



Instituto Tecnológico
Geominero de España

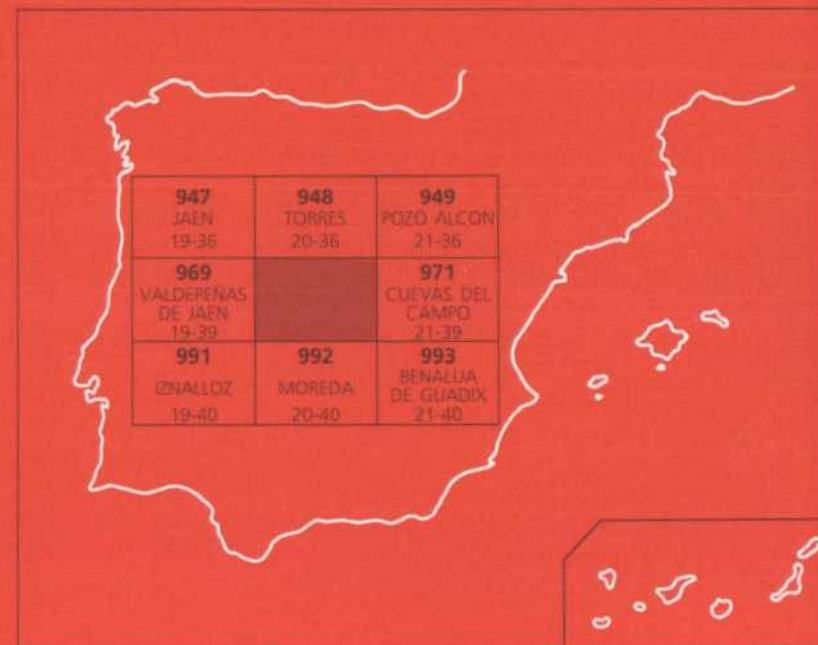
970

20-39

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

Primera edición



HUELMA



Instituto Tecnológico
Geominero de España

El Instituto Tecnológico Geominero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1.270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
Geominero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

HUELMA

Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-10.721-1992
I.S.B.N.: 84-7840-111-3
NIPO: 241-92-011-7
Imprime: Gráficas Topacio, S.A.
c/ Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID

HAN INTERVENIDO:

Cartografía y Redacción de Memoria:	J.A. Díaz de Neira - Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA); A. Enrile Albir - Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA) y F. López Olmedo - Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA)
Sedimentología:	J. González Lastra - Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA) y M. Zamorano Cáceres - Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA)
Micropaleontología:	J. Ramírez del Pozo - Compañía General de Sondeos
Petrología:	A. Díaz de Federico - Universidad de Granada y E. Puga Rodríguez - Universidad de Granada
Geomorfología:	J. Centeno - Universidad de Madrid y P. Fernández - Universidad de Madrid
Dirección y supervisión del ITGE:	P. Ruiz Reig

0. INTRODUCCION

0.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja a escala 1:50.000 de Huelma (970) se encuentra situada entre las provincias de Jaén y Granada, dentro de una serie de alineaciones montañosas de directrices N70 E situadas al sur del valle del Guadalquivir, conocidas con el nombre de Cordilleras Béticas y más concretamente en la comarca de los Montes Orientales.

Su relieve, sin ser excesivamente abrupto, especialmente si se compara con el de algunas sierras próximas (Cazorla, Arana, Mágina), presenta una importante altitud media, no bajando en ningún caso de 750 m) y siendo contados aquéllos en que la cota no alcanza 900 m. Presenta 3 dominios orográficos claramente diferenciables, orientados según la dirección general de la Cordillera.

- Noroccidental (Sector de Huelma), de topografía muy irregular, en la que apenas existe continuidad en las formas, alternando los montes y los barrancos de manera desordenada. En él se encuentra el pico La Laguna, que con 1.484 m presenta la mayor altitud de la Hoja; otras elevaciones dignas de mención son: Cabezo del Moro, Cabezo de Utrera, Cabeza de Montosa y Sierra de Santerga, todas ellas por encima de 1.200 m.
- Suroriental (Sector de Torre Cardela-Pedro Martínez), de relieve mucho más monótono, dando lugar a formas suaves y alomadas, fundamentalmente, si bien mantiene igualmente una notable altitud medida. En el ángulo SW se encuentra el Cerro Mencil que sobresale poderosamente de su entorno, constituyendo un claro elemento de referencia en la zona; dentro de la Hoja, su mayor cota es alcanzada en el Puntal Boquerón (1.372 m), si bien fuera de ella alcanza 1.470 m.
- Central (Sector del Guadahortuna), localizado a ambos lados del río Guadahortuna, representando un claro límite entre los dos dominios anteriores. Se trata de una zona deprimida respecto a ellos, que configura una gran planicie profundamente disectada por la red fluvial, especialmente en el sector oriental.

De entre todos los efímeros cursos fluviales destaca notablemente el río Guadahortuna, que atraviesa la Hoja de W a E, vertiendo sus aguas al Guadiana Menor dentro de la depresión de Guadix-Baza. En torno a él se articula la mayor parte de la red hidrográfica de la Hoja, excepción hecha de los cursos situados al NO y SO de la misma, afluentes del Guadalbullón y Genil, respectivamente, y en última instancia, del Guadalquivir.

La población se halla muy desigualmente repartida, agrupada en pequeños núcleos, de entre los que destaca Huelma, siendo igualmente dignos de mención, Guadahortuna, Montejícar, Torre-Cardela, Pedro Martínez y Alamedilla. La emigración es un fenómeno cada vez más frecuente, siendo numerosos los cortijos deshabitados e incluso abandonados.

La base fundamental de su economía es la agricultura, destacando el cultivo del olivo en el sector NO, lo que da lugar a un paisaje típico en la región; mucha menor importancia tiene la ganadería que se manifiesta por la práctica del pastoreo. En cuanto al desarrollo industrial y turístico, es prácticamente nulo, como consecuencia de una deficiente red de comunicaciones y un clima extremado, de inviernos fríos y veranos calurosos, lo que explica, asimismo, la citada tendencia actual a la emigración, reflejo de un futuro poco prometedor para la región.

0.2. ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Son muy numerosos los trabajos realizados en la región, pero pocos los publicados sobre la zona comprendida dentro de los límites de la Hoja, habiendo sido algunos de ellos de gran utilidad en la elaboración de este trabajo.

De entre todos los estudios llevados a cabo con anterioridad a la década de los sesenta es preciso resaltar los de BLUMENTHAL y FALLOT. El primero (1927) dedica una atención especial al sector situado al O de la transversal de Granada, efectuando una excelente labor cartográfica para su época, así como una importante aportación a la estratigrafía y estructura de la región. FALLOT, por su parte, realiza una gran memoria sobre la Zona Subbética (1945) y sintetiza numerosas ideas sobre la Cordillera (1948).

El principal desarrollo de los conocimientos de la región tuvo lugar durante la década de los sesenta, destacando los trabajos de BUSNARDO (1964) y las tesis doctorales de VERA (1966) y GARCIA-DUEÑAS (1967). BUSNARDO centra su atención en la posición de las distintas unidades estructurales de la transversal Jaén-Granada, mientras que VERA y GARCIA-DUEÑAS realizan las primeras cartografías a escala 1:50.000 y 1:25.000 a la vez que describen diversas series mesozoicas características, lo que permite la reconstrucción paleogeográfica de la región; el primero centró sus estudios en la transversal de Loja, mientras que el segundo hizo lo propio en el sector de la Zona Subbética situado al norte de Granada.

A partir de los años setenta se multiplican los estudios, alternando los de carácter monográfico con los de carácter regional, destacando, de entre todos ellos por su cantidad, los relativos a los aspectos paleontológicos de las series mesozoicas.

COMAS *et al.* (1970) comparan al Cerro Mencil, con otras series subbéticas, GARCIA-DUEÑAS y LINARES (1970) levantan la serie estratigráfica de Alta Coloma cuyas estribaciones más orientales alcanzan los límites de la Hoja, GONZALEZ-DONOSO *et al.* (1971) publican un bosquejo estratigráfico del Jurásico de la Cordillera, mientras que RIVAS (1972) aborda en su tesis doctoral los aspectos estratigráficos y paleontológicos del Lías del sector central de la misma.

Una gran cantidad de datos aportan las tesis doctorales de GARCIA-ROSELL (1972) y SANZ DE GALDEANO (1973) abordando principalmente los problemas estructurales de las transversales Ubeda-Huelma y Jaén-Frailes, respectivamente. De gran utilidad igualmente es la tesis doctoral de MARTINEZ-GALLEGO (1974) en la que se caracteriza micropaleontológicamente el Paleógeno del sector comprendido entre Piñar-Moreda-Pedro Martínez y Alamedilla.

El trabajo más completo, que afecta a la mitad meridional de la Hoja, es la tesis de COMAS (1978), en la que se incide en la Geología de los Montes Orientales, proponiéndose una evolución paleogeográfica entre el Jurásico y el Mioceno inferior en la zona Subbética. Durante 1979, el Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada realiza sendas publicaciones relativas al estudio de las microfacies del Jurásico de las Cordilleras Béticas, así como a la estratigrafía y paleontología del mismo, en los que se sintetizan numerosos trabajos previos.

Sin olvidar otros aspectos, en la década actual se llevan a cabo importantes estudios sobre aspectos petrológicos y relativos a los sedimentos neógenos. PUGA y RUIZ-CRUZ (1980) efectúan una síntesis de los materiales subvolcánicos triásicos (ofitas) y volcánicos jurásicos, llegando a deducir el ambiente geodinámico en el que tuvieron lugar los procesos magmáticos. Por otra parte, GARRIDO-MEGIAS *et al.* (1980) publican un interesante trabajo sobre el Neógeno de la Cordillera.

Durante 1982 aparecen trabajos de carácter general de gran utilidad. Así BAENA y JEREZ realizan un ensayo de reconstrucción paleogeográfica entre la Meseta y la Zona Bética; por su parte, VERA *et al.* llevan a cabo una síntesis de los materiales cretácicos integrada dentro del libro "El Cretácico de España"; por último, RODRIGUEZ FERNANDEZ aborda, en su tesis doctoral, las cuencas neógenas del sector central de la Cordillera.

Más recientemente, SANZ DE GALDEANO (1983) analiza los principales accidentes tectónicos de la región y COMAS *et al.* (1976) inciden en la relación entre paleogeografía y sedimentación con los procesos volcánicos, en el sector de Alamedilla-Alicún de Ortega.

Especialmente interesante resulta la tesis de MARTIN-ALGARRA (1987) en la que se trata sobre la evolución del contacto entre las Zonas Internas y Externas. En ella se realiza una detallada síntesis sobre las unidades existentes en dicho sector, simplificando este autor la compleja nomenclatura existente hasta entonces.

Hay que destacar como de gran utilidad para la realización de este trabajo la Hoja a escala 1:50.000 de Moreda (992) realizada por el IGME dentro del Plan MAGNA. Igualmente, conviene señalar que en la presente memoria se aportan datos obtenidos durante la elaboración de una serie de Hojas próximas, simultáneamente con la presente: Torres (948), Valdepeñas de Jaén (969), Lucena (989), Alcalá la Real (990) e Iznalloz (991).

Por último, la terminología que aparece en esta memoria, relativa a zonas, unidades, formaciones, etc., ha sido previamente definida por diversos autores y es comúnmente aceptada y utilizada en los trabajos regionales, respetándose en este texto el sentido en el que fue definida.

0.3. MARCO GEOLOGICO

La Hoja de Huelma (970) se halla encuadrada en las Cordilleras Béticas y, más concretamente, en el sector central de la Zona Subbética, tal como la estableció FALLOT (1948).

Las Cordilleras Béticas son el extremo occidental de las cordilleras alpinas europeas. Se trata de una zona que, al igual que todo el borde mediterráneo, ha sufrido fenómenos tectónicos de escala continental durante la mayor parte del Mesozoico y Terciario, relacionados con la apertura del Atlántico y tethys, así como con la colisión de las placas europea y africana.

Tradicionalmente, se distinguen dentro de ellas las Zonas Internas y las Zonas Externas, de acuerdo con la concepción clásica del geosinclinal: las Zonas Internas presentan deformaciones profundas que afectan al zócalo, acompañadas de metamorfismo, mientras que las Zonas Externas se caracterizan por una cobertera plegada y despegada al nivel del Triásico, desarrollándose en ellas cabalgamientos y mantos de corrimiento. Aplicando estos conceptos a la región mediterránea, se puede decir que las Zonas Externas se sitúan en los bordes de las placas europea y africana, mientras que las Zonas Internas se ubican en el límite de ambas placas, coincidente en el sector que nos ocupa, con el denominado "bloque de Alborán" (MARTIN-ALGARA, 1987).

El resto de la Cordillera queda configurado por depresiones neógenas de origen diverso: por una parte, la Depresión del Guadalquivir constituye la antifosa que separa el orógeno del margen continental estable, representado por la Meseta, habiendo recibido aportes siliciclásticos originarios de ésta y otros, de carácter olistostrónico, procedentes de aquél; por otro lado, las depresiones intramontañosas son el reflejo de la tectónica postalpina (neotectónica).

La distribución de N a S de estas unidades es la siguiente: Meseta, depresión del Guadalquivir, Zonas Externas y Zonas Internas (Fig. 1).

Las Zonas Externas se encuentran ubicadas sobre un zócalo paleozoico correspondiente a la prolongación de la Meseta; se subdividen a su vez en Zona Prebética y Zona Subbética, de acuerdo con sus características estratigráficas, especialmente durante Jurásico y Cretácico. Por su parte, las Zonas Internas están constituidas por la Zona Bética (Fig. 2).

- La Zona Prebética corresponde a la parte más proximal del margen continental ibérico. Sus afloramientos se extienden desde las cercanías de Martos, a unos 30 Km al O de Jaén, hasta las costas mediterráneas, formando una banda estrecha que aumenta su anchura progresivamente hacia el E, hasta alcanzar 40 Km. Se divide en Prebético Externo e Interno, de acuerdo con las diferentes facies del Cretácico y Paleógeno, aunque con límites variables según el criterio de los diferentes autores y sus zonas de trabajo.
- La zona Subbética está situada al S de la anterior. Sus afloramientos conforman una franja bastante continua desde el Golfo de Cádiz hasta Alicante, cuya anchura disminuye de O a E hasta prácticamente desaparecer. Corresponde a la parte distal del margen continental. GARCIA DUEÑAS (1967) la divide en 3 dominios de acuerdo con sus características paleogeográficas durante el Jurásico, que de N a S son: Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno. Estos dominios sufren igualmente variaciones longitudinales, puestas de manifiesto especialmente en el más meridional, que en el sector oriental de la Cordillera recibe el nombre de Penibético.

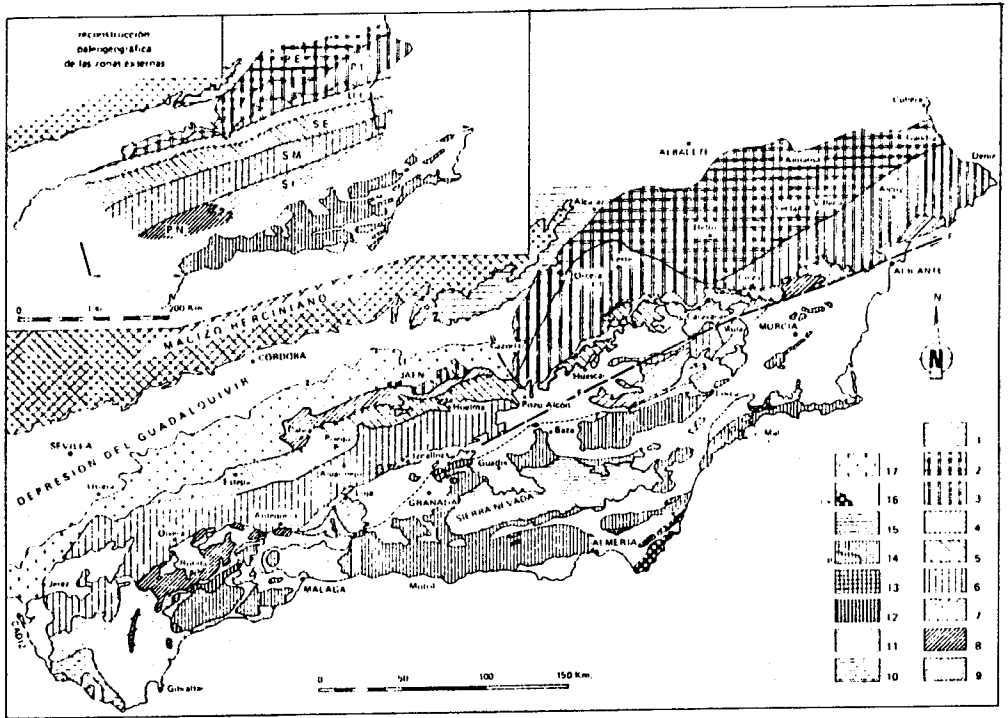


Figura 1.- Esquema geológico de las Cordilleras Béticas (según VERA, et al., 1982), con indicación de la subdivisión en dominios paleogeográficos. Leyenda: 1.- Cobertera tabular del Macizo Herciniano de la Meseta (Triásico y Jurásico). 2.- Prebético externo. 3.- Prebético interno. 4.- Unidades Intermedias (o dominio intermedio). 5.- Subbético externo. 6.- Subbético medio. 7.- Subbético interno. 8.- Penibético. 9.- Subbético ultrainterno, unidades de afinidad dorsaliense y substratos de los flyschs. 10.- Unidades del Campo de Gibraltar inferiores tectónicamente (unidad de Almarchal). 11.- Unidades del Campo de Gibraltar predorsaliense, mauritánicas, masílicas y Numídico. Se incluyen además los materiales terciarios de la Unidad de Mula. 12.- Rondaiides o Dorsal bética. 13.- Maláguide. 14.- Alpujárride (p. peridotitas). 15.- Nevado-Filábride. 16.- Mioceno superior-Plioceno Cuaternario (r.v. Rocas volcánicas). 17.- Unidades alóctonas del Guadalquivir (olistostromas de origen subbético en el seno de los materiales miocénicos). En la reconstrucción paleogeográfica: P.E. Prebético externo. P.I. prebético interno (U.1. Unidades Intermedias. S.E. Subbético externo. S.M. Subbético medio. S.1. Subbético interno. P.N. Penibético.

DIVISION EN DOMINIOS DE LAS CORDILLERAS BETICAS

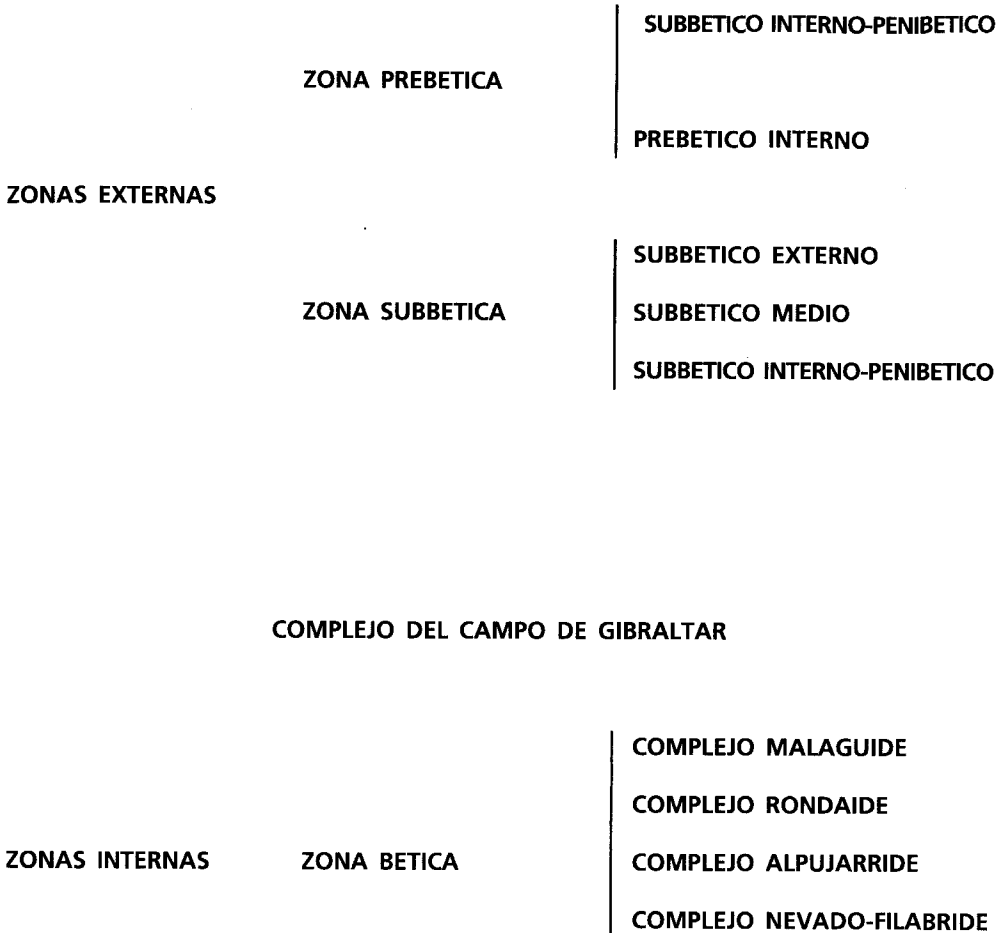


Figura 2

– Las denominadas Unidades Intermedias presentan ciertas características híbridas respecto a los dos conjuntos anteriores, apareciendo sus afloramientos, igualmente, en posición intermedia entre ambos.

