-17.

- GOY, J.L. y ZAZO, C., (1989). "The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche basin, Southeast Spain". *Tectonophysics*, 163. 219-225.
- GOY, J.L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L., CAUSSE, C., HILLAIRE-MARCEL, C. (1993).- "Éléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne". *Geodinamica Acta*, 6 (2) pp.103-119.
- 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.
- HERNÁNDEZ GAMBÍN, C. y NAVARRO HERVÁS, F., (1992). "Aproximación al estudio de los humedales salinos de la margen izquierda del Río Guadalentín (Región de Murcia)". *Act. XV Encuentros. Jov. Geógraf.*, 113-120. *Asoc. Jov. Geógrafos, Murcia*.
- LAROUZIERE, F.D. DE BORDET, P. (1983).- "Sur la genèse de certains types de lamproites du bassin de Mazarron (Espagne)". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296, pp. 1071-1074.
- LAROUZIERE, F.D. DE (1985).- "Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Hinojar et de Mazarron (Cordillères Bétiques internes. Espagne)". *Thèse Geol. Univ. Paris VI*, 316 págs.
- LEBLANC, D., OLIVIER, PH. (1984).- "Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny". *Tectonophysics*, 101, pp. 345-355.
- 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., OTTÉ, ESTEVOU, P., MONTENAT, C. (1990).- "Le sector D'Archena -Mula. In: Les Basins Néogènes du domaine bétique oriental", *Tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement* (C. Montenat, Ed.), *Doc. Et Trav. IGAL*, 12-13, pp. 287-301.
- LONERGAN, L., 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 PLATT J.P. (1995). "The Maláguide-alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera", *SE Spain. J. Structural Geol.* 17, 12, 1655-1671
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F. CONESA GARCÍA, C. y ALONSO SARRÍA, F. (2002). "Floods: Magnitude and Frequency in Ephemeral Streams of the Spanish Mediterranean Region". *En: Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels* (L. J. BULL & M. J. KIRBY, Eds.). John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England. 329 – 350.
- LÓPEZ-RUIZ, J., RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1980).- "La región volcánica neógena del Sureste de España". *Estudios Geol.*, 36, pp. 5-63.

- LÓPEZ-RUIZ, J., RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1984).-“El volcanismo Neógeno-Cuaternario del Borde Mediterráneo español. En: El Borde Mediterráneo español”. *Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas. Informe Proyecto CAICYT-CSIC*, pp. 115-122.
- MACKLIN, M.G., FULLER, I.C., LEWIN, J., MAAS, G.S., PASSMORE, D.G., ROSE, J., WOODWARD, J.C., BLACK, S., HAMBLIM, R.H.B. y ROWAN, J.S. (2002). “Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean Basin over the last 200 ka and their relationship to climate change”. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1633 – 1641.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., HERNÁNDEZ-HENRILE, J.L.-(1992).-“Fracturación y control tectosedimentario neógeno en el borde sureste de la Cuenca de Lorca”. *Bol. Geol. Minero*, v. 103,nº 6 pp. 3-15.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J. AND HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (2001) “Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity along an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain)”. *Acta Geol. Hisp.*, 36 (3-4), 297-314.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., HERNÁNDEZ ENRILE, J.L., ALFARO, P. AND ESTÉVEZ, A. (2000). “Neotectónica y Tectónica activa en la Cordillera Bética Oriental (sectores de Lorca-Totana y Bajo Segura)”. En: “Itinerarios Geológico por la Provincia de Alicante y limítrofes” (J.C. Cañavereas et al. Eds.), pp.75-88. V Congreso Español de Geología (guidebook), Universidad de Alicante, Alicante (Spain).
- MECO, J. y STEARNS, C.E., (1981). “Emergent littoral deposits in the Eastern Canary Islands”. *Quaternary Resch.*, 15. 199-208.
- MOLIN., 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*.
- 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., THALER, L., VAN COUVERING, J. (1975).-“La fauna de Rongeurs de Librilla. Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal et les datations radiométriques du volcanisme de Barqueros (prov. de Murcia, Espagne méridionale)”. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 281, D, pp. 519-522.
- MONTENAT, C. y ECHALLIER, J.C., (1977). “L’importance des structures organiques du type Microcodium dans la constitution des croûtes calcaires pleistocènes”. *C.R. Acad. SC. Paris*, 285 Serie D. 3-6.
- MONTENAT, CH., OTT D’ESTEVOU, PH. y COPPIER, G., (1990b). “Les bassins neogenes entre Alicante et Cartagena”. *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 313-386.

- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. y DELORT, T. (1991).- "Le basin de Lorca, in C. Montenat (Ed.), Les bassins néogènes du Domaine bétique orientale (Espagne)", *DOC. ET Trav. IGAL, Paris*, 12-13, pp. 261-280.
- MORA, V., RODRÍGUEZ, T., ARAGÓN, R. (1988). "Intrusión marina fósil en el Campo de Cartagena (Murcia)". En: *Tecnología de la intrusión en acuíferos costeros (TIAC'88)*. IGME. Tomo III, 221-236
- 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 semiárido: Cueva del Algarrobo (Mazarrón, Murcia)". *Cuaternario y Geomorfología*, 5. 107-118.
- MUÑOZ BRAVO, J., (1989). "Enseñanza de las avenidas históricas en la Cuenca del Segura. In: Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo". *Inst. Univ. Alicante. Caja Ahorros del Mediterráneo*. 459-467.
- NAVARRO HERVÁS, F., (1992). "El sistema hidrográfico del Guadalentín". *Cuad. Técnicos*, 6. *Consj. Polt. Terr. Obras Pub. y Medio Amb. de la Reg. de Murcia. Murcia*. 256 pp.
- NIETO, F., VELILLA, N., PEACOR, D.R. y ORTEGA HUERTAS, M. (1994). "Regional retrograde alteration of subgreens-chist facies chlorite to smectite". *Contrib. Mineral. Petrol*, 115, pp.143-252.
- OROZCO M., MOLINA J.M., CRESPO-BLANC A. y ALONSO-CHAVES F.M. (1999). "Paleokarst and rauwacke development, mountain uplift and subaerial sliding of tectonic sheets (northern Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, Spain)". *Geol. Mijnbouw* 78, 103-117.
- ORTÍ, F., GARCÍA-VEIGAS, J., ROSELL, I., ROUCHY, J.M., INGLES, M., GIMENO, D., KASPRZYK, A., PLAYÁ, E., (1993).- "Correlaciones litoestratigráficas de las evaporitas messinienses en las cuencas de Lorca y Fortuna (Murcia)". *Geogaceta* 14, pp. 98-101.
- 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. y LAROUZIERE, F.D. (1988).- "Cuencas sedimentarias en regimen transcurrente en la Zona Bética".- *II Cong Geol España Simposios*, pp. 163-172.
- PECCERILLO, A. y TAYLOR, S. R. (1976). "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey". *Contr. Mineral. Petrol*. 58, 63-81.
- PÉREZ RUZAFÁ, A., ARAGÓN, R. (2003). "Implicaciones de la gestión y el uso de las aguas subterráneas en el funcionamiento de la red trófica de una laguna costera". En: *Conflictos entre el desarrollo de las aguas subterráneas y la conservación de los humedales: litoral*

mediterráneo (eds. Fornés, J. M. y Llamas, M. R.). *Fundación Marcelino Botín. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid*, 215-245.

- 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.
- 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.
- 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.
- RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1973).- "Estudio petrogenético del vulcanismo terciario de Cartagena y Mazarrón (SE de España)". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*, 177 págs.
- RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., LILLO, M.J. (1986).- "Los movimientos horizontales y verticales recientes y su incidencia en la geomorfología del litoral comprendida entre las Sierras de las Moreras (Murcia) y la de Almagrera (Almería)". *En: Jorn. de est. Del fenom. Sismico y su inc. En la Ord. ETR. Edit. F. LÓPEZ-BERMÚDEZ, J. B. THORMES*, pp. 339-363.
- RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., MANCHEÑO, M.A., GILLEN-MONDEJAR, F., LÓPEZ-AGUAYO, F., ARANA, R. FERNÁNDEZ-TAPIA, M.T. y SERRANO, F. (1992). "Tectónica y sedimentación neogéna de la cuenca de Lorca (Murcia)". *III Cong. Geol España T, 1* pp. 201-206.
- 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.
- ROUCHY, J.M., TABERNER, C., BLANC-VALLERON, M.M., SPROVIERI, R., RUSSELL, M., PIERRE, C., DI ESTEFANO, E., PUEYO, J.J., CARUSO, A., DINARES-TURELL, J.- GOMIS-COLL, E., WOLF, G.A., CESPUGLIO, G., DITCHFIELD, P., PESTREA, S., COMBOURIEU-NEBOUT, N., SANTISTEBAN, C., GRIMALT, J.O. (1998).- "Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian". - *Sedimentary Geology*, 121 pp.23-55.
- SAGREDO, J. (1972).- "Enclaves peridotíticos encontrados en los afloramientos basálticos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia)". *Estudios geol.*, 28, pp. 119-135.
- SAGREDO, J. (1973).- "Estudio de las inclusiones de rocas ultramáficas con anfíbol que aparecen en los basaltos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia)". *Estudios Geol.* 29, pp.53-62.

- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., DE PEDRO, F. (1945).- "Afloramientos de fortunitas en puebla de Mula (Murcia) " *Not. y Com. I.G.M.E.*, nº 33, pp. 9-24.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., ALMELA, A., FUSTER, J.M. (1951).- "Sobre un volcán de veritas recientemente descubierto en el Mioceno de Barqueros (Murcia)". *Estudios Geol.*, 7, pp. 411-429.
- SÁNCHEZ-VIZCAÍNO V.L., GÓMEZ-PUGNAIRE M.T. Y FERNÁNDEZ-SOLER J.M. (1991). "Petrological features of some alpujarride, mafic igneous bodies from the Sierra de Almagro (Betic Cordilleras, Spain)". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 3-4, 321-335.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990). "Estructura y estratigrafía de la Sierra de los Guájares y sectores próximos (Conjunto Alpujarride, 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 Cordilleres Bétiqes 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.
- 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. AND 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. Wasinghton*.
- SILVA, P.G., GOY, J.L., L., ZAZO, C. (1992a).- "Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama". *Geogaceta*, 12, pp. 7-10.
- SILVA, P.G., HARVEY, A.M., ZAZO, C. y GOY, J.L., (1992b). "Geomorphology, Depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentín Depression (Murcia, SE Spain)". *Z.F. Geomorph.*, 36-3. 661-673.
- SILVA, P.G., GOY, J.L., 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., 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. (2003^a). "Landscape changes due to earthquakes and tectonic uplift in the Iberian Peninsula littoral during the last 20, 000 years". *En: Human records of recent geological evolution in the Mediterranean, CIESM Workshops Monographs*, 24, 93-102. Santorini, Greece.
- SILVA, P.G., GOY, J.L., ZAZO, C. AND BARDAJÍ, T. (2003b). "Fault generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity". *Geomorphology*, 203-226.
- 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.
- TENT-MANCLUS, J.E., ESTÉVEZ, A., MARTÍN-MARTÍN, M. (2000).- "Olistostromas originados por Glaciares de sal al Sur de la Sierra del Cajar (cuenca neógena de Mula, Murcia)". *Geotemas* 1 (2), pp. 273-276.
- TENT-MANCLUS, J.E., MARTÍN-MARTÍN, M., MARTÍN-PÉREZ, J.A. Y SERRANO, F. (2001). "Structural evolution of the early Miocene in the eastern Betic internal-external zone boundary (SE Spain)". *Bull. Soc. Géol. France*, t. 172, n°1, pp. 41-47.
- VENTURELLI, G., CAPEDEI, S., DI BATTISTINI, G., CRAWFORD, A., KOGARKO, L.N., CELESTINI, S. (1984).- "The ultrapotassic rocks from southeastern Spain". *Lithos.*, 17, pp. 37-54.
- VIDAL ABARCA, M.R., MONTES, C., SUÁREZ, M.L. y RAMÍREZ DÍAZ, L., (1987). "Caracterización morfo-métrica de la Cuenca del Río Segura, estudio cuantitativo de las formas de las subcuencas". *Papeles Geograf. Física*, 12. 19-31.
- VITA FINZI, C., (1976). "Diachronism in Old World alluvial sequences". *Nature*, 263 (Nº.5574). 218-219.
- WASSON, R.J., (1974). "Intersection point deposition on alluvial fans: an Australian example". *Geograph. Annaler*, 54A. 83-92.
- WRIGHT, V.P. y ALONSO ZARZA, A.M., (1990). "Pedostratigraphic models for alluvial fan deposits: a tool for interpreting ancient sequences". *Jour. Geol. Soc. London*, 147. 8-10.
- ZAZO, C., GOY, J.L., SOMOZA, L., BARDAJÍ, T., DABRIO, C.J. (1987).- "Recent Quaternary marine levels in Peninsular Spain". *State of knowledge and discussion. Trabajos sobre Neog-Cuaternario C. S: I. C.*, 10, pp. 7-31.
- ZAZO, C., GOY, J.L. (1989).- "Sea level changes in the Iberian Peninsula during the last 200.000 years". In: d. Scoot., P. Pirazzoli., G. Honing, (ed). *Late Quaternary correlations and applications. Kluwer 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.