- La Zona Bética aflora de forma bastante continua en el borde mediterráneo entre Estepona y el Bajo Segura, extendiéndose tierra adentro en una banda que alcanza 50 Km de ancho en la transversal de Almería. A diferencia de las Zonas Externas, en la Zona Bética afloran extensamente rocas de edad paleozoica, en parte asimilables al zócalo hercínico. No obstante, las litofacies del Triásico sugieren que sus orígenes se localizan en dominios orientales alejados de su posición actual. Tradicionalmente se distinguen en ella 3 complejos superpuestos, de abajo a arriba: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, siendo este último el único que presenta materiales posteriores al Triásico. No obstante, existen unidades estructurales con cobertera posttriásica y posición tectónica dudosa, que algunos autores consideran intermedias entre los nódulos alpujárrides y maláguides y que agrupan bajo la denominación de Complejo Boudaide (PLUMENTHAL, 1927 y MARTIN-ALGARRA, 1987).

Entre la Zona Subbética y la Zona Bética aflora una serie de unidades de forma discontinua, cuya afiliación resulta dudosa. Estas (Dorsal, Predorsal, Zona Media, Unidades del Campo de Gibraltar, etc.) han sido agrupadas por BAENA y JEREZ (1982) bajo la denominación de Zona Circumbética. Sin embargo, más recientemente MARTIN-ALGARRA (1987) realiza un detallado análisis de todas ellas, llegando a la conclusión de que únicamente el Complejo del Campo de Gibraltar corresponde a un dominio intermedio, pudiendo asignarse las restantes unidades a las zonas citadas.

- El Complejo del Campo de Gibraltar puede considerarse, en cierta medida, como el conjunto de unidades tectónicas más internas de las Zonas Externas, al estar constituido por terrenos de cobertera no afectados por metamorfismo. Sin embargo, sus rasgos estratigráficos y paleogeográficos indican su depósito en una cuenca profunda, con características, al menos en parte, de eugeosinclinal y, por tanto, de un dominio que más tarde constituiría las Zonas Internas. Se extiende casi exclusivamente por el sector occidental de la Cordillera.

Dentro de la historia geológica de la Cordillera el primer acontecimiento destacado se registra finales del Lías medio, como consecuencia de importantes procesos de fracturación relacionados con la apertura del Atlántico. Las grandes fallas originadas juegan a partir de este momento un importante papel: en primer lugar, como condicionantes paleogeográficos durante el resto del mesozoico y, posteriormente, como zonas de debilidad aprovechadas por los esfuerzos tectónicos posteriores.

A mediados del Cretácico se produce la rotación de la placa Ibérica, comenzando el desplazamiento de la Zona Bética hacia el O como consecuencia del acercamiento entre las placas europea y africana. Dicho desplazamiento se ve consumado durante el Mioceno inferior, provocando desplazamientos generalizados hacia el NW dentro de las Zonas Externas.

A partir de este momento tienen lugar nuevas fases de deformación manifestadas de diferente forma y con intensidad variable según los sectores. Hasta finales del Mioceno no se considera finalizado el ciclo alpino, en sentido estricto, aunque las deformaciones se mantienen hasta la actualidad, como reflejo de una zona tectónicamente activa, al igual que todo el borde mediterráneo.

A grandes rasgos, la Hoja de Huelma está constituida por tres franjas de orientación claramente bética, ubicadas dentro de los dominios Subbético Externo y Subbético Medio (principalmente este último), no aflorando en ningún caso materiales correspondientes al Subbético Interno.

- En el sector de Torre Cardela-Pedro Martínez (S-SE) aparecen casi exclusivamente sedimentos paleógenos y aquitanienses conformando un extenso sinclinorio; tan sólo el cerro Mencal rompe la monotonía de la zona.
- El sector N-NW es el más variado, existiendo importantes afloramientos de materiales mesozoicos y neógenos, que conforman una zona de gran complejidad estructural. En las inmediaciones de Huelma se producen los únicos asomos de materiales correspondientes al Subbético Externo.
- Por último, El Sector de Guadahortuna ocupa la franja central, situada entre las dos anteriores; está ocupada por sedimentos recientes (Mioceno superior-Cuaternario) que ocultan la historia previa de la zona.

1. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Huelma afloran materiales comprendidos entre el Triásico y el Holoceno, con ausencia de muy pocos pisos. El sustrato, al igual que en el resto de las Zonas Externas, no es visible, si bien la mayoría de los autores consideran que debe corresponder al Paleozoico de la Meseta. Toda la Hoja queda encuadrada dentro de la Zona Subbética.

Las unidades diferenciadas se han separado en dos grandes conjuntos. Por una parte se han agrupado los materiales denominados subbéticos, que presentan una sedimentación prácticamente continua hasta el Burdigaliense, con interrupciones de carácter local, y que han sido depositados mayoritariamente bajo una configuración paleogeográfica de marcadas directrices béticas desde principios del Jurásico.

Por otro lado, las unidades generadas durante el Neógeno y Cuaternario (a partir del Burdigaliense superior) se han individualizado de las anteriores por reflejar una disposición paleogeográfica totalmente distinta, pasando a ser, en ocasiones, de cuencas aisladas. Esta nueva disposición responde a los erectos de la orogenia alpina, cuyas diferentes pulsaciones se manifiestan en forma de marcadas discontinuidades dentro de estos materiales.

1.1. ZONAS SUBBÉTICA

Como ya se ha citado, corresponde a la parte distal del margen continental ibérico, y se caracteriza por presentar sedimentación prácticamente continua entre el Triásico y el Mioceno inferior; no obstante, durante la mayor parte del Jurásico existen notables diferencias sedimentarias, fruto de la subsidencia diferencial que afectó a la Zona Subbética en dicho período. Tales diferencias permiten el establecimiento de tres dominios dentro de ella (GARCIA-DUEÑAS, 1967), que de norte a sur son:

- Subbético Externo. Corresponde a una zona muy poco subsidente adyacente a las Unidades Intermedias, en la que predominan los materiales calizos, adquiriendo gran desarrollo los niveles de condensación.
- Subbético Medio. A él pertenecen las regiones más subsidentes, por lo que alcanza potencias espectaculares respecto a sus dos dominios vecinos. Predominan los materiales margosos, apareciendo como litologías características, radiolaritas y rocas volcánicas submarinas.
- Subbético Interno. Abarca otro sector relativamente poco subsidente en el que afloran exclusivamente materiales calizos.

Esta división no tiene sentido con anterioridad al citado período (Triásico-Jurásico basal), ni con posterioridad a él (Cretácico-Burdigaliense inferior), debido a la uniformidad sedimentaria que afecta a toda la zona durante esos tiempos.

Dentro de la Hoja están representados el Subbético Externo, en el rincón NW, y el Subbético Medio, en el resto. El mejor corte del primero está localizado 1 Km al N del vértice La Laguna, en el límite con la Hoja de Torres (948). Los materiales jurásicos correspondientes al subbético Medio presentan variaciones de E a W, pudiendo observarse buenos cortes en El Peñón, Alamedilla y Montejicar. Respecto a los depósitos cretácicos y paleógenos, en los alrededores de Alamedilla están bien representados y de gran calidad los puntos de observación.

1.1.1. Triásico

Pertencen a él los materiales más antiguos de la Hoja, aflorando únicamente, pero de forma amplia en su mitad septentrional, en la que se localizan diversos cortes aunque muestran aspectos muy parciales debido a su escasa continuidad, resultando prácticamente imposible realizar series estratigráficas que alcancen el centenar de metros, aun cuando en la zona se han estimado potencias mínimas de 700 m.

Está formado por un conjunto en el que predominan las arcillas versicolores con abundantes yesos, encontrándose materiales carbonatados englobados en ellas y, de forma más dispersa, rocas subvolcánicas (ofitas). En el borde norte la litología dominante es de areniscas y arcillas rojas que recuerdan las facies características del sur de la Meseta, en mucha mayor medida que al denominado Triás "germano-andaluz", característico de la Zona Subbética.

Su elevada potencia, junto a su posición estratigráfica y gran plasticidad, son la causa de su importante papel dentro de las deformaciones regionales, ya sea en forma de nivel de despegue de los mantos subbéticos o de manifestaciones halocinéticas; en cualquier caso, su aspecto es caótico, presentando los materiales carbonatados y subvolcánicos una disposición anárquica.

Sus relaciones estructurales respecto a las restantes unidades resulta difícil de establecer en campo, debido a sus condiciones de afloramiento; por ello, algunos contactos se han representado como mecánicos, ya que con frecuencia su disposición no señala claramente cabalgamientos ventanas tectónicas ni discordancias.

Existen, tanto en la Hoja así como en otros puntos de la región, afloramientos de naturaleza dudosa, cuyo aspecto es similar al de los materiales triásicos, por corresponder a removilizaciones y/o resedimentaciones de éstos, y que, por tanto, resultan muy difíciles de separar cartográficamente; estos materiales son tratados en otro epígrafe.

1.1.1.1. Arcillas versicolores, yesos y areniscas rojas (1) (Triásico)

En el sector septentrional afloran bajo forma de areniscas y arcillas rojas con esporádicas intercalaciones de yesos y dolomías estratificadas en bancos, mientras que en el resto, lo hacen como arcillas rojas, verdes y ocreas, entre las que se intercalan yesos, apareciendo en este caso bajo una forma desordenada. Estas diferencias son perfectamente detectables en corte, como

ocurre en la carretera de salida de Huelma hacia Jaén, pero no en campo, por lo que su cartografía se ha realizado conjuntamente. La relación entre ambos conjuntos no es visible, pero se supone por cambio lateral de facies.

Su diferenciación respecto a otras unidades a nivel de afloramientos es sencilla, predominando los tonos rojizos; por otra parte, los terrenos en los que afloran son especialmente pobres, estando prácticamente ausentes los cultivos.

Corresponden a depósitos de tipo *sabkha*, en zonas de clima árido y caluroso. Su edad precisa no es conocida, pero su posición estratigráfica y característica litológicas hacen que esta unidad sea asimilable a la facies Keuper, si bien algunos autores de forma clásica han propuesto la asignación de los tramos arenosos a la facies Buntsandstein (FALLOT, 1972).

1.1.1.2. **Dolomías y calizas tableadas negras (2) (Triásico)**

Con frecuencia aparecen como pequeños cuerpos intercalados en las arcillas de la unidad (1), generalmente por medio de contactos mecanizados. La mayoría de sus afloramientos se sitúan en los entornos del río Salado.

Suelen presentarse en bancos de orden decimétrico, no sobrepasando su potencia visible los 70 m. Su génesis está ligada a un ambiente marino correspondiente a llanuras de mareas y por su similitud, algunos autores las asocian con la facies Muschelkalk.

1.1.1.3. **Rocas subvolcánicas (ofitas) (3)**

Constituyen pequeñas masas englobadas en las arcillas triásicas, con poca representatividad en la Hoja, diseminadas en su cuadrante NO. Se presentan como enclaves intrusivos, de formas redondeadas y lenticulares, con señales de brechificación o alteración en bolos en la mayoría de los casos, no ha estado clara su acción sobre la roca encajante.

En lámina delgada se aprecian texturas porfídicas en las que la matriz más los minerales secundarios constituyen al menos el 70 por ciento de la roca. Los fenocristales son de plagioclasa, clinopiroxeno y, en menor medida, olivino. La plagioclasa es el más abundante, presentándose zonada y siendo sus términos más frecuentes andesina y oligoclasa; habitualmente se encuentra alterada a sericita, clorita, prehnita y epidota. La augita es el clinopiroxeno dominante, con variedades titanadas y egrínicas, observándose ortopiroxeno de forma ocasional; su estado de alteración es muy variable, siendo sus productos más frecuentes anfíbol, clorita, biotita y calcita. Por lo que respecta al olivino, se presenta casi siempre alterado a iddingsita y clorita. Cuando los cristales tabulares de plagioclasa se encuentran rellenos por minerales máficos, la textura es intersertal; en otros casos, los cristales de piroxeno engloban plagioclasas, dando lugar a texturas ofíticas. La matriz tiene composiciones mineralógicas similares, con abundantes productos de alteración. Los análisis modales han señalado andesitas y basaltos como tipos petrológicos más abundantes.

Sobre su edad existe un gran confusiónismo, ya que sus relaciones con las rocas encajantes no proporcionan excesiva información. En el caso de que tuvieran origen común con las rocas volcánicas jurásicas y cretácicas, podría señalarse en principio el Triásico terminal-Lías medio como la edad más probable para su emplazamiento. Sin embargo, medidas radiométricas (VAN DE FLIERT *et al.*, 1980) señalan edades posteriores, comprendidas entre 100 y 113 m. a. (Cretácico inferior). En cualquier caso, no existen por el momento argumentos decisivos que confirmen su edad, pareciendo prioritario señalar las posibles conexiones entre los magmas correspondientes a ofitas triásicas y rocas volcánicas jurásicas a fin de resolver el problema.

1.1.2. **Lías infradomeriense**

De forma totalmente convencional se considera la base del Lías a la parte inferior de los materiales carbonatados situados sobre las arcillas y areniscas triásicas, pese a que no se encuentren en continuidad debido a factores tectónicos.

Se agrupan bajo el término de Lías infradomeriense los materiales depositados en la plataforma carbonatada existente durante el Lías, lógicamente con anterioridad a su ruptura. Este hecho viene marcado de forma heterócrona en la Cordillera, entre el carixiense medio y el Domeriense inferior.

Corresponden a un ciclo desarrollado en un ambiente de plataforma carbonatada de gran extensión, en la que se intercalan episodios de llanuras de mareas, más abundantes durante el carixiense. El conjunto está afectado por una dolomitización posterior, que generalmente alcanza hasta el Sinemuriense, llegando en ocasiones hasta los tramos más superiores.

1.1.2.1. **Dolomías (4) (Lías inferior-medio)**

Sus principales afloramientos se localizan en la Sierra de Santerga, en el pico La Laguna y en las inmediaciones de Montejícar, apareciendo sobre las arcillas, areniscas y yesos de la unidad (1), mediante contactos mecanizados. Su potencia exacta no es conocida debido a sus variaciones locales, pero en cualquier caso debe sobrepasar 250 m (Sector de Montejícar).

Son dolomías de color grisáceo, grano fino y, generalmente, aspecto masivo. Su carácter es secundario y su distribución vertical, irregular. Normalmente, el contacto con las calizas de la unidad superior se sitúa en el Sinemuriense, pero en ocasiones puede alcanzar niveles más altos, pudiendo incluso, darse el caso de que la unidad superior esté totalmente dolomitizada, tal y como ocurre al NO de Huelma. Esta última situación se produce en el contacto entre el Subbético Externo y el Subbético Medio, donde existen importantes fracturas creadas durante la ruptura de la plataforma del Lías inferior-medio, por lo que cabe pensar (MARTIN, 1979), que dichas fracturas favorecieron el ascenso de la dolomitización. No debe descartarse, sin embargo, la posible dolomitización por emersión y mezcla de aguas en el período Carixiense-Domeriense, ni la influencia de fases salinas en la base del Lías.

1.1.2.2. **Calizas tableadas gris-azuladas (5) (Lías inferior-medio)**

Aparecen sobre las dolomías de la unidad inferior (4) a distintos niveles estratigráficos, ya que como se ha citado, la dolomitización es un proceso posterior a la deposición de estos carbonatos. Por ello, su potencia es variable, con oscilaciones notables, superando los 200 m en el extremo SE de la Hoja (Cerro Mencal) y llegando a desaparecer al NO de la misma (sector de Huelma). Sus principales afloramientos se localizan en el citado Cerro Mencal, así como en la Sierra de Santerga, Alta Coloma (cuyas estribaciones más orientales alcanzan los límites de la Hoja) y Cabezo del Moro.

Sus características son bastante constantes, no sólo dentro del área a estudiar sino también en otros sectores del Mediterráneo occidental. Incluyen calizas *wackestones* y *packstones*, así como *grainstones*, oolíticos y pisolíticos como facies más abundantes. También son frecuentes calizas de algas, biomicritas con lituólidos y biomicritas con *Lithiotis* y *Opisoma*. En la parte alta existe un nivel de calizas de crinoides (*grainstones*) de potencia variable, pero que en la Hoja no sobrepasa 10 m. El paso a las unidades suprayacentes se realiza a través de un *hard-ground*.

Presentan escasa fauna de braquiópodos, bivalvos y gasterópodos. Durante el Sinemuriense son abundantes los restos de algas (*Paleodosycladus mediterraneus* PIA, *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINIERI) y foraminíferos (*Orbitopsella praecursor* GUMBEL, *Haurania*, *Lenticulina* sp.). Durante el Carixiense se generaliza la aparición de ammonoideos, entre los que destacan *Gemmellaroceras*, *Tropidoceras*, *Coeloceras* y *Coeledoceras*. El techo de la unidad es heterócrono, oscilando entre el Carixiense medio y el Domeriense inferior.

1.1.3. **Lías superior-Dogger**

Tras la ruptura de la plataforma carbonatada liásica, en la cuenca subbética se individualizan sectores con subsidencia diferencial, lo que da lugar a importantes cambios de facies y notables variaciones en el espesor de las series. Dentro de este período se observa una discontinuidad, generalmente marcada por la presencia de un nivel en facies ammonítico rosso, desarrollado durante el Aalenense-Bajociense. Predominan las litologías calizo-margosas correspondientes a un medio de plataforma interna, en un ambiente de muy baja energía y parcialmente restringido, si bien a partir de la discontinuidad citada, en los dominios del Subbético Externo son característicos los niveles calcáreos, en ocasiones bajo aspecto noduloso.

Los mayores espesores se alcanzan en el Subbético Medio, en el cual se intercalan abundantes materiales volcánicos. El mejor corte se puede observar en Cerro Méndez, entre las localidades de Alamedilla y El Peñón.

Conviene señalar, a nivel de interpretación regional, que la serie localizada al NO de la Hoja (Pico La Laguna) debe corresponder a un dominio paleogeográfico situado entre el Subbético externo y las Unidades Intermedias (RAMIREZ DEL POZO *et al.* 1988). Por otra parte, los afloramientos jurásicos observados 1 Km al N de Huelma se han asimilado a una zona próxima al límite Subbético Medio-Subbético Externo, como se justifica en el apartado siguiente.

1.1.3.1. **Calizas tableadas beigeas (6) (Domeriense-Toarciense)**

Afloran en el sector occidental, en las estribaciones orientales de la sierra de Alta Coloma, donde se apoyan sobre los niveles calizos de la unidad (5), culminada por un *hard-ground*; otros pequeños afloramientos se localizan en el entorno del Puerto de los Gallardos.

Se trata de una sucesión de calizas decolores grises y beigeas agrupadas en bancos de orden decimétrico (en ocasiones alcanzan 1 m), que alternan de forma esporádica con niveles margosos de color ocre. En lámina delgada, pueden clasificarse como intraesparitas con pellets con baja proporción de granos de cuarzo. La cantidad de matriz micrítica es baja, pero ocasionalmente se llega a rocas con composición intermedia entre intraesparita e intramicrita. También pueden encontrarse oolitos. Su espesor medio es próximo a 100 m, aunque se conoce su variación en áreas próximas. Corresponden a un ambiente deposicional de llanuras de mareas típico del sector septentrional del Subbético Medio (GARCIA-HERNANDEZ *et al.*, 1979).

Al N de Huelma existe un afloramiento en el que, sobre las dolomías del Lías inferior se observan materiales similares a los de la presente unidad, que tradicionalmente se han considerado como correspondientes al Subbético Externo. Sin embargo, su similitud con materiales observados en una banda comprendida entre el sector de Frailes (Hoja de Iznalloz, 991) y Alta Coloma, invita a su asociación con el Subbético Medio en sus dominios septentrionales. Por otra parte, su disposición a escala 1:200.000 sugiere que se trata de la continuación de la citada banda, desplazada posteriormente por causas tectónicas.

Su límite inferior está asociado a la fragmentación de la plataforma liásica. En los niveles superiores abundan microfilamentos, espículas, radiolarios y crinoides, correspondientes al Toarciense (*Glomospira* sp, *Ataxophragmidos*, *Lenticulina* sp, *Marginulina* sp, *Nubecularia* sp). Su contenido en ammonites es pobre. De acuerdo con RIVAS *et al.* (1979) la edad de estas calizas estaría comprendida entre el Pliensbachiense superior y los términos inferiores del Toarciense superior.

1.1.3.2. **Calizas margosas, margas y calizas nodulosas rojas (ammonítico rosso) (7) (Domeriense-Bajociense)**

Los materiales comprendidos entre el Domeriense y el Aalenense presentan una gran homogeneidad litológica y variaciones de espesor poco acusadas, en comparación con las de otras áreas de la Zona Subbética. El mejor corte se localiza en cerro Méndez, donde se observa una monótona sucesión de calizas margosas y margas de tonos amarillentos, agrupadas en bancos de 10 a 20 cm. A techo se observa un nivel de 2 a 3 m en facies ammonítico rosso, que puede abarcar distintos pisos según el área.

Su espesor visible en el corte citado es de unos 35 m, mientras que en Alta Coloma la potencia alcanza 60 m. Al S de Montejicar (Anticlinal de Fresneda) su cálculo es más difícil por hallarse intercaladas coladas volcánicas que reflejan el ambiente distensivo de la época.

En el sector NO, la proporción de margas disminuye hacia techo. En él se han determinado *Lenticulina* cf. *münsteri* (ROEN) y *L.* cf. *subalata* (REUSS) correspondientes al Aaleniense. En los niveles más altos de la serie de Alta Coloma se han encontrado *Witchelia laevesiculata* (SOW), *W. adunata* IMLAY, *Zurcheria ubaldi* BUCK, *Otoites contractus* (SOW), *Bradfordia helenae* (RENZ), *B. subplicatella* (VACEK), *B. amblys* BUCK, *Holcophylloceras costiparsum* IMLAY, *H.* cf. *zignodianun* (D'ORB), *Lytoceras* cf. *endosianum* (D'ORB) y *Skirroceras freycineti* (BAYLE) que señalan el Bajociense inferior. Ya que el límite inferior está marcado por el *hard-ground* que culmina el Lías inferior-medio, la edad máxima de esta unidad es Domeriense-Bajociense inferior.

1.1.3.3. **Rocas volcánicas básicas (8) (Toarciense-Senoniense)**

Configuran una banda en el sector central del Subbético Medio, comprendida entre el Embalse de Iznájar y Alicún de Ortega, únicamente interrumpida entre venta Valero (Hoja de Alcalá La Real, 990) y Benalúa de las Villas (Hoja de Iznalloz, 991). Precisamente en la Hoja de Huelma es donde alcanzan una mayor variación temporal y un mayor desarrollo superficial, localizándose buenos afloramientos en las proximidades del Puerto de los Gallardos, Cabeza-Montosa y, especialmente, en los alrededores de Montejícar y Alamedilla.

Suelen presentarse bajo la forma de coladas, con frecuencia superpuestas, que en conjunto pueden alcanzar más de los 100 m de potencia. Su forma más frecuente es la de *pillow-lavas* cuyos tamaños están comprendidos entre 20 cm y 1 m (e incluso mayores) con intersticios rellenos por carbonato algo recristalizado; también se observan hialoclastitas y disyunciones en bolos.

En lámina delgada se observa textura porfídica y, en ocasiones, ofítica e intersertal. Los fenocristales son de plagioclasa, clinopiroxeno y, en menor medida, olivino. La plagioclasa aparece zonada; sus términos más frecuentes son andesina y/o labradorita, pudiendo existir términos más cálcicos. El clinopiroxeno dominante es augita, frecuentemente titanada y, más esporádicamente, egrínica. En cuanto al olivino, es menos abundante y generalmente se encuentra alterado a diddingsita y clorita. La matriz presenta cristales de similar composición mineralógica y vidrio, con intensas transformaciones a minerales arcillosos, así como vesículas rellenas por estos mismos y carbonatos.

La mayoría de las rocas volcánica observadas se han clasificado como basaltos alcalinos y andesitas. No obstante, su bajo grado de cristalinidad ha aconsejado su clasificación normativa; según ésta, los tipos existentes son basaltos alcalinos, basanitas, hawitas y mugearitas, es decir, términos poco diferenciados de tendencias alcalinas.

En cuanto a su edad, en la mayoría de los casos aparecen en concordancia, intercaladas en distintos niveles de la serie estratigráfica. Sus manifestaciones más antiguas dentro de la Hoja se localizan en el Puerto de los Gallardos y en el anticlinal de Fresneda, correspondiendo al Toarciense y las más recientes, en las proximidades de Alamedilla, donde se intercalan claramente Fm. entre las capas rojas del Senoniense. Entre estos dos extremos se encuentran todas las variaciones posibles: en Montejícar se depositan durante el Dogger-Malm, al igual que

en Cabeza-Montosa; en Alamedilla, entre el Malm y el Senoniense; en el Barranco del Puerto, durante el Cretácico inferior, etc.

1.1.3.4. **Calizas margosas y margas (9) (Dogger-Malm)**

Se apoyan sobre la unidad (7), estando separadas de ella por un nivel en facies ammonítico rosso incluido en la unidad inferior. El mejor corte se localiza en cerro Méndez, 3 Km al NE de Alamedilla.

La base está constituida por una alternancia de calizas margosas y margas, en niveles de orden decimétrico, con algunos nódulos de sílex y abundantes *Zoophycus*. Por encima, la serie se hace más compacta, conteniendo gran cantidad de crinoides. Por último, a techo predominan margas silíceas con intercalaciones de calizas con sílex, blancas en la base y rojas en los niveles superiores. El límite superior está marcado por un *hard-ground*. El conjunto alcanza 40 m de potencia.

En el sector de Montejícar están muy poco representadas, encontrándose como intercalaciones en que los materiales volcánicos emitidos durante el Dogger. Afloran con cierta extensión en las inmediaciones del Puerto de los Gallardos, donde sus condiciones de observación son malas como consecuencia de la escasa resistencia a la erosión por parte de estos materiales.

Su edad está comprendida entre el Dogger y Malm (SANDOVAL, 1983) y más concretamente, entre el Bathoniense y el Tithónico, al estar limitada en subbase por el nivel en facies ammonítico rosso de la unidad (7) y a techo por las unidades (16) y (17).

1.1.3.5. **Calizas tableadas y calizas nodulosas (19) (Dogger)**

Se superponen a la unidad (7), únicamente al NO de la Hoja, originando un resalte morfológico que da lugar a cuerdas y *hog-backs*. Su espesor es cercano a los 40 m, en los que se observan dos tramos.

El tramo inferior está constituido por 20 a 30 m de calizas grises, de aspecto tableado, bien estratificadas en capas de 5 a 10 m. Se trata de *mudstones* y *wackestones* bioturbados con microfilamentos, radiolarios, espículas y fragmentos de crinoides. La bioturbación es intensa, observándose *chondrites*.

Un tramo de 15 m de calizas nodulosas blancas y rojas, ocasionalmente con sílex, se dispone sobre el conjunto anterior. Abundan los ammonites, culminando la unidad con un nivel de calizas nodulosas rojas y verdes en facies ammonítico rosso; los ammonites, que aparecen corroídos, pueden ser de gran tamaño. Este nivel, dependiendo del contenido en arcilla, presenta facies calcáreas o fluidales. Al microscopio se presentan como biomicritas arcillosas con microfilamentos, radiolarios, protoglobigerinas, fragmentos de crinoides, embriones de ammonites y *Eotthrix alpina*. Su edad es Dogger.

Lateralmente, sobre el nivel de ammonítico rosso pueden aparecer algunos metros de calizas (biomicritas) laminadas con juntas margosas y nódulos de sílex. Son lumaquelas de filamentos (*Posydonomias*, *Eothrix alpina* LOMB) como las que aparecen en el techo del Dogger de las Unidades Intermedias (Hoja de Torres, 948).

Desde el punto de vista sedimentológico, esta unidad se deposita en una zona de baja tasa de sedimentación, en un sector poco subsidente.

1.1.4. **Malm**

A comienzos de este período se acentúa la división en sectores con subsidencia diferencial, mucho más marcada en el Subbético Medio, en el cual se siguen desarrollando procesos magmáticos, que a su vez condicionan, de forma local, la sedimentación.

Entre el Tithónico y el Berriasiense se inicia la homogeneización de la cuenca subbética. De hecho, las últimas unidades jurásicas del Subbético Medio se asemejan a los niveles de condensación (ammonítico rosso) desarrollados en el Subbético Externo.

Los mejores cortes de conjunto se encuentran en Cerro Méndez entre Alamedilla y El Peñón y en el anticlinal de Fresneda (S. de Montejícar), observándose no obstante entre ambos notables diferencias.

1.1.4.1. **Calizas oolíticas (11) (Malm)**

Afloran abundantemente en el sector central de la Hoja, generalmente sobre materiales volcánicos. Debido a la fácil erosionabilidad de éstos y de las unidades suprayacentes, dan lugar a resalte morfológico. Sus principales manifestaciones están constituidas por el núcleo anticlinal de Cabeza Montosa y el situado al S del cortijo de la Serreta.

El mejor corte está situado 1 Km al S de Montejícar, en la carretera que une esta localidad con Domingo Pérez. Allí se pueden observar algo más de 30 m de calizas oolíticas estratificadas en bancos de orden métrico, que suelen presentar abundantes signos de carstificación. En lámina delgada se han identificado como *grainstones* blancos con oolitos.

Entre la fauna hallada se encuentran *Polygonella incrustata*, *Nautiloculina oolithica*, lituólidos, miliólidos y *Protopenneroplis striata*, que han permitido su asignación al Malm.

1.1.4.2. **Calizas y margas (12) (Malm)**

Afloran únicamente y de forma discontinua en el borde septentrional de la Hoja. Su expresión morfológica es variable, dependiendo de la importancia de los niveles de brechas que coronan el tramo margoso inferior. Su potencia puede sobrepasar 100 m, si bien más hacia el N disminuye notablemente.

La base suele aparecer total o parcialmente cubierta al originar un tramo blando en la topografía. Los afloramientos accesibles muestran una alternancia rítmica de calizas (*mudstones*) grises y margas grises y verdosas. Las primeras son biomicritas con radiolarios, protoglobigerinas y espículas. Contiene *Lenticulina münsteri* (ROEMER), *Ammodiscus tennissimus* (GUMB), *Glandulina*, *Astacolus*, *Glomospira*, etc. Algunos indicios apuntan la posibilidad de que en la base exista un nivel de margas radiolaríticas rojas, aunque las condiciones de afloramiento no han permitido confirmarlo.

Por encima, en la vecina Hoja de Torres (948), aparece un nivel de brechas y megabrechas calcáreas de gran variabilidad. Se observan brechas calcáreas poligénicas, con granoselección positiva, brechas en cuerpos lenticulares con niveles de calcarenitas gravelosas con estratificación cruzada, brechas masivas con escasa matriz, o con imbricación de cantos, olistolitos y bloques o estratos de calcarenitas. Estos contienen *Nautiloculina coolithica* MOLHER, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINIERI), *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN) y *Pseudochrysalidina* sp. El techo de la unidad es erosivo y sobre él se apoyan materiales del Cretácico inferior.

Estas brechas se interpretan como depósitos próximos a un talud submarino y ligadas posiblemente a una reactivación tectónica, mientras que los niveles calcareníticos podrían proceder de la plataforma adyacente. Su edad es Malm, sin que se puedan ofrecer mayores precisiones.

1.1.4.3. **Margas rojas y verdes con radiolarios (radiolaritas) (13) (Malm)**

Constituyen una de las litologías características del Subbético Medio, estando escasamente distribuidas en la Hoja. Su mejor corte se localiza en el anticlinal de Fresneda, a lo largo de la carretera Montejicar-Domingo Pérez. Su reconocimiento en campo resulta sencillo por su escasa resistencia a la erosión, configurando zonas ligeramente deprimidas en contraste con las unidades infra y suprayacentes.

En concordancia con las calizas oolíticas de la unidad (11) se dispone un conjunto de margas y margocalizas verdes y rojas con radiolarios, que en ocasiones pasan a verdaderas radiolaritas. Su espesor, aunque muy variable regionalmente, es próximo a 60 m.

Su origen es tema de debate. Para algunos autores, su depósito tiene lugar por debajo del límite de compensación de la calcita; para otros, es mucho menos profundo. El hallazgo de estructuras debidas a la acción del oleaje, obliga a aceptar la segunda posibilidad.

Por lo que respecta a su edad, es también un problema sin resolución en otras zonas; sin embargo, el hecho de que estén limitadas por unidades integradas en el Malm, (11 y 14) señala claramente su depósito durante este período, al menos en la zona.

1.1.4.4. **Calizas detríticas con sílex (14) (Kimmeridgiense-Tithónico)**

Sus mejores observaciones pueden realizarse en la carretera Guadahortuna-Huelma, a 4 Km de la primera localidad, donde se encuentran formando un núcleo anticlinal, cerca del cerco Santerga.

Son calizas detríticas y bioclásticas con sílex y abundante fauna resedimentada, organizadas en secuencias deposicionales que obedecen a procesos de sedimentación relacionados con tormentas. Por ello, presentan gran variedad de estructuras: *hummocky* propiamente dichas, laminación *wavy* entrecruzada, *ripples* de ola perfectamente visibles y laminación paralela de baja energía, con decantación a techo de carbonatos correspondientes a sedimentación autóctona.

En relación con este tipo de depósito se observan niveles turbidíticos incluso de escala métrica, existiendo una amplia gama de facies, desde capas de tormenta propiamente dichas hasta turbiditas o facies de plataforma. Son muy frecuentes *slumps*, *flute-cast* y brechas intraformacionales, generados tanto por deslizamiento, como por la acción de la ola.

En ocasiones, los niveles basales presentan una transición gradual con las margas radiolaríticas infrayacentes, intercalándose capas de tormenta cada vez más frecuentes y de mayor espesor, hasta pasar en poco espacio a la presente unidad.

Desde el punto de vista litológico, se trata de intrabioesparitas de color gris y aspecto tableado, en bancos de escala decimétrica que alternan niveles calcareníticos, a veces con sílex, con lutitas calcáreas. Su espesor es muy variable, pero por término medio es próximo a 40 m.

El contenido fosilífero es muy abundante; así, se han observado, entre otros: *Nautiloculina oolítica* MOHLER, *Caricospirillina basiliensis* (MOHLER), *Everticyclamina virguliana* KOECHLIN, *Plygonella incrustata* ELLIOT, *Quinquelaculina sp.*, *Labyrenthina mirabilis* WEYNSCH, *Eothrix alpina* LOMB y *Pseudocrysalidina*. Algunos niveles contienen también: *Calpionella alpina*, *Trocholina alpina* LEUPOLD, *Rectocyclamina anabidensis* RAMALHO, *Poliojonella incrustata* ELLIOT, *Glomospira sp.*, *Ammobaculites sp.* y abundantes restos de crinoideos y *Aptychus*.

Se encuadran en un ambiente deposicional correspondiente a depósitos de tormentas generadas en una plataforma somera.

1.1.4.5. **Calizas nodulosas y margas rojas (15). (Kimmeridgiense-Berriasiense)**

Culminando la sedimentación jurásica en la mayor parte de la Hoja, se encuentra la unidad (15), que en algunas zonas supone, en tránsito gradual, el paso al cretácico. No presenta buenos cortes debido a su reducida potencia, en la mayoría de los casos inferior a 10 m, pero sí extensiones de afloramiento cartografiables, al constituir las laderas de varias alineaciones montañosas, a las que confieren tonos rojizos.

Se trata de una alternancia rítmica de margas rojas con radiolarios y calizas nodulosas de color blanco y rosado agrupadas en niveles de orden centimétrico que, en ocasiones, recuerdan a los niveles en facies ammonítico rosso. Se observan nódulos de sílex dispersos, así como intercalaciones de pequeñas capas turbidíticas en las que en ocasiones se reconocen estructuras de tipo *hummocky*.

En la lámina delgada corresponden a biopelmicritas, intramicritas y biomicritas. En muchas ocasiones se observan pequeños niveles de microbrechas con *Aptichus* que, por otra parte, son muy frecuentes a lo largo de la serie.

El contenido faunístico es muy abundante, lo que ha permitido la datación, tanto del techo como del muro. Entre la microfauna que se ha observado cabe citar: Protoglobigerínidos, *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Calpionella alpina* LORENZ y *Crassiocolaria sp.* (COLOM), *Calpionella alpina* LORENZ y *Crassiocolaria sp.* GARCIA-DUEÑAS (1970) y COMAS *et al.* (1978) citan al presencia de *Calpionella elliptica* en estos niveles, lo que implicaría una edad Berriasiense para los tramos altos de la serie. El hecho de no haberla encontrado en las láminas estudiadas no descarta la posibilidad de que en algunos sectores el tránsito a las facies del Neocomiense se lleve a cabo en el Berriasiense, tal como señala TAVERA (1979). De acuerdo con todo ello, la edad máxima posible para esta unidad es Kimmeridgiense-Berriasiense.

El ambiente sedimentario de todo este conjunto corresponde, pues, a una plataforma somera, en general por debajo del nivel de base de ola de tormenta.

1.1.4.6. **Calizas tableadas (16) (Malm)**

En los alrededores de El Peñón (Cerro Méndez) y culminando la serie jurásica aparece una unidad constituida por calizas tableadas rojizas y ocres de menos de 20 m de espesor, que corresponden a biomicritas y esparitas con oolitos que lateralmente y hacia el oeste pudieran pasar a las calizas oolíticas masivas de la unidad (17), intercaladas ya en la serie volcánica, si bien esa gradación no es observable en la zona.

En el sector de Cerro Méndez el contenido en margas rojizas es abundante llegando incluso a recordar los niveles de ammonítico rosso al ser observadas desde lejos. En detalle se observan niveles carbonatados detríticos con laminación paralela y ripples, probablemente de ola. Lateralmente, hacia El Peñón, estas características se pierden y aparecen niveles más carbonatados de color ocre y que progresivamente van aumentando de espesor. Es de destacar en Cerro Méndez la presencia a techo de un importante hard-ground ferruginoso que pone fin a este episodio carbonatado y da paso a una sedimentación de tipo margoso (margas verdes) en esta zona, ya en el Cretácico inferior.

La microfauna aporta edades imprecisas en cuanto a los niveles basales, si bien en la parte alta corresponde al Tithónico. Se han encontrado Miliólidos, Ataxophragmidos, *Nautilocolina oolitica*, *Ammobaculites*, *Eothrix alpina*, *Alveosepta sp.*, *Everticyclammina virguliana*, espículas y radiolarios silíceos. Por lo tanto, se deduce una edad Malm, tanto por su posición estratigráfica como por su contenido paleontológico.

1.1.4.7. **Calizas oolíticas masivas (17) (Tithónico)**

Los afloramientos de esta unidad cartográfica quedan restringidos a la mitad oriental de la hoja. Dan lugar a resalte morfológico en las sierras jurásicas, en forma de crestones, observables en los alrededores de Alamedilla.

Litológicamente se trata de calizas masivas ocreas en alteración y grises en corte fresco, constituidas por elementos bioclásticos, oolitos y pisolitos cuyo espesor, muy variable, puede llegar a alcanzar entre los 20 y 30 m, lateralmente, hacia el Oeste tiende a disminuir. Normalmente aparecen a techo de la serie jurásica e intercalados con coladas volcánicas como ocurre en el Cerro de los Oqueales, al N del valle de Guadahortuna y de El Peñón.

Estos grainstones oolíticos, pisolíticos y bioclásticos contienen *Nautiloculina oolitica*, *Poseudocrysalidina*, *Trocholina alpina* LEUP, *Conocospirillina basiliensis* MOHLER, *Ophthalmidium sp.*, *Atdxopragmidos*, *Protopleneroplis striata* WEYNSCH, *Ammobaculites*, *Cayuxia sp* y *Thaumatoporella parvovesivulifera*, de lo que se deduce una edad Jurásica superior (Malm), probablemente Tithónico, para estos niveles que, aunque intercalados entre materiales volcánicos, parecen terminar el episodio carbonatado del Jurásico.

Desde el punto de vista sedimentológico, su ubicación en el contexto y ambiente deposicional relacionado con la cresta volcánica, señalándose su depósito corresponde a removilizaciones y destrucción de barras oolíticas carbonatadas de áreas de plataforma situadas relativamente próximas.

1.1.5. Cretácico-Eoceno

La incipiente homogeneización de la cuenca subbética, llevada a cabo durante el Tithónico, se ve consumada a principios del Cretácico, lo que conlleva un nuevo cambio paleogeográfico y sedimentológico.

Durante el Cretácico inferior tiene lugar una sedimentación pelágica en la que la presencia de olistostromas y *slumping* sugieren la proximidad de un talud. La velocidad de la sedimentación llega a ser extremadamente lenta entre el Cretácico superior y Eoceno inferior, época en la que predominan las facies de "capas rojas". Es precisamente a lo largo del Cretácico superior cuando cesan las emisiones volcánicas en la Hoja, constituyendo éstas las últimas manifestaciones de los procesos magmáticos desarrollados desde principios del Jurásico en el Subbético Medio, condicionantes de la sedimentación en los sectores circundantes.

A mediados del Cretácico se registra una etapa de inestabilidad, puesta de manifiesto por la presencia de olistostromas y facies turbidíticas, como reflejo de la actividad halocinética de los materiales triásicos en un ambiente anóxico.

1.1.5.1. **Margas y margocalizas blancas (18) (Berriasiense-Cenomaniense)**

Sus principales afloramientos se localizan al SO de Cabeza-Montosa, N de Huelma y sectores de Montejicar y El Peñón; los mejores cortes pueden observarse en estos dos últimos sectores.

En los afloramientos de El Peñón, el tramo inferior de la serie es predominantemente margoarcilloso, intercalándose frecuentes capas de margocaliza hemipelágica, turbiditas finas en

facies D₂ y D₃ y algunas capas turbidíticas gruesas en facies C₂. Son frecuentes las cicatrices de *slump*, así como pequeñas fallas sinsedimentarias, fosilizadas tanto por capas de hemipelagita, como de turbiditas. La granulometría gruesa de éstas, junto a su carácter canaliforme y la abundancia de marcas de corriente, sugiere que se han depositado en zonas relativamente proximales a partir de corrientes de turbidez de considerable turbulencia.

En la parte superior de la serie aflorante, se intercalan varios niveles de conglomerados poligénicos de geometría canaliforme, muy irregular (en ocasiones fuertemente deformada por carga). Presentan una textura de tipo *clast supported*, aunque los cantos se encuentran envueltos por matriz margo-arcillosa, lo que sugiere un mecanismo de transporte de tipo *debris flow*, relativamente denso y lento. El tamaño medio de los cantos oscila entre 10 y 30 cm de diámetro, con un máximo del orden de 1 m, si bien se observan bloques de hasta 110 x 300 cm. En cuanto a su litología, predominan los cantos de calizas, areniscas y rocas volcánicas.

El conjunto constituye una serie rítmica con niveles de orden decimétrico, de margas y margocalizas, de tonos blancos y amarillentos por alteración y grises en corte fresco, en los que pueden observarse *slumping* y *debris flow* de forma esporádica. Al N de la Hoja, en los alrededores del cortijo Morrón, este tránsito se realiza mediante un nivel de 5 m en facies ammonítico rosso cuya microfauna denuncia una edad Cenomaniense.

Su potencia total, muy variable y difícilmente calculable debido a su elevada deformación puede sobrepasar 400 m. Sus afloramientos dan lugar a relieves suaves, en ocasiones cultivados y en los que las condiciones de observación son deficientes. Su morfología y color hacen que en campo sean fácilmente confundibles con varias de las unidades diferenciadas, especialmente con los materiales paleógenos y miocenos.

Sus características señalan un ambiente pelágico próximo al talud, pudiendo corresponder los conglomerados superiores al relleno de cañones submarinos (puesto que existe erosión subacuática de rocas previamente consolidadas). La entrada de terrígenos tan groseros en la cuenca evidencia, posiblemente, la existencia de una importante discontinuidad sedimentaria en las áreas de plataforma puesta de manifiesto para la reactivación de algunas fallas. A nivel regional, esta unidad supone la uniformización de la cuenca subbética tras la compartimentación jurásica.

Los fósiles más frecuentes son ammonites, belemmites y *Aptichus* y como microfósiles, nannoconus y radiolarios. Entre los ammonites destacan los géneros *Neocomites*, *Neolisoceras*, *Olcostephanus*, *Subastieria*, *Simbirkites*, *Killionella*, *Lytioceras* y *Phylloceras* que denuncian una edad Neocomiense. Dado que el tránsito entre esta unidad y la infrayacente (15) es con frecuencia gradual y su techo ha sido considerado Tithónico-Berriasiense, parece lógico asignar al Berriasiense la base de la unidad. Por otra parte, la presencia de *Rotalipora cushmani* MORROW y *Rotalipora deeckeii* FRANKE señalan el Cenomaniense como límite superior.

En el sector NO de la Hoja, estos materiales se apoyan en aparente concordancia sobre la unidad (12). Sin embargo, no se ha encontrado fauna correspondiente al Neocomiense, lo que señala su carácter discordante en ese área.

1.1.5.2. **Arcillas verdes. Fm "Fardes" (19) (Albiense-Santoniense)**

Bajo esta unidad se agrupa una serie de litologías de diversa naturaleza y coloración, de entre las que destacan los términos correspondientes a arcillas verdes. Afloran ampliamente en los alrededores de Alamedilla y en el sector Sierra de Santerga-Montejícar, pero dada su naturaleza no existen buenos cortes, si bien las mejores observaciones pueden realizarse en la primera zona citada.

Predominan los términos arcillosos de colores verde (especialmente), negro y rojo, entre los que se intercalan niveles turbidíticos y olistostrónicos. Fueron definidas por COMAS (1978) como Formación "Fardes" en el valle de este río. Su potencia, que sufre variaciones notables, siendo muy difícil de calcular, puede alcanzar 400 m.

Su ambiente sedimentario ha sido interpretado como hemipelágico, en el que la presencia de niveles turbidíticos y olistostrónicos señalan la proximidad del talud. La existencia de pistas y materia orgánica indica una circulación de agua, probablemente restringida, pudiendo prevalecer condiciones reductoras. Por otra parte, el hallazgo de huellas de bioturbación parece limitar las condiciones de anoxia presumibles en dicho ambiente y que podrían enmarcarse dentro de los eventos anóxicos del Cretácico, registrados en los márgenes continentales del Tethys (JENKINS, 1980).

Hacia la base se ha reconocido *Biticinella breguiensis* (GAND), *Hedbergella trochoidea* (GAND), *Hedbergella planispira* (TAPP), *Ticinella roberti* (GAND), *Hedbergella troncoidea* (GAND) y *Hedbergella delfidensis* (GARS) que señalan el Albiense superior como edad de la misma. De igual forma, la presencia en los niveles más altos de *Dicarinella schennegansi*, *D. concavata* y *D. concavatacarinata* indica que el techo de la unidad pertenece al Santoniense.

1.1.5.3. **Margas y margocalizas rojas. Fm "Capas rojas" (20) Senoniense-Eoceno inferior)**

Constituyen una unidad litoestratigráfica característica, no sólo de las Cordilleras Béticas, sino también de otros dominios alpinos mediterráneos. Afloran con gran extensión en el sector Montejícar-Sierra de Santerga y en los alrededores de Alamedilla, donde se localizan los mejores cortes.

En el Barranco de los valencianos, situado al S de Alamedilla, sobre las arcillas verdes correspondientes a la FM "Fardes" se apoyan 290 de margas y margocalizas entre las que se pueden diferenciar varios tramos según la proporción de unas y otras. Se trata de una alternancia monótona de margocalizas de grano fino (biomicritas) de orden centí y decimétrico, y margas, en las que localmente pueden observarse espectaculares *slumpings*.

Su nombre es alusivo a su color rosado o asalmonado dominante, aunque su uso como formación se basa en sus características de facies y no únicamente de color; bajo este nombre

se incluyen a veces también los materiales blancos que con frecuencia se asocian a los de color rosado. Estos materiales blancos son más frecuentes hacia el N, llegando a constituir la totalidad del afloramiento en zonas próximas (Hoja de Torres, 948), en cuyo caso se consideran correspondientes a la Formación "Quipar-Jorquera"; por tanto, el tránsito entre ésta y la Formación "Capas rojas" debe tener lugar entre la citada Hoja y la presente.

La base de la unidad se apoya, en aparente concordancia, bien sobre las margas y margocalizas de la unidad (18), o sobre la FM "Fardes" y, en ocasiones, sobre materiales volcánicos. No obstante, algunos autores han señalado con anterioridad su carácter discordante en algunas zonas; este hecho es difícilmente observable en campo, debido a la naturaleza de los materiales implicados, pero parece estar apoyado por la ausencia de fauna turoniense, por la existencia de períodos de inestabilidad a mediados del Cretácico y por la situación de esta unidad sobre materiales jurásicos en sectores próximos (Cerro Mencil). Pese a todo, la ausencia de pruebas concluyentes en la Hoja, ha aconsejado mantener su carácter concordante en la cartografía.

Digno de mención es el hallazgo de niveles volcánicos claramente interstratificados en materiales de edad Senoniense en los alrededores de Alamedilla, lo que demuestra que la actividad magmática desarrollada a partir del Lías en la zona Subbética se prolongó hasta el Cretácico superior y no sólo hasta el inferior, como estudios recientes hasta ahora señalaban.

En cuanto al techo de la unidad, en algunas zonas se observa que el paso a los materiales suprayacentes tiene lugar de forma gradual, mediante la intercalación de niveles de arenisca ocres entre las margas rojas y grises. Este hecho se puede constatar en varios puntos del cuadrante SE, como por ejemplo en la carretera Alamedilla-Pedro Martínez, en las proximidades de aquella localidad.

En los niveles inferiores se ha reconocido la zona de *Dicarinella concavata* que señala el Santoniense, si bien algunos autores han señalado la presencia del Coniaciense en determinadas áreas. La asociación faunística hallada a techo indica la zona de *Globorotalia caucásica*, perteneciente al Eoceno inferior, si bien se sabe que, dentro de la región su tránsito a la unidad superior puede tener lugar a partir del límite Senoniense-Paleoceno (MARTINEZ GALLEGO, 1974).

Su ambiente deposicional está relacionado con un medio marino pelágico de muy baja velocidad de sedimentación, que, a partir del Paleoceno, comienzan a intercalarse aparatos turbidíticos.

1.1.6. Paleógeno-Mioceno inferior

El Paleógeno comienza con las mismas facies que el Senoniense. Es en el Eoceno cuando se observa la presencia de niveles turbidíticos, que alcanzan su máximo desarrollo durante el Oligoceno. Durante el Aquitaniense-Burdigaliense inferior predominan las facies calcareníticas y margosas, últimos depósitos previos a la estructuración de la zona Subbética, correspondientes a un ambiente marino próximo a la costa.

Dentro de la Hoja se han reconocido depósitos de aspecto similar a los triásicos por proceder de resedimentaciones y/o removilizaciones de éstos, pero su dificultad para separarlos, unida a las reducidas dimensiones de sus afloramientos han impedido un estudio detallado de los mismos. En áreas próximas han sido asignados al Oligoceno superior-Aquitaniense (Hoja de Torres, 948); estas manifestaciones, así como la disposición de los afloramientos triásicos, suponen que durante esta época y con carácter local, tuvieron lugar extrusiones triásicas, rápidamente afectadas por procesos erosivos; probablemente episodios similares pudieron desarrollarse posteriormente en diversos sectores.

1.1.6.1. **Margas blancas con niveles de areniscas ocreas (21). Calcarenitas, areniscas bioclásticas y margas (22) (Eoceno medio-Aquitaniense)**

Afloran con gran extensión en el sector Pedro Martínez-Alamedilla-Domingo Pérez y, de forma mucho más aislada, en la mitad septentrional de la Hoja. Se trata de una serie turbidítica con notables diferencias y significado paleoambiental, tanto del N a S, como de E u O.

El tránsito de las "Capas rojas" a la unidad (21) se realiza de forma gradual en algunos sectores (S de la Hoja, alrededores de Alamedilla), en otras áreas su relación es aparentemente concordante, pero sin embargo se han detectado discontinuidades puestas de manifiesto por la micropaleontología, como ocurre en el Alto de los Barqueros, donde la base de la unidad (21) se sitúa en el Eoceno superior, faltando, por tanto, el Eoceno medio; por último, al N, su carácter es claramente discordante, apoyándose indistintamente sobre cualquier unidad previa y estando ausente una buena parte de la serie paleógena.

El conjunto es una alternancia de margas, areniscas bioclásticas y calcarenitas, habiéndose diferenciado las unidades (21) y (22) por la distinta proporción de estas litologías. Así, en la (22) predominan las areniscas bioclásticas y calcarenitas, lo que da lugar a resalte morfológico en contraste con los tramos margosos, fácilmente erosionables. Debido a la meteorización y a la escasez de relieves pronunciados, los afloramientos ofrecen un paisaje alomado en el que resaltan las capas más resistentes. La potencia conjunta, difícilmente calculable por los frecuentes pliegues que afectan a estos materiales, y que pueden sobrepasar 500 m.

Los niveles calcareníticos y areniscos están constituidos por foraminíferos bentónicos, generalmente resedimentados. En ellos se ha reconocido *Operculina*, *Nummulites*, *Discocyclusina*, *Asterodiscus*, *Heterostegina*, *Amphistegina*, *Nephrolepidina*, Textuláridos, Biozoos y Lamelibránquios. También se ha observado glauconita y granos de cuarzo.

La proporción de los niveles duros es variable, tanto en el tiempo como en el espacio, si bien predominan durante el Oligoceno, al N de Torre Cardela. Pueden seguirse con frecuencia a lo largo de varios kilómetros; sin embargo las similitudes litológicas y de facies, las variaciones de potencias, la ausencia de niveles guía apropiados y las intensas resedimentaciones dificultan considerablemente las correlaciones entre los distintos cortes.

Hacia el SE, en el Barranco de la Rambla Seca, la serie turbidítica se inicia con una alternancia de niveles gruesos (hasta 1-2 m) y finos, generalmente muy bioclásticos. Las capas gruesas se

inician con un intervalo basal constituido por una masa de bioclastos envueltos por matriz arcillosa, que contienen cantos blandos de dimensiones variables, lo que sugiere un mecanismo de transporte-deposición de tipo colada fangosa (*sandy mudflow*) que ha viajado con relativa rapidez.

En poco espacio, pero de forma gradual, se pasa al intervalo granoclasificado que constituye la base de la turbidita propiamente dicha, por lo que la colada de barro y la capa turbidítica corresponden al mismo evento, lo que implica la existencia de pendientes relativamente acusadas.

Sobre el intervalo gradado se apoya el de laminación paralela, que suele ser de consolidación (escape de agua por planos horizontales), asociado a deformaciones hidroplásticas de las láminas. Raramente se ven capas con el intervalo de *ripples* o laminación paralela, lo que refleja, igualmente, una rápida deposición.

La abundancia de lutitas, junto a la ausencia de ciclicidad, por un lado, unidas al carácter relativamente proximal de las capas turbidíticas, permiten interpretarlas como depósitos cercanos a un talud relativamente pendiente, cuyo origen se asocia a la erosión de áreas de plataforma.

Las paleocorrientes medidas muestran una dispersión que oscila entre 80y 110, señalando su procedencia desde el O. Estas direcciones concuerdan con la existencia de facies turbidíticas de plataforma externa (temperstitas) en las proximidades de Limones (Hoja de Iznalloz, 991) y Villalobos (Hoja de Alcalá La Real, 990), así como con la presencia de áreas con una importante acumulación de depósitos olistostrómicos como en las proximidades de Montefrío (Hoja de Alcalá La Real, 990), interpretadas allí como facies de relleno de cañón submarino.

En la región de Alamedilla la serie es mucho más margosa e intercala depósitos de *debris flow* con bloques de capas rojas y rocas volcánicas. Esto implica no sólo la existencia de una zona de talud al N, sino también la de una erosión subacuática de las "capas rojas", lo que sugiere la presencia de una discontinuidad sedimentaria en zonas relativamente próximas.

Hacia el N de la Hoja, se reduce considerablemente la potencia de la serie, a la vez que adquiere características propias de tempestitas de plataforma externa.

Este conjunto de datos, junto por los expuestos por COMAS *et al.* en la Hoja de Moreda (992) señalan la existencia de un surco turbidítico de dirección N70 E, en el sector central de la Zona Subbética, rodeado por áreas de plataforma externa y en el que la dirección principal de los aportes señala hacia el E. Es posible que el cañón principal que nutre el sistema se sitúa en la región de Montefrío, si bien los taludes meridional y septentrional proporcionan, igualmente, abundante material olistostrónico, especialmente el del S. No obstante, la desconexión existente entre los afloramientos paleógenos de la zona Subbética no permite establecer una clara paleogeografía, aunque parece una hipótesis bien fundamentada.

Su límite inferior está marcado por la Formación "Capas rojas" que alcanzan el Eoceno inferior, aunque en sectores próximos no llegan a niveles tan altos. La ausencia casi generalizada de fauna correspondiente al Eoceno superior parece indicar la existencia de una discontinuidad durante dicho período; en las contadas ocasiones en que una muestra ha señalado dicha edad, la abundancia de fauna acumulada sugiere que se trate de niveles de concentración que podrían confirmar dicha discontinuidad.

En los niveles altos se ha encontrado *Cibicides* cf. *Subtenuissimus* (NUTTALL), *Cibicides mexicanus* NUTT, *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *G. Binaiensis* KOCH, *G. cf. Angusturalis* BOLLI, *Catapsydrax dissimilis* (CUSHM/BERMUDEZ), *Globorotalia obesa* BOLLI, *Globorotalia mayeri* (CUSHM/PONTON) y *Catapsydrax unicavus* BOLLI, que señalan una edad Aquitaniense como límite superior del conjunto.

1.1.6.2. **Margas blancas (23) (Oligoceno superior-Burdigaliense inferior)**

Junto con la unidad (24) culminan la sedimentación subbética propiamente dicha, previamente al emplazamiento de los mantos en la región. Su fácil erosionabilidad condicional a ausencia de buenos cortes y da lugar a zonas de relieve suave y tonos blancos. Su potencia aproximada es de 100 m.

Aparecen estos materiales preservados de la erosión generalmente bajo forma sinclinal o de sinclinariol, como puede observarse en varios puntos: Rambla Seca, S. de Torre-Cardela, cerros Altero y Bajero, Rambla de Charcones, carretera Huelma-Montejicar y Barranco de la Solana.

Hacia el N se intercalan con las calcarenitas de la unidad (24) con espesores de orden decamétrico; en ocasiones cobijan niveles de calizas coralinas (*boundstones*) discontinuos. Corresponden a una plataforma abierta, situada cerca del litoral como indica su relación con la unidad (24). En este ambiente de baja energía se realizaba la construcción de los patches arrecifales intercalados en la unidad.

Entre la fauna hallada se encuentran *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *G. Rohri* BOLLI, *Catapsydrax dissimilis* (CUSHM/BERMUDEZ) que señalan el Oligoceno superior como límite inferior de la unidad y *Cibicides lobatulus* (WALK/JAC), *Globigerina woodi* JENKINS, *G. cf. tripartita* KOCH, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. inmatrus* LE ROY, *Globorotalia mayeri* (CUSHM/PONTON), *G. obesa* BOLLI y *Globoquadrina altispira* (CUSHM/JARVIS), asignados al Burdigaliense inferior. La edad conjunta es, pues, Oligoceno superior-Burdigaliense inferior.

1.1.6.3. **Calcarenitas (24) (Aquitaniense-Burdigaliense inferior)**

Afloran en relación con la unidad anterior y en forma de pequeños retazos aislados al N, apoyándose de forma discordante sobre varias de las unidades anteriores. Son calcarenitas y calizas biocásticas de tonos grises y, localmente, muy bioturbadas, con algas, granos de cuarzo y, en ocasiones, restos de ostreidos. Se presentan masivamente o en bancos de 1 a 2 m. Su potencia puede sobrepasar 100 m.

Se intercalan con las margas de la unidad (23), presentando una continuidad lateral muy variable. En algunos puntos parecen tener un carácter discordante sobre las unidades infrayacentes.

Sus afloramientos no permiten observaciones de detalle pero en zonas próximas se han observado estratificaciones cruzadas de gran ángulo, por lo que se interpretan como barras litorales progradantes sobre las áreas de menor energía.

Litologías similares a las descritas pueden encontrarse en el sector Torre Cardela-El Navazuelo, que han suministrado fauna del Oligoceno superior, si bien MARTINEZ-GALLEGO (1974) señala que llegan hasta el Aquitaniense. Sin embargo, la falta de una total certeza sobre sus equivalencias con la presente unidad y la dificultad para separarlas de la unidad (22) aconsejan que se incluyan en ésta.

1.2. NEOGENO Y CUATERNARIO

Se han agrupado en este apartado todas aquellas unidades depositadas a partir de la estructuración principal de la Zona Subbética, acaecida durante el Burdigaliense. Desde este momento, la configuración paleogeográfica varía de tal forma que la cuenca subbética se transforma en una serie de cuencas de compleja distribución a veces desconectadas entre sí.

A lo largo del Burdigaliense superior-Langhiense inferior tiene lugar una etapa erosiva en la que se produce el dismantelamiento de los relieves recién creados. Posteriormente, se carece de registro sedimentario. Es a finales del Serravalliense, cuando se detecta el último episodio transgresivo en la región, prolongado durante el Tortoniense, al final del cual el mar se retira, estableciéndose en el Tuoliense superior un régimen continental que perdura hasta la actualidad.

1.2.1. Burdigaliense superior-Langhiense inferior

Se engloban en este ciclo los materiales relacionados con la erosión de los relieves creados durante la fase Burdigaliense generalizada en la zona Subbética y la sedimentación marina acaecida durante estos tiempos. Se encuentran representados en el cuadrante NO y corresponden a la unidad 2 de RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1982) y a la UTS Ne-2 de GARRIDO-MEGIAS *et al.* (1983).

1.2.1.1. Conglomerados y calcarenitas (25) (*Burdigaliense superior-Langhiense inferior*)

Afloran a favor de estructuras sinclinales en el sector NO y más concretamente al N del Barranco de la Solana, N del cortijo de la Yedra y S de Huelma, donde alcanzan su mayor extensión.

Los conglomerados son redondeados, poligénicos y presentan una marcada heterometría, oscilando entre el tamaño bloque a veces y el microconglomerado. Su naturaleza dominante es carbonatada, por provenir de los materiales mesozoicos aflorantes en zonas próximas. Se agrupan en bancos de orden métrico, si bien en ocasiones su estratificación no es clara, adquiriendo el conjunto un aspecto masivo. Se encuentran interestratificados con calcarenitas de grano muy fino a muy grueso, de composición similar a la de los conglomerados y cemento carbonatado. Localmente, se observan abundantes señales de bioturbación.

Se encuentran en relación con las margas de la unidad (26), con las que forman secuencias negativas de orden métrico a decimétrico. En algunos puntos se observan evidencias de retoques por el oleaje. Se interpretan como secuencias de progradación de un abanico deltaico (*fan-delta*) sobre depósitos marinos de menor energía. Sobre éstos, se instalan secuencias de facies arenosas de *offshore* y *shoreface* solapadas progresivamente por facies arenoso-conglomeráticas de *foreshore* y, finalmente, por las facies conglomeráticas del propio núcleo aluvial.

Su génesis está ligada en parte a la erosión de los importantes relieves creados durante la fase Burdigaliense. La distribución de las facies conglomeráticas sugiere aportes hacia el S-SE donde predominan los términos más arenosos, así como las margas de la unidad (26).

Su datación micropaleontológica resulta difícil dada su naturaleza, y no presentar fauna característica pero el hecho de encontrarse en relación con las margas de la unidad (26) y correlacionarse con otros materiales de la región (Fm. "Moreda" y Fm "Alcalá La Real) hace que se asignen al Burdigaliense superior-Langhiense inferior.

1.2.1.2. **Margas (26) (Burdigaliense superior-Langhiense inferior)**

La presente unidad está constituida por un conjunto de margas blancas y ocres con frecuentes intercalaciones arenosas como las de la unidad (25), pero sin entidad para ser separadas cartográficamente. El espesor de los niveles margosos oscila entre deci y decamétrico. Sus afloramientos son comunes a los de la unidad anterior, excepto el localizado al O del puerto de Los Gallardos.

Están ligadas a ambientes marinos someros de baja energía, coexistentes con los episodios de abanicos deltaicos. La potencia conjunta de las unidades (25) y (26) se aproxima a 400 m.

Entre la fauna hallada se ha observado *Globorotalia acrostoma* WEZEL, *G. mayeri* CUSHM/ELLISOR, *G. obesa* BOLLI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. subdratus* BRONN y *Globoquadrina altispira* (CHAPM, PARR, COLLINS) que permiten enmarcar esta unidad en el Burdigaliense superior-Langhiense inferior.

1.2.2. **Serravalliense superior-Tortonense**

Tras un período sin registro sedimentario, comprendido entre el Langhiense superior y el serravalliense inferior, tiene lugar el último período transgresivo en la zona Subbética. Equivale

a las unidades 4 y 5 de RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1982) y a las UTS Ne-3 y Ne-4 de GARRIDO-MEGIAS *et al.* (1983).

1.2.2.1. **Margas blancas (27) (Serravaliense superior-Tortonense)**

Afloran discordantemente, preservadas de la erosión estructuradas en sinclinales o bajo los depósitos pliocenos. Sus principales manifestaciones se localizan entre Alta Coloma y el Cabezo de Utrera, en los alrededores de Huelma, Cerro Canteras y Rambla de Ciruelos.

Dada su naturaleza litológica no presentan buenos cortes. Son margas de tonalidades blanquecinas, en ocasiones con laminación tenue e intercalaciones de areniscas bioclásticas; éstas son los únicos indicadores de su estructura. Su potencia puede sobrepasarlos 100 m. Corresponden a un ambiente marino de baja energía, probablemente de *off shore*.

Los levigados efectuados han señalado la presencia de *Cibicides mexicanus* NUTT, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides obliquas* BOLLI, *Globoquadrina altispira* (CUSHM/JARVIS), *Globorotalia mayeri* CUSHM, *Globorotalia obesa* BOLLI, *Globorotalia praemenardi* CUSHM/STAINF, *Globigerina cf. falconensis* BLOW *Globorotalia menardi* (D'ORB), *Orbulina universoni* D'ORB, *Orbulina suturalis* BRONN y *Cibicides praecinctus* (KARRER) entre otros, por lo que su edad corresponde al Serravaliense superior-Tortonense.

1.2.2.2. **Areniscas bioclásticas (28>) (Tortonense)**

Aparecen como intercalaciones entre las margas de la unidad anterior, o bien, culminándolas. Su principal afloramiento se sitúa en Cerro canteras, si bien también existen buenos cortes en el valle del río Guadahortuna cerca de la estación del ferrocarril y en el borde oriental de la hoja entre las margas blancas de la unidad anterior.

Son areniscas bioclásticas y conglomerados de color amarillento, con esporádicos niveles margosos. Los bancos detríticos están compuestos por fragmentos de briozoos, lamelibranquios, algas rojas, foraminíferos planctónicos y bentónicos, balanus y gasterópodos.

Se interpretan como barras costeras relacionadas con corrientes de deriva litoral, representantes del último episodio regresivo en la región.

Su posición estratigráfica, en relación con las margas de la unidad (27) y bajo los depósitos continentales de Turolense superior, hace que se asignen al Tortonense, apareciendo con mayor frecuencia a finales de éste, e incluso pudiendo llegar, según denuncian algunas muestras estudiadas durante la ejecución de este trabajo, al Messiniense.

1.2.3. **Turolense superior-Plioceno**

A finales del Tortonense, y tras la retirada de las aguas marinas el Dominio Subbético se ve afectado por una tectónica distensiva que da lugar a la creación de una serie de cubetas y

depresiones intramontañas delimitadas, generalmente, por importantes accidentes estructurales.

Esta fase distensiva en las Cordilleras Béticas, coincide con una etapa generalizada de formación de grabens en todo el dominio ibérico meridional, tanto en la submeseta sur (región de Albacete), como en las Zonas Prebéticas.

El relleno de estas depresiones se realiza mediante sistemas más o menos complejos de carácter continental y marcado origen fluvial en la mayoría de los casos, y lacustre, en menor proporción, que no acontece en un único evento. Así, la colmatación de todas estas cuencas pasa por una serie de episodios delimitados por eventos tectónicos igualmente de carácter distensivo que deforman y/o basculan los materiales hasta entonces depositados. Estos episodios quedan delimitados a techo y muro por discontinuidades más o menos importantes.

Dentro del dominio de la Hoja se diferencian dos grandes unidades deposicionales:

- La Unidad inferior, de carácter carbonatado, formada por margas y calizas fundamentalmente; su origen es lacustre y su edad, Mioceno superior-Plioceno inferior.
- La Unidad superior, de carácter extensivo, está constituida esencialmente por elementos detríticos de origen fluvial, ordenados en la vertical por secuencias más complejas y frecuentes cambios laterales de facies, con coalescencias de éstas entre los términos más bajos y más altos. Corresponde ésta al Plio-Pleistoceno, quedando culminados todos sus depósitos por una formación carbonatada detrítica o costa carbonatada que supone el fin del ciclo de sedimentación continental neógeno.

1.2.3.1. ***Margas y margocalizas blancas y grises areniscas y conglomerados (29). Calizas con gasterópodos y margas (30). Lutitas ocreas (31) (Mioceno superior-Plioceno inferior)***

En este epígrafe se recogen las principales características litológicas que definen a los materiales aflorantes atribuidos tentativamente al Turolense superior-Plioceno inferior, de acuerdo con criterios regionales y a falta de argumentos paleontológicos que lo corroboran.

Afloran en dos sectores: en los alrededores de Domingo Pérez (sector suroccidental) y en el valle del río Guadahortuna, entre El Hacho y el cortijo Zamarrón.

Al N de Domingo Pérez y en ambos márgenes del arroyo de la Rambla, se observa un conjunto de materiales margosos de colores blanquecinos a grises, coronados por unos paquetes de calizas blancas muy ricas en gasterópodos y afectados por procesos de carstificación posteriores.

La organización de todos estos materiales se realiza mediante secuencias negativas, con enriquecimiento en carbonatos y desarrollo de paleosuelos a techo, es decir, secuencias de

suelos tipo freydet del orden de 8 a 10 m de espesor. Este tipo de secuencias se repiten en la vertical, enriqueciéndose el sistema en carbonatos de tipo lacustre hasta alcanzar la colmatación de la cuenca. El límite con la unidad superior aparece difuso y enmascarado a veces por coluvionamientos posteriores.

Los niveles calcáreos aparecen afectados por una deformación muy laxa, con basculamientos hacia el O probablemente afectados también por pliegues de gran radio.

Las mejores observaciones de esta unidad en el sector de Domingo Pérez aparecen en la carretera en dirección a MOntejicar, o bien en los arroyos transversales a éste y que limita con la vecina Hoja de Valdepeñas de Jaén.

En el valle del río Guadahortuna los mejores cortes se localizan a lo largo de la carretera o en pequeños afloramientos de la margen contraria cerca del río. Así, aflora una serie margosa en la que alternan calizas margosas tableadas blancas estratificadas en delgados bancos de 0,15 a 0,20 m de espesor, ordenadas en secuencias repetitivas.

Esta unidad presenta un color gris oscuro a blanquecino característico. Lateralmente hacia el E, es decir hacia la estación de Guadahortuna existe un enriquecimiento gradual en detríticos hasta alcanzar los términos más bajos aflorantes en la unidad superior, igualmente de carácter detrítico, visibles en la carretera.

En la margen izquierda del río, las características litológicas y los cambios laterales de facies son semejantes, si bien destaca un nivel de lutitas masivas de aspecto ocre o rojizo que se intercala hacia el O de forma gradual con los términos lacustres. Ese nivel ha sido diferenciado en la cartografía (unidad (31)) y constituye un elemento destacable y en el paisaje, situado a techo de la serie.

La fauna de todo el conjunto es banal, aunque característica de los medios lacustres (gasterópodos, etc.). Buenas observaciones, aparte de los puntos descritos, pueden realizarse también en un pequeño cantil existente a la espalda del Cortijo Zamarrón.

El contacto con la unidad superior es claramente erosivo y observable en algunos puntos singulares, como el de la Estación de Guadahortuna a la que se ha hecho referencia y donde un entrada de conglomerados claramente organizados corta el techo de las secuencias detríticas inferiores, de características granulométricas mucho más finas.

Al igual que en el sector de Domingo Pérez, estos materiales aparecen suavemente deformados con buzamientos bajos.

Su génesis está asociada a un ambiente lacustre alimentado por sistemas fluviales al menos por su parte oriental y septentrional e instalado sobre un zócalo heterogéneo desde el punto de vista litológico, constituido tanto por las rocas volcánicas del valle de Alamedilla como por las capas rojas del cretácico superior y las margas y biocalcarentas del Tortoniense, aflorantes diversos puntos del valle.

Por último la edad de estos depósitos parece corresponder al ciclo de sedimentación del Mioceno superior-Plioceno inferior observable en otras cuencas interiores del dominio subbético.

1.2.3.2. **Lutitas ocre, conglomerados y areniscas.** (32) (**Plioceno superior-Pleistoceno**)

De los materiales pliocuaternarios que constituyen el relleno de la Depresión de Guadahortuna, este conjunto constituye el tramo inferior de la serie detrítica continental que aflora en la mitad oriental de la Hoja y que se extiende lateralmente hacia el Depresión de Guadix-Baza por la vecina Hoja de Cuevas del Campo (971).

Litológicamente está constituida por lutitas de colores claros, ocre fundamentalmente, y asalmonadas, con niveles de conglomerados y arenas de colores claros y escala métrica, tanto vertical como horizontalmente, poco cementadas.

Los niveles de conglomerados están constituidos por cantos heterogéneos y heterométricos muy gruesos y gruesos, redondeados y subredondeados, generalmente de naturaleza calcárea, procedentes de la desmantelación de los relieves paleógenos y, en menor proporción, jurásicos, aflorantes en zonas próximas. Ocasionalmente se encuentran incluidos también cantos de biocalcarentistas de edad tortoniense. El tamaño máximo observado es del orden de 0,5 a 1 m y corresponde a los tramos más bajos de la serie.

Son también frecuentes los niveles arenosos, así como el desarrollo de paleosuelos, a veces carbonatados (suelos calcimorfos) que pueden llegar a tener una importante continuidad lateral, como ocurre al N de Alamedilla. Estos suelos y fangos edafizados en ocasiones se encuentran cortados por niveles detríticos correspondientes a canales efímeros.

En conjunto, los niveles detríticos están muy poco organizados con evidencias claras del predominio de procesos tractivos (imbricación de cantos o estratificación cruzada incipiente). Las paleocorrientes medidas se dirigen según N 110 E, es decir, parecen proceder del O, aunque localmente y en zonas próximas a los relieves paleógenos meridionales proceden claramente de ellos, en forma de aportes locales de dichos relieves.

No obstante, las características litológicas y sus estructuras de corriente indican claramente un sistema fluvial tipo braided con construcción de barras longitudinales y transversas dentro de este tipo de ambiente fluvial.

Lateralmente, esta unidad presenta variaciones importantes tanto en espesor como en facies. Así, hacia el N parece existir una cierta convergencia de facies con la unidad superior, por lo que su caracterización cartográfica a veces resulta compleja, estableciéndose el contacto por criterios tanto morfológicos como topográficos, esto se debe a la presencia de abundantes lutitas ocre y rojas conlleva a confusión, por ser los términos detríticos groseros los que facilitan la caracterización de esta unidad. En el paraje conocido como Ramba de los Lobos y en particular en el camino que lleva al cortijo que toma su nombre, tal diferenciación es claramente visible, al igual que bajo la estación de ferrocarril de Guadahortuna. En el sector

situado al N de Alamedilla, el espesor de esta unidad parece disminuir adquiriendo unos pocos metros y presentando fangos y paleosuelos muy característicos de colores claros.

Hacia el O, esta unidad presenta mayor complejidad, no en cuanto a ambiente deposicional se refiere, sino por su convergencia de facies con la unidad superior y su interstratificación con otros sistemas fluviales de tipo abanico aluvial, ligados a los relieves de Montejícar y Torre-Cardela; éstos dan lugar a una homogeneidad litológica, al menos cartográfica, del relleno detrítico de la depresión en ese sector.

Por último, desde el punto de vista sedimentario, hay que señalar que todos estos depósitos constituyen el juicio del relleno de la Depresión de Guadahortuna, mediante un sistema continental de tipo fluvial correspondiente a abanicos aluviales, con zonas apicales escasamente desarrolladas. Estos materiales tienden a colmar dicha depresión tectónica en su mitad occidental; en su parte oriental, un sistema fluvial *braided*, de carácter divagante y condicionado por un paleorrelieve importante transcurre, en dirección hacia el E, comunicando con la Depresión de Guadix-Baza dentro de un ambiente de condiciones climáticas de tipo húmedo.

La edad de estos depósitos (Plioceno sub-Pleistoceno) queda establecida en base a criterios regionales, tanto de tipo tectónico como sedimentario; el inicio del relleno está condicionado con la etapa distensiva intrapliocena que da lugar a la creación o ampliación de las cuencas continentales de Guadix-Baza y Granada.

1.2.3.3. **Areniscas, conglomerados y lutitas rojas (33) (Plioceno superior-Pleistoceno)**

Sobre la unidad anterior y en la mitad oriental de la Hoja, (desde el meridiano de Guadahortuna hasta las proximidades de El Peñón), se observa un conjunto litológico muy característico, diferenciable del anterior, constituido por lutitas de color rojo y areniscas de grado medio a fino, cementadas y que alternan en ocasiones con niveles detríticos groseros, igualmente cementados.

Las mejores observaciones se pueden realizar también al N de Alamedilla o en los alrededores del cortijo de Los Lobos o de La Canaleja, así como en el Alto de la Cuesta de la Cabra. Su diferenciación con la unidad inferior se pone claramente de manifiesto en dicho sector.

Los niveles detríticos corresponden a cuerpos canalizados con estratificaciones cruzadas y horizontales atribuibles al relleno de barras transversas y longitudinales de cursos *braided*; a nivel de detalle se observan ocasionalmente cuarzos idiomorfos bipiramidales poco rodados ("jacintos de Compostela), lo que unido al sentido de las paleocorrientes (N 100°-120° E) hace pensar en una procedencia, al menos en el cuadrante nororiental de los relieves de la zona de Huelma, donde los materiales triásicos son un elemento dominante. Hacia el N, bien por convergencia de facies o porque esta unidad se encuentra "encajada" en los depósitos infrayacentes es más difícil de controlar; a su vez, los procesos erosivos posteriores pueden haber contribuido a su posterior desmantelamiento ya que llega incluso a desaparecer.

Por último, es de destacar la abundancia de lutitas rojas, que corresponden a extensas llanuras de inundación con desarrollo de procesos edáficos y que hablan de unas condiciones climáticas al menos más áridas que las que caracterizan a los tramos infrayacentes, descritos en el epígrafe anterior.

1.2.3.4 ***Limos pardo amarillentos y margas claras*** (34). ***Calizas y calizas margosas*** (35)

Estos dos tramos cartográficos, de clara continuidad vertical con la unidad (33). Aparecen muy bien caracterizados en los alrededores de la población de Guadahortuna, así como al N de Domingo Pérez, en el ángulo suroccidental de la Hoja.

En el sector de Guadahortuna, el conjunto, de poco espesor, está representado por limos y margas de colores claros que lateralmente se enriquecen en carbonatos por lo que su litología, así como su aspecto, son variable. Hacia el techo, el enriquecimiento en carbonatos es rápido de forma local y progresivo, como indica la presencia de cuerpos calizos de colores grises y blancos, de poco espesor.

La presencia de facies variadas (travertinos, calizas lacustres) en general de ambiente muy somero, hacen pensar en el desarrollo de un ambiente lagunar muy restringido con escasa llegada de aportes detríticos y rápida colmatación del medio.

En el sector de Domingo Pérez es más patente el desarrollo de estas facies, poniéndose de manifiesto la llegada de aportes procedentes de relieves próximos, por lo que además del escaso desarrollo de los niveles margosos inferiores, los tramos calcáreos que culminan la serie se ven lateralmente cortados por cuerpos canalizados (conglomeráticos) muy cementados. Estas zonas lacustres de carácter endorreico y poco desarrollo, tanto vertical como lateral están en relación con el proceso final de colmatación de las cuencas interiores del dominio subbético.

En conjunto todo el relleno de la cuenca representa un ambiente deposicional de tipo fluvial, en un paisaje dominado por un importante relieve y con una tendencia climática hacia una marcada aridez, que culmina con la formación y desarrollo de una costra carbonatada de tipo laminar que pone fin al ciclo de sedimentación continental plioceno pudiéndose establecer en ese momento, de forma convencional el límite con el Cuaternario.

1.2.3.5. ***Encostramientos carbonatados con gravas, arenas y limos*** (36) (***Pleistoceno***)

Se trata de una unidad de mayor sentido geomorfológico que cartográfico, dado su espesor, génesis y litología, que aflora ampliamente en el cuadrante nororiental de la Hoja.

Litológicamente está formado por un conjunto de potencia variable entre 1 y 3 m de gravas, arenas, limos y arcillas, a veces con cantos, que ha sufrido un proceso de carbonatación como consecuencia de la circulación de aguas vadasas y freáticas, así como de la actuación de una intensa evapotranspiración.

Es frecuente el hecho de encontrar limos de colores claros con niveles rojizos hacia techo, indicadores de procesos edáficos, posteriormente cementados, en mayor o menor medida. Los niveles más groseros, de cantos angulosos o subangulosos, también se encuentran afectados por procesos de cementación carbonática posterior.

Hacia techo, el conjunto detrítico pasa insensiblemente a una costra de tipo laminar y bandeada de estructura hojosa que pone en evidencia la génesis de esta unidad. Es de destacar también el carácter maduro de este depósito que contribuye en parte a establecer tanto la historia de su formación como la edad de la misma.

Donde el punto de vista cartográfico se trata de una unidad de morfología plana, tabular y cuyo de resalte neto destaca sobre el horizonte. Su desarrollo se ha llevado a cabo fundamentalmente sobre los depósitos pliocenos, si bien existen pequeños retazos que se sitúan sobre materiales de edad diversa (p.e. Cerro de la calera, al S de Alamedilla), próximos a la depresión de Guadahortuna, lo que pone también en evidencia su origen y significado morfogenético.

Las mejores observaciones de esta unidad, en general con buena calidad de afloramiento, se encuentran sobre los depósitos pliocenos, generalmente culminando las vertientes de los valles, como en los barrancos de los Lobos y Ciruelos, los Llanos del Cortijo, La Canaleta o el escarpe que define el margen izquierdo del valle de Guadahortuna entre la estación y el pueblo de Alamedilla. En el interior, la vía del ferrocarril permite observar las características de esta unidad. Entre las estaciones de Huelma y Cabra del Santo Cristo.

El significado genético de esta unidad debe buscarse en relación con los procesos efímeros de carácter continental acaecidos entre el final del relleno de la Depresión de Guadahortuna y el inicio de los procesos erosivos y deposicionales correspondientes al Pleistoceno. Aquél, vendría señalado por la existencia de pequeños cursos fluviales de marcada aridez, procesos de erosión, formación de suelos, así como circulación de aguas vadosas y freáticas. Esta costra carbonatada de tipo laminar es semejante a la desarrollada en otras cuencas terciarias de igual edad de la submeseta meridional, en las que sirve para establecer el controvertido límite plio-pleistoceno.

Sobre esta superficie desarrollada tiene lugar el desarrollo de distintos procesos que modelan el paisaje hasta su estado actual, entre ellos predominan de carácter erosivo sobre los deposicionales.

1.2.4. Cuaternario

Corresponden a este apartado los depósitos más recientes de la Hoja, considerando como tales los generados con posterioridad a la creación de la costra con que culmina el ciclo anterior. Predominan los sistemas morfogenéticos aluvial-fluvial y de vertientes, sus dataciones son imprecisas, llevándose a cabo únicamente de forma relativa. Por otra parte, su importancia pasa inadvertida debido a la gran complejidad estratigráfica y tectónica de la zona.

1.2.4.1. **Gravas y arcillas rojas (37) (Pleistoceno)**

Se trata de los depósitos cuaternarios más antiguos observados en la hoja. Su representación queda prácticamente restringida al cuadrante suroccidental de la misma, desarrollándose a ambos lados del valle del Guadahortuna, entre las sierras de Montejúcar y Santerga por el N, y en el flanco septentrional del sinforme de Cardela, por el S.

Litológicamente son gravas de carácter anguloso y subangulosos, en general poco transportadas y de naturaleza muy variable; ésta puede ser tanto calcárea de edad jurásica, cretácica o terciaria como volcánica, siendo con frecuencia heredados de otras formaciones de naturaleza detrítica, como en el caso de algunos materiales paleógenos y neógenos.

Existen pocos afloramientos, ya que en la mayoría de los casos dan lugar a vastas llanuras, modeladas posteriormente por los procesos cuaternarios. Están constituidos por un "canturreal" empastado en una matriz arcillosa rojiza que confiere al conjunto un aspecto muy característico en el paisaje.

Buenos cortes para su observación pueden localizarse en la mayoría de los casos, en taludes artificiales realizados con motivo de obras de infraestructura en la región. Así por ejemplo, en la carretera entre Domingo Pérez y Montejúcar en el arroyo Terrerón, cerca de la estructura anticlinal que delimita al depresión continental, se encuentra una sucesión canalizada de cantos subangulosos que cortan las facies detríticas plio-cuaternarias infrayacentes. También esta unidad es observable igualmente, entre Guadahortuna y las alineaciones mesozoicas que ponen límite septentrional a la cuenca continental.

Su disposición y representación cartográfica, así como el análisis de su facies hace pensar en un dispositivo en forma de abanicos, de poco desarrollo vertical que rellenarían este sector suroccidental de la cuenca. Hacia el este y cerca del meridiano que pasa por el cortijo Zamarrón es difícil controlar la presencia de estos depósitos por lo que cabe pensar en un dispositivo fluvial como el indicado anteriormente, pero con carácter endorreico. Dicho dispositivo estaría condicionado posiblemente por un basculamiento regional hacia el suroeste, movimiento que individualizaría este sector del orientales, creándose un aparato de abanicos coalescentes que convergerían en lo que en la actualidad es el curso fluvial del Guadahortuna.

Por último, conviene destacar dos hechos por un lado, el menor desarrollo de los abanicos ligados a los relieves del borde meridional de las alineaciones paleógenas y, por otro, los procesos de cementación y carbonatación por los que han sido afectados y que confieren una morfología característica observable tanto en los perfiles encontrados sobre el terreno, como en fotografía aérea.

En cuanto a la edad de estos depósitos, resulta difícil de establecer ya que el carácter azoico de los materiales no permite asignar una edad determinada; sin embargo, la observación de una serie de hechos permite establecerla de forma aproximada, de acuerdo con su relación con los depósitos infrayacentes y el resto de los materiales cuaternarios.

Así por ejemplo, desde los relieves de las mesas pliocuaternarias situados al N de Domingo Pérez y en un corte N-S se puede observar cómo la superficie deposicional originada por estos materiales, cuyas zonas aplicables sitúan en el sector de Montejicar, baja de forma gradual hacia el sur, cortando la superficie de colmatación plio-cuaternaria constituida por secuencias de calizas lacustres encajándose por debajo de ellas.

Otro hecho observable es que en las zonas distales de los abanicos, los términos detríticos de esta unidad parecen apoyarse en la costra carbonatada que constituye la unidad anteriormente descrita; por el contrario, en las zonas apicales y como es lógico estos términos tienen un marcado carácter erosivo, pudiendo llegar a dismantelar el nivel carbonatado citado.

Hacia el oeste, las relaciones entre estos materiales y la costra carbonatada es más difícil de establecer por la falta, generalmente, de una de las dos unidades.

De todo ello se puede deducir en una edad más reciente para estos depósitos que de la costra, por lo que aquélla quedaría fijada en el Pleistoceno; estos materiales serían pues los primeros sedimentos claramente cuaternarios que tienen representación en la Hoja.

1.2.4.2. **Tobas y travertinos (38) (Pleistoceno)**

Afloran únicamente al NO de la Hoja, al pie de la Sierra de Alta Coloma. Son depósitos ligados a surgencias existentes entre los materiales impermeables triásicos y los carbonatados jurásicos suprayacentes.

Litológicamente son calizas oquerosos con y restos vegetales, así como algunos niveles detríticos que reflejan el funcionamiento de pequeños canales en el área de sedimentación travertínica. Pueden sobrepasar los 60 m de potencia.

1.2.4.3. **Gravas y arcillas ocreas (39) (Pleistoceno-Holoceno)**

Corresponde esta unidad a unos pequeños afloramientos ubicados al oeste de El Peñón en el límite oriental de la Hoja y que su disposición, así como su desconexión por el hecho de estar desconectadas de la red fluvial actual, hacen pensar en una edad relativamente reciente para ellos.

Litológicamente se trata de un conjunto no muy potente, de 5 a 10 m que se apoya sobre una superficie irregular de materiales mesozoicos de origen diverso. Así, aparecen cantos redondeados y subredondeados de caliza oolítica jurásica, calizas margosas y rocas volcánicas básicas. La matriz es areno-arcillosa y el conjunto no se encuentra cementado.

Su génesis obedece a un sistema de abanicos aluviales poco desarrollados, cuyos ápices se localizan al E de El Peñón, asociados a los relieves próximos. La edad resulta difícil de establecer, pero su relación con otros depósitos recientes sugiere el Pleistoceno superior Holoceno inferior, como más probable.

1.2.4.4. **Arcillas y cantos** (40) (**Pleistoceno-Holoceno**)

Es una unidad de escasa representación formada por un conjunto heterométrico de arcillas con cantos, procedentes del desmantelamiento de zonas próximas.

Su disposición cartográfica en las vertientes de los valles y desconectada de los aparatos fluviales actuales hacen pensar en depósito relacionados con antiguos glaciares, que, posteriormente, la red fluvial y los procesos erosivos han dejado colgados y desmantelados o degradados en su mayor parte.

Estos afloramientos pueden observarse al N de la Hoja cerca del Cortijo del Señorío, así como en el valle del río Guadahortuna junto al puente del Hacho o al NE del Cortijo Zamarrón. Aparecen por lo general en la vertiente izquierda de los valles, por lo que su génesis y desarrollo podrían estar relacionados con procesos de neotectónica acaecidos en la región.

La edad, al igual que para los materiales del epígrafe anterior, se considera comprendida entre el Pleistoceno superior y el Holoceno inferior.

1.2.4.5. **Arcillas y cantos con encostramientos carbonatados** (41) (**Pleistoceno-Holoceno**)

Constituyen formas de enlace entre relieves aislados y los dominios circundantes. Los más destacados se encuentran orlando total o parcialmente los principales relieves de la mitad oriental de la Hoja: Cerro Mencal, Cabeza Montosa, Oqueales, etc.

Predominan los cantos angulosos, cuya composición es función de la litología del área madre, generalmente de naturaleza calcárea. Lógicamente, la proporción de matriz arcillosa roja aumenta con la distancia al relieve. En general, en los niveles superiores del conjunto se desarrolla un encostramiento carbonatado.

No existen buenos cortes de esta unidad siendo los existentes de reducidas dimensiones. El espesor, no visible totalmente, puede alcanzar varias decenas de metros.

1.2.4.6. **Conglomerados, arenas y arcillas** (42) (**Coluviones**) (**Holoceno**)

Son depósitos de origen local y, por tanto, poco evolucionados, desarrollados en las laderas. Su formación es reciente, apareciendo repartidos por toda la Hoja.

Su litología está condicionada por la de los relieves y su espesor puede oscilar, desde una película delgada, hasta algunos metros.

1.2.4.7. **Gravas y arenas** (43) (**Terrazas**) (**Holoceno**)

Se trata de materiales muy poco representativos dentro de la Hoja, tanto por su extensión superficial como por su desarrollo.

Afloran únicamente en el valle del río Guadahortuna y su litología está compuesta por gravas de naturaleza calcárea, fundamentalmente con niveles de limos y arenas.

1.2.4.8. ***Limos y arcillas*** (44) (***Fondos de valle***) (***Holoceno***)

Se manifiestan de forma exigua, asociados a litologías blandas en las que la erosión se ve facilitada. Son depósitos finos, de tonos rojizos, cuyo origen puede estar ligado a ensanchamientos de los cursos fluviales, lo que facilita los procesos de decantación; también pueden estar relacionados con la actividad de fondos endorreicos, aunque en la actualidad pueden llegar a tener desagües.

1.2.4.9. ***Arcillas rojas*** (45) (***Cubetas de decalcificación***) (***Holoceno***)

Se han diferenciado únicamente dos afloramientos de esta naturaleza. Se trata de depósitos de poco espesor que incluyen cantos jurásicos, destacando en mayor medida la morfología de las depresiones que los propios depósitos.

1.2.4.10. ***Limos, conglomerados y arenas*** (46) (***Aluvial-coluvial***) (***Holoceno***)

Igualmente, se encuentran poco representados, apareciendo mayoritariamente hacia el E. Predominan los materiales limosos que engloban cantos heterométricos poco redondeados. Se deben a la acción conjunta de arroyos de poca importancia y procesos de vertiente cuyos depósitos caen hacia el incipiente valle.

1.2.4.11. ***Conglomerados, arenas y arcillas*** (46) (***Depósitos aluviales***) (***Holoceno***)

Los afloramientos más destacados corresponden a los de los ríos Guadahortuna y Cubillas, junto a sus afluentes. Están constituidos por cantos de diversa litología, arenas y arcillas, cuya proporción varía considerablemente según el área madre. En función de la naturaleza de los materiales por los que discurren, los valles son estrechos en las zonas en que predominan los depósitos calcáreos jurásicos, abriéndose al atravesar las litologías margo-arcillosas.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

Existe un acuerdo prácticamente total entre los diversos autores en señalar a las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas como la cobertera de un zócalo que es prolongación del de la Meseta, correspondiendo la Zona Prebética a la parte estable y la Zona Subbética a un sector de corteza adelgazada y compartimentada en bloques durante el Jurásico; dicha compartimentación dio lugar a zonas con subsidencia diferencial.

Durante el Mesozoico, las Zonas Externas suelen ser consideradas como un margen pasivo de tipo atlántico, en relación con las aperturas del Tethys y del Atlántico. Su posición entre ambos, oblicua a las direcciones de apertura, posiblemente conlevó un comportamiento transformante de tipo californiano, con situaciones de transgresión más que de extensión pura (VEGAS Y MUÑOZ, 1984).

A finales del Cretácico comienza la aproximación de las placas europea y africana, lo que da lugar a las primeras etapas de cierre del Tethys, iniciándose la formación de las cadenas alpinas circummediterráneas. Con ella empieza el emplazamiento de los mantos de las Zonas Internas, propagándose la deformación de forma progresiva hacia las Zonas Externas, siendo durante el Mioceno inferior cuando alcanza su máxima intensidad en éstas.

Los mecanismos fundamentales de deformación en las Zonas Externas se basan en:

- Despegue generalizado de la cobertera al nivel de las arcillas y yesos del Triásico, dando lugar a importantes desplazamientos hacia el NNW y produciendo, por tanto, un importante acortamiento de la misma. Este se manifiesta por la existencia de numerosos cabalgamientos y mantos corrimiento, puestos en movimiento como consecuencia de la compresión creada en el contacto entre las Zonas Internas y Externas. Una vez puestos en marcha, su desplazamiento se mantuvo por mecanismos puramente gravitacionales, favorecidos por la presencia de un importante nivel de despegue y un ambiente subacuático.

La presencia de ventanas tectónicas en el ámbito de la zona Subbética permite constatar la existencia de desplazamientos al menos del orden de 20 a 30 Km. No existe un acuerdo total sobre la edad de estas traslaciones, pero debieron acontecer durante el Mioceno inferior.

- Funcionamiento simultáneo y posterior de importantes fallas de desgarre, agrupadas en tres familias: N70E, a (principal), N30-60 O y N10-30E. El primer sistema de fracturas se encuentra claramente relacionado con la deriva hacia el O de las Zonas Internas, además de influir notablemente en la estructuración de las Zonas Externas. Los otros dos sistemas, algo más modernos, también presentan efectos importantes, tanto por los desplazamientos laterales como por sus saltos verticales.

Se observa, igualmente, un plegamiento generalizado en todo el ámbito regional, pero su importancia es poco destacada frente a los mecanismos citados anteriormente. Por último,

cabe mencionar la importancia, al menos de forma local, de los procesos halocinéticos en diversos momentos de la historia de la Cordillera, sin duda favorecidos por la fracturación previa.

2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

Dentro de la Hoja de Huelma se pueden distinguir 3 dominios en los que la deformación se manifiesta de forma diferente, orientados según N70E: noroccidental (sector de Huelma), central (sector de Guadahortuna) y suroriental (sector de Torre Cardela-Pedro Martínez).

2.2.1. Sector noroccidental

Es el de estructura más compleja, al menos en superficie. A grandes rasgos, se trata de una extensa masa triásica sobre la que se encuentran afloramientos terciarios de diversas edades. Estos se presentan formando sinclinales, más o menos apretados, cuya orientación varía, siendo la más frecuente N30E. Dada la naturaleza de estos materiales resulta difícil establecer si se trata de contactos mecánicos o discordantes, si bien parece que los depósitos más claramente discordantes y más antiguos corresponden al Burdigaliense superior.

Al NO aparecen materiales jurásicos y cretácicos, vergentes hacia el N, al igual que ocurre al S de la Hoja de Torres (948), tradicionalmente considerados como correspondientes al Subbético Externo. Más recientemente, RAMIREZ DEL POZO *et al.* (1988= describen su serie estratigráfica que parece suponer un tránsito entre el Subbético Externo y las Unidades Intermedias. Esto supone que Sierra Mágina y sus depósitos triásicos asociados han cabalgado sobre ellos; por otra parte, los materiales triásicos situados al S y al E parecen, en algunos casos, y lo hacen claramente en otros, cabalgar igualmente sobre aquéllos, lo que confiere a la zona una estructura en ventana tectónica.

Al S del gran afloramiento triásico se encuentran, igualmente, materiales jurásicos y cretácicos estructurados en anticlinales de escala kilométrica vergentes hacia el S. Sobre ellos se disponen las arcillas y yesos triásicos y sobre éstos, entre Huelma y Guadahortuna, la Sierra de Santerga, constituida por materiales liásicos, dispuesta a modo de *klippe* sobre aquéllos.

El conjunto en principio recuerda al modelo estructural propuesto por DE SMET (1984) para la zona Subbética y al que denomina de "estructura en flor" si bien en este caso el zócalo no aparece implicado en la deformación. La configuración actual de la región puede interpretarse como el reflejo de una importante actividad halocinética favorecida por la acción de fallas en dirección. Dicha actividad explicaría la doble vergencia observada a ambos lados de la masa triásica y el hecho de que ésta cabalgue sobre los asomos mesozoicos que la limitan al N y al S. De esta forma, la Sierra de Santerga se interpretaría como un bloque desenraizado cuyos orígenes deben situarse al N del Puerto de los Gallardos. Igualmente, al N de Huelma y en disposición cabalgante afloran materiales jurásicos asimilables a sectores septentrionales del Subbético Medio, cuyas raíces deben localizarse en los dominios del gran afloramiento triásico.

Otra hipótesis es suponer un conjunto de estructuras vergentes hacia el NW, siguiendo las ideas clásicas de estructuración de la cadena por lo que entonces la posición de la sierra de Santarea. Habría que explicarla por un cabalgamiento procedente del Sur y cuya raíz estaría situada en el valle de Guadahortuna, actualmente cubierta por depósitos neógenos y cuaternarios.

Esta segunda hipótesis probablemente esté más de acuerdo con la geometría de estructuración de las zonas externas y por lo que la idea de DE SMET (1984) no justificaría en la región la posición de unidades alóctonas.

Como estructuras de plegamiento más destacadas, cabe citar los anticlinales jurásico-cretácicos de cabeza Montosa, el situado al S del Barranco del Puerto y el de Fresneda (al S de Montejícar), este último cabalgado por las calizas liásicas de Cabeza de Moro. Entre los sinclinales, cabe resaltar los del Arroyo de la Ñora, las Cañadas y la Mojonera Alta.

2.2.2. Sector central

Está constituido por sedimentos recientes (Mioceno superior-Cuaternario) que ocultan casi totalmente los materiales estructurados previamente a lo largo de la Depresión de Guadahortuna. Se caracteriza por una ausencia prácticamente total de estructuras tectónicas, ya que sus sedimentos se generan con posterioridad a las grandes fases de deformación de la Cordillera.

No obstante, esta zona señala una importante etapa distensiva, previa al depósito, cuyo resultado es la actuación de fallas normales que limitan la depresión. Las únicas estructuras visibles son pliegues de gran radio y basculamiento ligeros que afectan a los materiales del Turolense-Plioceno inferior. Sin embargo, cabe resaltar que en sectores próximos existen deformaciones más recientes incluso, producto de una importante actividad neotectónica.

2.2.3. Sector suroriental

En conjunto, configura una extensa estructura sinforme, vergente hacia el S y constituida, casi exclusivamente, por sedimentos paleógenos y aquitanienses. Al N, en el sector de Alamedilla, los materiales mesozoicos constituyen un anticlinal, vergente igualmente hacia el S.

En toda esta zona existen infinidad de pliegues de orden menor que, dada la naturaleza de los materiales constituyentes, sólo son claramente observables en los tramos areniscosos y calcareníticos intercalados en la serie. Su orientación, aunque variable, suele seguir las pautas béticas.

De entre todo este conjunto, cabe resaltar el sinclinal tumbado de Torre-Cardela, así como los de Rambla Seca y Cerro Altero. Entre los anticlinales, son dignos de mención los de Alamedilla, Barranco de Menores y Torre-Cardela.

2.2.4. Fallas

Como ya se ha expuesto previamente, el papel desempeñado por las fallas, dentro de las deformaciones de las Cordilleras Béticas, es de gran importancia, puesta de manifiesto igualmente en la Hoja de Huelma. Por ello y por su influencia dentro de los tres sectores analizados en los epígrafes anteriores, se describen por separado.

Las principales, que son también las de mayor longitud, se orientan según N70E y han ejercido un papel fundamental a lo largo de la historia de la región. De entre ellas destacar la de Guadahortuna, paralela a la de Cádiz-Alicante, cuya continuidad a lo largo de toda la Cordillera no es segura, aunque en algunos sectores parece ser un hecho (Montefrío, Algarinejo, Tíscar); su movimiento, al igual que el de las grandes fallas paralelas a ella, es dextral. Paralela a ésta, es deducible una fractura situada al S de Huelma, a favor de la cual han extruido los materiales triásicos aflorantes en dicha zona. Esta misma orientación tienen las fallas que limitan la Depresión de Guadahortuna, cuyo carácter distensivo queda claramente reflejado.

Otra importante familia de fallas es la orientada según N10-30E, dentro de las cuales, con carácter direccional, destaca la de Bélmez-Benalúa, posiblemente responsable de la escamación observable al N de Montejicar, en el Cabezo de Utrera; próxima a ella se sitúa otra cuyo efecto más llamativo es el curvamiento hacia el S del borde oriental del anticlinal de Fresneda. Entre este conjunto se encuentra la de la estación de Huelma, de tipo distensivo, que limita la cuenca pliocena de los relieves circundantes.

Entre las fallas observables en superficie, destacan las de tipo inverso, predominantes en la mitad S y que confirman las vergencias meridionales en este sector. Por último, existen numerosas fallas de asentamiento y reajuste asociadas a los pliegues, desarrolladas fundamentalmente en los materiales carbonatados jurásicos y calcareníticos terciarios, como consecuencia de su menor plasticidad.

2.3. CRONOLOGIA DE LA DEFORMACION

La historia de la cordillera es claramente divisible en dos etapas, correspondientes a la implantación de ambientes geodinámicos diferentes y, por tanto, caracterizadas por distintos mecanismos de deformación. Por un lado, el Mesozoico está marcado por la historia del Atlántico y del Tethys, mientras que, por otro, durante el Terciario, es el acercamiento entre las placas europea y africana el principal condicionante de la estructuración definitiva de la Cordillera.

2.3.1. Evolución durante el Mesozoico

A finales del Triásico y principios del Jurásico tiene lugar un proceso de *rifting* intracontinental, posiblemente con componente transformante, en relación con la apertura y evolución del Atlántico y del Tethys.

Este proceso conlleva (durante el Lías medio) la fragmentación de la plataforma carbonatada establecida en la región a comienzos del Jurásico, creándose sectores con subsidencia diferencial, delimitados por fallas distensivas y transcurrentes. El sistema de fracturas creado, orientado en la actualidad según N70E, actúa como condicionante paleogeográfico durante el resto del Mesozoico, facilitando en algunas zonas el ascenso de productos magmáticos. Por otra parte, dicho sistema de fallas juega un destacado papel a lo largo de las distintas etapas del ciclo alpino, por configurar zonas de debilidad preferente.

A finales del Jurásico se inició el proceso de *rifting* en el Atlántico Norte, provocando una deriva antihoraria de la microplaca ibérica, con lo que se acentúa la tectónica extensional en su margen meridional. Por último, durante el Cretácico superior cesa la actividad tectónica, estableciéndose una cuenca pelágica en todo el ámbito de la zona Subbética.

2.3.2. Tectogénesis alpina

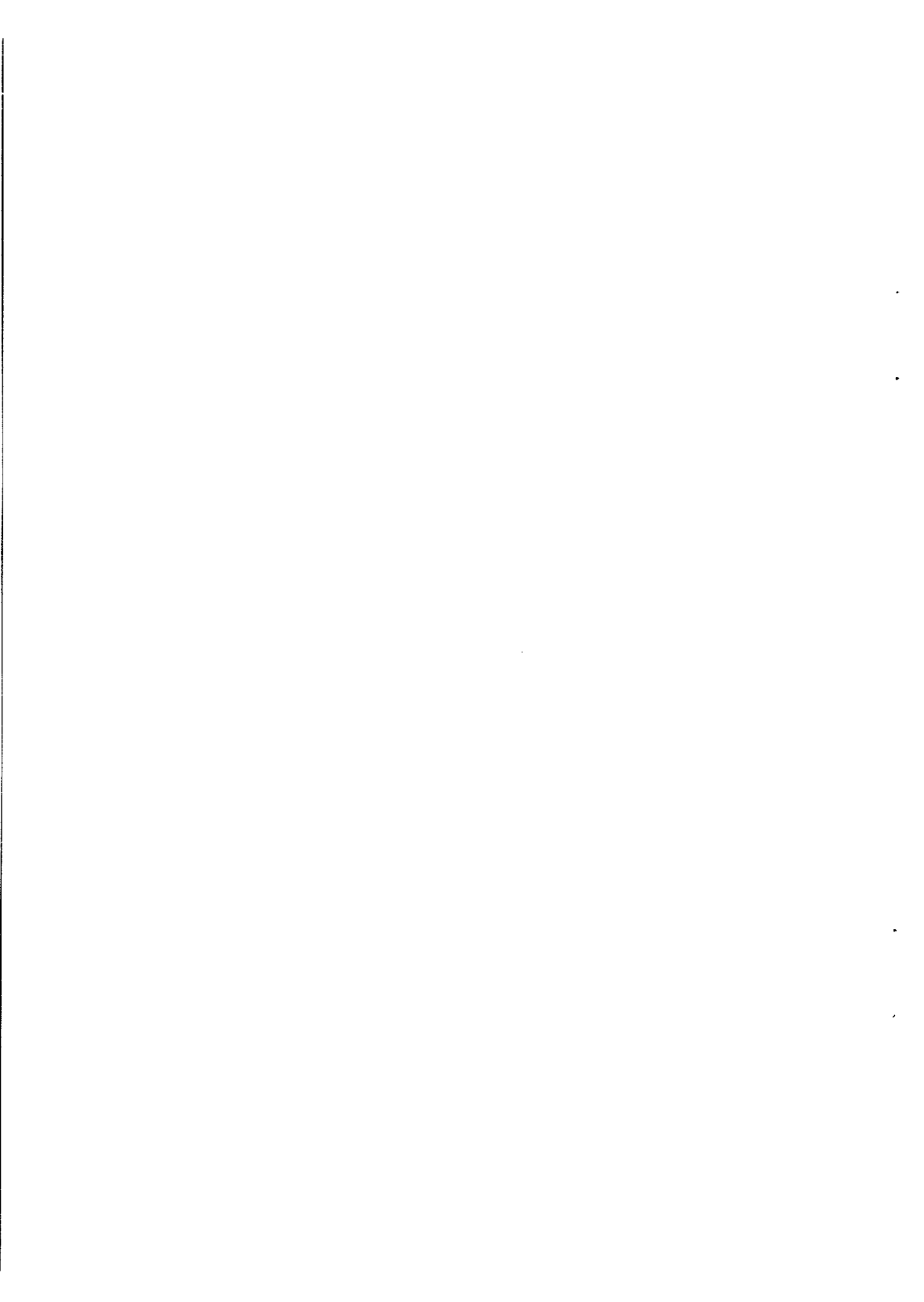
El cretácico terminal supone el comienzo de la aproximación entre las placas europea y africana, hecho que se consuma con el cierre del Tethys y en última instancia, con la creación de las Cordilleras Alpinas circunmediterráneas.

Como consecuencia del movimiento entre ambas placas, las Zonas Internas se desplazan hacia el O mediante la acción de fallas en dirección de carácter dextral, hasta emplazarse en su posición actual, durante el Mioceno inferior. Debido a la compresión creada entre las zonas Internas y Externas, tienen lugar importantes desplazamientos de la cobertera hacia el N, seguidos por una fase de plegamiento generalizado. El resultado es el apilamiento de cabalgamientos y mantos de corrimiento, creados en la mayor parte de los casos a favor de las zonas de debilidad estructural generadas previamente, en el ámbito de las Zonas Externas; la culminación de este proceso tiene lugar en el Burdigaliense.

Es frecuente la presencia de muestras de halocinesis que afectan a los materiales triásicos, que extruyen favorecidos por la actividad de importantes fallas de dirección. Estos fenómenos se desarrollan en buena parte de la historia de la cordillera, teniendo lugar con anterioridad al burdigaliense, en el sector de Huelma, como denuncian los depósitos de esta edad que fosilizan más al norte resedimentaciones procedentes de los grandes afloramientos triásicos (en los alrededores de Cambil, Hoja de Jaén, 947). No obstante, fenómenos de este tipo han debido desarrollarse en etapas de deformación posteriores y a ellos se deben, entre otros hechos, a la presencia de bloques desenraizados situados entre las grandes masas triásicas.

En el Mioceno medio se produce una nueva fase compresiva de carácter general en la Cordillera, con motivo de la cual se generan fallas transversales (N10-30 E y N30-60 O) a la dirección principal (N70 E).

A finales del Mioceno (Turolense) se desarrolla una importante fase distensiva generadora de las cuencas intramontañosas y en el sector en cuestión, de la Depresión de Guadahortuna. Esta es la última fase generalizada en la Cordillera, lo cual no significa que la actividad tectónica haya cesado, como demuestra, entre otros hechos, la persistencia de los fenómenos sísmicos en la actualidad.



3. GEOMORFOLOGIA

Las características morfoestructurales más relevantes de la hoja, se encuentran definidas por el desarrollo de un importante valle fluvial: La cuenca alta del río Guadahortuna y la cabecera del río Cubillas.

Este valle atraviesa la hoja con dirección este-oeste, quedando enmarcado por dos áreas de fuerte y moderado relieve, que constituyen dos sectores morfoestructurales claramente distintos.

El primero, el sector de Huelma, ocupa el cuadrante noroccidental y representa las estribaciones meridionales y orientales de Sierra Mágina y Sierra Lucena respectivamente. El segundo, el sector de Torre-Cardela - Pedro Martínez, se localiza en la zona más meridional de la hoja, ofreciendo un conjunto de relieves de menor energía que el anterior.

3.1. DEPRESION DEL GUADAHORTUNA

La depresión del Guadahortuna, a pesar de un condicionamiento morfo-estructural evidente, muestra una secuencia de formas que permiten una cronología del encajamiento, aun cuando sea relativa.

Los glacis de cobertera de la zona de Guadahortuna y los mismos glacis con encostramiento de la estación de Cabra del Santo Cristo, son el hito con mayor valor cronológico. Aunque su datación absoluta no se ha realizado, se considera que estos glacis se formaron en el Pleistoceno puesto que tales glacis están encajados en las superficies de Villacampo del Mojal, al norte y Torre-Cardela al sur, estas superficies, junto a los relieves residuales que se elevan sobre ellas son los paisajes más antiguos reconocibles en la Hoja. A su vez, todos los relieves encajados en los glacis de cobertera mencionados son posteriores: una serie de glacis de ladera con depósito, así como el sistema de terrazas del río Guadahortuna y algunos de sus afluentes. Las laderas que articulan toda las formas mencionadas varían su morfología, sobre todo en función de la litología del sustrato pero, en términos generales, hacia el oeste predominan las formas alomadas mientras, hacia el este, tanto el Guadahortuna como sus afluentes, sobre todo los de la margen izquierda, circulan por valles con un fuerte acarcavamiento y encajados, con escasos restos de las generaciones de glacis.

La superficie de Villacampo del Moral se extiende entre el escarpe que delimita el sector de Huelma y los glacis de la margen izquierda del Guadahortuna. Por el noreste arranca de los relieves de Cabra del Santo Cristo y se extiende hasta Sierra Santerga. La superficie tiene una morfología ligeramente alomada con las culminaciones situadas a unos 1.050 y 1.150 m de altitud. Por esta superficie circulan algunos arroyos; el barranco del Puerto, uno de ellos, discurren por depósitos aluviales de unos pocos metros de espesor y colgados respecto a la red principal. Esta posición geomorfológica puede indicar que el inicio de la red fluvial y sus depósitos fueron contemporáneos con la formación de superficie. Esto concuerda también con la morfología alomada, propia de una superficie de tipo penillanura sobre la que destacarían sólo algunos relieves residuales de resistencia (monadnock de resistencia) como Cabeza Montesa o

la Serreta. En todo caso, en la actualidad, los restos de la superficie están restringidos al área antes descrita. Hacia el sur, es posible reconocer otra superficie alomada, la de Torre-Cardela a unos 1.200 m. Aquí se repite la presencia de depósitos mixtos aluviales-coluviales colgados respecto a la red fluvial actual. Así, aunque manteniendo ciertas dudas respecto a su génesis, se puede considerar que la superficie de Villalcampo del Moral corresponde a los restos del relieve inmediatamente anterior al encajamiento de la red fluvial pleistocena.

La edad de la superficie es difícil de conocer, pero al sur de El Navazuelo, la superficie se prolonga por debajo de los depósitos limiterciarios. Esto sugiere que es una superficie exhumada pre-pliocena o como máximo pliocena.

Los glacis de cobertera que se observan encajados en esta superficie se reconocen en ambos márgenes del río Guadahortuna entre El Navazuelo y Alamedilla; al oeste del primero, sólo aparecen en la vertiente septentrional de Cubillas, y al este del segundo, en la cuenca de Guadahortuna, siendo escasos en la vertiente meridional y muy extensos en la septentrional. Son glacis de gran extensión y poca pendiente (3%). El depósito que los recubre puede corresponder a dos tipos básicos. El oeste de Alamedilla es un conglomerado con cementación carbonatada puntual. Al este predomina un depósito menos grueso, de conglomerado y arena con un intenso encostramiento calcáreo que afecta incluso al sustrato.

En cabecera la pendiente de los glacis aumenta y la morfología cambia por el aporte coluvial desde los relieves más importantes (extremo suroriental de la hoja y Sierra de los Oqueales). En otros casos, los glacis arrancan al pie de vertientes alomadas que los enlazan con las superficies de Villalcampo del Moral y Torre-Cardela.

Los contornos lobulados de los glacis se adaptan a la red fluvial actual. Pero en varios puntos los depósitos de las partes más distales han sido erosionados dando lugar a glacis erosivos que aparecen como la prolongación de los anteriores, pero encajados en éstos unos pocos metros.

Los glacis terminan bruscamente cortados por laderas erosivas, con frecuente acarreamiento y fenómenos de sufusión (piping). Estas laderas salvan un desnivel que oscila entre los 20 m en la zona de Montejúcar, hacia la cabecera del Guadahortuna y los 200 m en el borde oriental de la hoja, enlazando con la llanura aluvial y las terrazas bajas. En esa ladera pueden observarse algunos glacis de ladera con depósito que indican una estabilización de la red previamente al Holoceno.

Los aluviales y coluviales de fondo de valle se extienden en los cursos principales de la red fluvial. La importancia de los aportes laterales se pone de manifiesto que las pendientes de terrazas que pasan lateralmente a conos y coluviones en talud. Tras la formación de estos depósitos holocenos se produjo un último encajamiento. Ya que éste es más importante aguas abajo, parece indicar un descenso del nivel de base regional.

3.2. SECTOR DE HUELMA

El cuadrante noroccidental de la hoja incluye una zona que puede diferenciarse por su morfología. Abierto al oeste hacia la zona de Cambil, por el norte está limitado por la Sierra de

la Laguna y abierto hacia el valle de Jandulilla, el piedemonte de la Sierra Mágina. El sector de Huelma está encajado al norte y oeste de la superficie de Villalcampo del Moral y su prolongación al oeste en la divisoria Sierra Santerga y el cabezo de Utrera. En esta parte un escarpe neto deja colgada a la superficie de erosión respecto a un sector que se caracteriza por un relieve complejo. Alternan aquí los relieves estructurales, de los que destaca por su singularidad el sinclinal colgado que hay frente a la confluencia del río Huelma y el barranco de la Huerta del soto, al este de Huelma, con las formas debidas al encajamiento de la red de drenaje.

Este sector tiene el relieve más accidentado de la hoja, con altitudes entre los 1.493 m de la sierra de la Laguna y los 840 m en el río Salado. La red fluvial ha formado una serie de depósitos que forman las escasas terrazas de la zona, sobre todo en el río Huelma, y los barrancos de Solar, la Culebra y Tatinos y especialmente el de Huerta del Soto, junto a la población de Huelma. Se distinguen también algunos restos de glacis con o sin depósito que, por su situación a 20-50 m sobre los cauces pueden corresponder a los glacis de ladera de la cuenca del Guadahortuna. En las zonas con sustrato arcilloso y/o arenosos se forman acaravamientos importantes.

Las formas y depósitos gravitacionales son frecuentes como consecuencia de las pendientes y la abundancia de materiales arcillosos. Los materiales calcáreos condicionan la presencia de escarpes importantes y formas kársticas. de éstas destaca la plataforma asociada a travertinos y tobas junto al barranco de Tatinos, en el límite oriental de la hoja.

3.3. SECTOR DE TORRE CARDELA-PEDRO MARTINEZ

Los rasgos morfoestructurales más destacados en este sector, vienen definidos por un marcado control litológico y estructural, dando lugar a una morfología constituida por una serie de relieves positivos coincidentes bien con niveles duros de mayor resistencia o bien con estructuras volcadas y/o plegadas.

Alternando con dichas áreas positivas, se suceden un conjunto de formas deprimidas modeladas a favor de tramos blandos y donde incide la red fluvial y la escorrentía actual.

A pesar de estos rasgos generales, es evidente sin embargo la existencia de una superficie dominante la superficie de Torre Cardela, que se extiende con una dirección E-W, alcanzando una altitud media de 1.200 m y máxima de 1.247 m en el cerro del Muerto.

Morfológicamente, se define como un suave relieve alomado y convexo que destaca como el nivel más alto dentro del entorno que le rodea y de carácter fundamentalmente erosivo.

Dicho nivel de aplazamiento, aunque peor conservado se prolonga hacia zonas orientales, concretamente al norte de la localidad de Pedro Martínez, donde ofreciendo una clara desnivelación, se sitúa a una altitud de 1.150 m, presentando ya características de simple divisoria de cumbres.

A partir de esta superficie de Torre Cardela y por debajo de ella, se localizan una serie de suaves relieves estructurales alomados, de dirección centrífuga hacia la cuenca del Guadahortuna. Estos relieves constituyen los actuales interfluvios de una red pseudoparalela en donde alternan desigualmente tramos en encajamiento con depósitos aluviales y aluvial-coluvial. Estos últimos se localizan en las zonas de cabecera y colgados respecto a la red actual como se ha expuesto con anterioridad.

Otro conjunto de formas erosivo-estructurales, viene definido por la presencia de crestas estructurales y sinclinales colgados, que destacan como formas residuales más resistentes.

Es de destacar la existencia de una zona fuertemente abarrancada y acarcavada, con importantes procesos de sufusión (piping), que se localiza en la margen derecha del río Guadahortuna, al sur de la Alamedilla. Este tipo de proceso se ve favorecido por la naturaleza margosa de los materiales terciarios allí existentes, junto al encajamiento sufrido por el río Guadahortuna que actuaría como nivel de base local en el desarrollo de estas morfologías. El resultado es un paisaje de laderas muy disectadas, alta densidad de drenaje, perfil transversal a "v" y frecuentes desplomes por socavamiento en cabecera.

Igualmente destaca la presencia de un recubrimiento coluvial generalizado que recubre las laderas de cierta inclinación y aunque fundamentalmente gravitatorio puede en ocasiones reconocerse una cierta reorganización por la escorrentía superficial actual.

4. PETROLOGIA

El magmatismo mesozoico de la zona Subbética se ha desarrollado, en gran parte, como un vulcanismo fisural ubicado en el Subbético Medio y siguiendo una alineación de fallas profundas de dirección bética, por un período de tiempo superior a 50 m.a. en el que se han sucedido etapas de actividad magmática efusiva, y localmente piroclástica, con otras de predominio de la sedimentación jurásica. Además de estas manifestaciones volcánicas, y de numerosas intercalaciones subvolcánicas, espacial y genéticamente relacionadas con ellas, existen en todos los dominios de la zona Subbética numerosos afloramientos de ofitas, intrusivas en el Triás germano-andaluz, lo que puede conllevar una ampliación del período de desarrollo del magmatismo mesozoico en esta región si su iniciación tuvo lugar en el Triásico superior como parecen indicar sus dataciones radiométricas (PUGA *et al.*, 1988; PUGA *et al.*, en prensa).

El objeto de este capítulo es poner de manifiesto la naturaleza del magmatismo y de su evolución, con el apoyo de las observaciones realizadas en las Hojas de Alcalá Real, Iznalloz y Valdepeñas de Jaén, así como, en la medida de lo posible, dilucidar la naturaleza y evolución del metamorfismo que ha afectado a estas manifestaciones magmáticas. En su elaboración se han utilizado datos petrográficos y químicos de todos los afloramientos indicados en la tabla 1.

4.1. PRESENTACION DE LOS PRODUCTOS MAGMATICOS

Las manifestaciones ígneas mesozoicas de las Zonas Externas están compuestas por rocas básicas, con diferenciaciones hacia andesitas basálticas y granófidis, a partir de las doleritas de afloramientos ofíticos, y hacia hawaiiitas a partir de los basaltos y doleritas de edad jurásica (Fig. 1).

Las ofitas se presentan en *stocks*, de metros a centenares de metros, y diques métricos, dispersos entre materiales del Triás, que se extienden a lo largo y ancho de la zona Subbética (Fig. 1). Los contactos de las ofitas con sus rocas encajantes (arcillas, yesos y dolomías) suelen ser tectónicos, aunque algunos afloramientos conservan bordes enfriados y fenómenos de metasomatismo de contacto sobre aquéllas.

Las rocas volcánicas y subvolcánicas jurásicas constituyen una banda discontinua, de unos 260 Km de longitud por 5 a 10 de anchura (según las transversales), que en el Tithónico llegó a constituir un relieve submarino que dividió el Subbético Medio en dos subdominios e influyó en el tipo de sedimentación coetánea en los mismos (COMAS, 1978). Estas manifestaciones volcánicas están formadas principalmente por coladas de *pillow-lavas* con tránsitos locales a *pillow-brechas* y algunas intercalaciones, de decimétricas a métricas, de hialoclastitas. Las coladas tienen espesores comprendidos entre metros y decámetros en la parte basal de la pila volcánica, y pueden alcanzar varios centenares de metros en su parte superior. Las *pillow-lavas*, más frecuentes en los niveles volcánicos superiores, tienen formas esperoidales, elipsoidales o tubiformes, y diámetros variables entre decímetros y metros. Las intercalaciones de *sills*, de metros a decámetros de espesor, son muy frecuentes, especialmente en las partes

inferior y media de la secuencia volcánica. En este tipo de estructuras se originan los basaltos doleríticos (ver tabla 1).

La figura 2 muestra las columnas estratigráficas de la región de Huelma con las alternancias de rocas sedimentarias, volcánicas y subvolcánicas de edad jurásica. En esta región, en la que el vulcanismo se inició en el Toarciense a diferencia de otras localidades más al SW, en las que se inició previamente, la acumulación de rocas ígneas, (que alcanza casi 1 Km de espesor hacia el E, en Alicún de Ortega) es la mayor de toda la Zona Subbética.

4.2. TIPOS DE EVOLUCION MAGMATICA

En el magmatismo mesozoico de la Zona Subbética los procesos evolutivos pueden encuadrarse en dos grupos correspondientes a: una evolución primaria de los magmas, como consecuencia de cambios en sus condiciones de génesis a lo largo del tiempo, y una evolución secundaria, provocada por algunos procesos de diferenciación magmática como cristalización fraccionada y asimilación.

Los procesos y consecuencias de la evolución secundaria se han puesto de manifiesto gracias al hallazgo, entre los niveles volcánicos del Malm de la región de Alicún de Ortega, de xenocristales y xenolitos de rocas pelíticas metamorfizadas procedentes de un zócalo que no aflora en ningún punto de las Zonas Externas (PUGA, 1987). La influencia de la asimilación de estas rocas de zócalo, que es variable de acuerdo con los tipos de esquistos asimilados y con la intensidad del proceso de asimilación, consiste en líneas generales en un aumento del contenido en K, Si, Rb y Ba de los magmas, que puede ir acompañado, o no, por un aumento de Al, Mg o Fe, y una disminución generalizada de Ca y Na. Este tipo de xenolitos se han encontrado también en una estudiada en la Hoja de Iznalloz, durante la realización de la cartografía MAGNA.

Efectos de asimilación similares a los producidos en los niveles con xenolitos se dan también en otros en los que los xenolitos han sido totalmente digeridos por el magma, como son todos los que contienen hiperstena normativa junto con cuarzo y/o corindón normativos. A este grupo pertenecen todas las rocas analizadas como puede verse en la tabla 2, aunque estas rocas no contienen cuarzo modal, a excepción de las ofitas 9142 de Valdepeñas de Jaén y 9142 de Alcalá La Real, como ha quedado registrado en las fichas de análisis petrológico.

El aumento de K₂O concomitante con la disminución de Na₂O y CaO por asimilación de rocas pelíticas, que es contrario al *trend* de variación de estos elementos por cristalización fraccionada, se pone de manifiesto en la figura 3. En esta figura se ha separado un campo basal que engloba las rocas procedentes de niveles sin indicios de asimilación y que, en los diagramas de variación presentan *trends* evolutivos explicables sólo por cristalización fraccionada. El campo que sigue hacia arriba, ACF, está ocupado por rocas que se desvían de los *trends* de cristalización fraccionada, y cuyo quimismo se explicaría por asimilación de rocas pelíticas, tengan o no xenolitos visibles. Por último, el campo HACF está ocupado por rocas con un contenido en K₂O excesivamente alto para ser explicable solamente por

asimilación de rocas pelíticas (de acuerdo con los resultados experimentales de WATSON, 1982) y que requerirían un aporte adicional de este elemento en fase vapor. Este modelo de diferenciación, suma de transferencia gaseosa, asimilación y cristalización fraccionada, denominado HACF por Puga y Portugal, en prensa fue evocado para explicar el contenido muy alto en K₂O, MgO y FeO de algunos niveles magmáticos del Tithónico de Alicún de Ortega, y es aplicable también a la roca 9022 de Huelma, entre las analizadas para este informe.

Otro diagrama que pone de manifiesto la influencia de la asimilación de rocas pelíticas ricas en Al₂O₃ por los magmas es el de la Fig. 4. En este diagrama, la mayoría de las rocas que ocupaban el campo CF de la Fig. 3, ocupan la parte baja del triángulo, y las que proceden de magmas que han asimilado rocas pelíticas, ocupan posiciones más altas, acercándose al punto de proyección de un micaesquistos, con silicatos de aluminio, de composición similar a los que forman algunos de los xenolitos encontrados en la Hoja de Iznalloz.

Las variaciones químicas que se producen por asimilación, y las variaciones en la mineralogía normativa y modal que de ellas se derivan, nos han permitido establecer los criterios de diferenciación entre rocas con y sin asimilación, y utilizar solamente estos últimos para deducir el tipo de evolución primaria, que se refleja fundamentalmente en la variación de las series de rocas ígneas producidas a lo largo del tiempo.

Otro punto indispensable para dilucidar cuál ha sido la evolución primaria del magmatismo, es conocer la edad de las ofitas o, al menos, si éstas se han formado antes, durante y/o después que las rocas ígneas jurásicas.

4.3. EDAD DE LAS OFITAS

Con las evidencias geológicas y radiométricas existentes hasta el momento parece fundamentado afirmar que el magmatismo generador de las ofitas se inició después del Trías medio y antes del Lías superior.

La cuestión que es necesario resolver a continuación, para establecer la evolución en el tiempo del magmatismo subbético, es si todos los magmas generadores de ofitas tienen una edad comprendida en este lapso de tiempo, o sólo algunos. Con el fin de aclarar este punto se ha realizado un estudio petrológico y geoquímico, comparativo, de las ofitas entre sí, y con las rocas volcánicas y subvolcánicas jurásicas, cuyos resultados se resumen a continuación.

La comparación de las relaciones Zr/TiO₂ frente a Nb/Y (Fig. 5), que no cambian con el metamorfismo ni con los procesos de asimilación de rocas pelíticas, permite ver que las ofitas se proyectan en el campo de los basaltos subalcalinos y las rocas volcánicas jurásicas en el de los basaltos alcalinos. Las proyecciones de Na₂O+K₂O frente a SiO₂ (Fig. 1) de las rocas de estos dos grupos, muestran la pertenencia a distintas familias. Las ofitas caen fundamentalmente en el campo de los basaltos subalcalinos y los términos más diferenciados son andesitas basálticas, mientras que las rocas volcánicas jurásicas, y las subvolcánicas espacialmente

asociadas a ellas, se proyectan fundamentalmente en el campo de los basaltos alcalinos y siguen un *trend* de diferenciación, por cristalización fraccionada, hacia hawaiitas.

La proyección de los óxidos en los diagramas binarios permite también ver las diferencias existentes entre el grupo de las ofitas y el de las rocas volcánicas y subvolcánicas jurásicas. Así, la proyección de Al_2O_3 frente al número de magnesio (Mg) (Fig. 6) muestra un *trend* de diferenciación que es propio de la serie alcalino-sódica para las rocas volcánicas y subvolcánicas jurásicas, y propio de la serie toleítica para las ofitas. Así, para valores decrecientes de (Mg), es decir, para grado de diferenciación creciente, el Fe_2O_3 total aumenta en las ofitas y disminuye en las rocas volcánicas jurásicas, mientras que el Al_2O_3 disminuye en las ofitas y aumenta en las rocas volcánicas jurásicas.

Estos dos grupos de rocas presentan, además, las siguientes diferencias mineralógicas primarias que pueden verse en las fichas de análisis petrológico.

- Mayor variedad del tipo de piroxeno en las ofitas que contienen términos de salita, salita titanífera, augita y augita titanífera, mientras que en las rocas volcánicas y subvolcánicas jurásicas el piroxeno es sólo tipo salita y salita titanífera.
- Las plagioclasas en ambos grupos de rocas pertenecen a términos variables entre bitownita y oligoclasa, con un predominio de labradorita y andesina, y presentan una zonación directa que es más intensa en las rocas volcánicas y subvolcánicas jurásicas que en las ofitas.
- El olivino no es determinable en las ofitas porque está siempre alterado a serpentina y clorita., En las rocas volcánicas y subvolcánicas jurásicas es frecuente su alteración a nontronita, o a interstratificados de esmectita y clorita, y puede conservarse, excepcionalmente, sin alterar por completo, como en la troctolita cumúlítica 9141 de la Hoja de Alcalá La Real, que corresponde a crisolito.

Las diferencias mineralógicas y químicas enumeradas permiten afirmar que las ofitas constituyen un grupo de rocas con características geoquímicas y mineralógicas comunes, e independientes tanto de las rocas volcánicas jurásicas como de las subvolcánicas, especialmente asociadas a ellas, y que les son geoquímicamente afines.

De todo esto se deduce que los magmas generadores de las ofitas pudieron formarse entre el Triásico superior y el Lías, al igual que se concluía a partir de las dataciones radiométricas hasta ahora realizadas, pero no debió coexistir con el magmatismo alcalino del Jurásico medio y superior.

4.4. AMBIENTE GEODINAMICO DE GENESIS DE LOS MAGMAS

Los contenidos y relaciones de algunos de sus elementos mayores y trazas (tabla 2), permiten deducir que tanto las ofitas como las rocas volcánicas y subvolcánicas jurásicas, son manifestaciones de un magmatismo de origen mantélico, que atravesó en su salida una corteza

continental adelgazada. El paso de estos magmas por la corteza continental originó una elevación en el contenido de los elementos traza más incompatibles que se refleja en valores altos de las razones Rb/Sr, Ba/La y Th/La, cuando se comparan con las de los magmas oceánicos que no han sufrido este tipo de contaminación y, valores más bajos que éstos, en las razones K/Rb y Nb/La.

La figura 7 muestra el *pattern* de elementos incompatibles normalizados, de los dos grupos de rocas estudiadas. Estos *patterns* muestran su similitud con el de otras rocas básicas originadas en ambiente continental como las toleitas de Columbia River. El máximo para el Th que presentan las rocas del Subbético se explicaría por contaminación o lixiviación de este elemento por magmas, al atravesar rocas de composición granítica de la corteza profunda, y es un rasgo común en gran número de provincias magmáticas continentales. Los dos máximos para Rb y K, que diferencian las rocas volcánicas jurásicas de las ofitas de la región estudiada, son indicativos de un mayor grado de asimilación de rocas pelíticas por los magmas jurásicos con el correspondiente enriquecimiento en estos elementos.

Las rocas ígneas de la Zona Subbética son peculiares, en general, por su bajo contenido en La y Ce, lo que hace que, a diferencia de otras provincias continentales, no presenten una anomalía negativa para el Nb, aunque los valores absolutos de este elemento sean tan bajos como en otras provincias. A igualdad de otras circunstancias genéticas y tectónicas de subida y emplazamiento de los magmas, el menor espesor de corteza continental atravesado ocasionaría un menor aumento en el contenido de estas tierras raras más incompatibles.

La figura 8 muestra el considerable aumento del contenido en K₂O, frente a la suma de los álcalis, que presentan las ofitas y, más especialmente, las rocas volcánicas y subvolcánicas jurásicas, como consecuencia de los fenómenos de asimilación de rocas pelíticas. Sobre esta figura se han proyectado, para su comparación, los campos ocupados por rocas básicas de ambientes geotectónicos conocidos, tanto oceánicos (O, DA) como continentales (BP, MA, MP). Aunque los magmas subbéticos ocupan un campo propio, más extenso que cada uno de los anteriores, la mayoría de sus rocas se proyectan dentro de los campos correspondientes al magmatismo mesozoico portugués (MP) y el magmatismo mesozoico de Atlas (MA), que se originaron en condiciones similares a las del Subbético, y otras zonas marginales del Atlántico, bajo la influencia en ese período de la apertura de la parte central de este océano. El ascenso de la astenosfera bajo el Atlántico produjo la intrusión de magmas básicos en sus márgenes que, en muchos casos, canalizaron su salida hacia la superficie aprovechando el juego de fallas profundas y desgarres tardihercínicos (PARGA, 1969; PORTUGAL y REGENCIO, 1979, 1983).

4.5. NATURALEZA Y EVOLUCION ESPACIO-TEMPORAL DEL MAGMATISMO

De lo anteriormente expuesto y de los datos bibliográficos referidos, puede deducirse que el magmatismo en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas es un magmatismo continental, de origen mantélico, que se inició a partir del Triásico superior con el desarrollo de algunos cuerpos hipoabisales de ofitas, y continuó su desarrollo como vulcanismo fisural, a partir del Lías inferior en el extremo SW de la alineación volcánica subbética, y a partir del Dogger en la zona central de la misma.

Entre el final del Triásico y el Jurásico medio cambió el carácter geoquímico de los magmas desde el predominantemente toleítico de las ofitas hasta el alcalino-sódico que presentan las rocas volcánicas y subvolcánicas del Dogger. Este magmatismo siguió desarrollándose con carácter fisural a lo largo del Malm, y alcanzó su clímax en el Tithónico. El carácter geoquímico de los magmas originados durante el Malm siguió siendo alcalino-sódico, aunque estaba fuertemente enmascarado por contaminación de los mismos, debido a asimilación de rocas pelíticas del zócalo que han quedado parcialmente englobadas como xenolitos o xenocristales. Estos procesos de asimilación, que originaron rocas con cuarzo y/o corindón normativos, se dieron también localmente en magmas más antiguos, aunque con menor intensidad. El desarrollo máximo de los procesos de asimilación de rocas pelíticas coincidió con el de una facies de surcos y umbrales (Fig. 2), período durante el cual se produjo una tectonización de la cuenca que debió afectar a las paredes de las cámaras magmáticas, bastante superficiales, facilitando así los procesos de asimilación de las rocas encajantes por el magma.

La evolución primaria del carácter geoquímico del magmatismo, desde el propio de la serie toleítica al de la serie alcalino-sódica, puede interpretarse como consecuencia de un cambio en el régimen geodinámico general desde el predominantemente distensivo, creado por la elevación de la astenosfera bajo el *protorift* del Atlántico al final del Triásico, hasta el transgresivo originado por el movimiento relativo de las placas ibérica y africana a lo largo del Jurásico y, especialmente, a partir del Jurásico medio.

La evolución secundaria, debida a la contaminación de estos magmas de origen mantélico, al atravesar la corteza continental, ha tenido lugar en dos etapas. La primera, originada a nivel de una corteza profunda de composición granitoide, da lugar a una elevación generalizada de los elementos incompatibles, especialmente de los más higromagmatófilos, como el Th, que desarrolla un máximo en el *pattern* de elementos incompatibles normalizados. La segunda etapa, cuyos efectos se superponen a los de la anterior en algunas rocas, consiste en la asimilación de rocas pelíticas del zócalo en niveles más superficiales, con el consiguiente aumento de los elementos abundantes en estas rocas, como K₂O, SiO₂, Rb y Ba, y la disminución de aquéllos, que son menos abundantes que en el magma basáltico, como CaO y Na₂O.

4.6. NATURALEZA DEL METAMORFISMO

Todas las rocas subvolcánicas intrusivas en el Triásico estudiadas en el presente trabajo, presentan minerales metamórficos y, en ocasiones, deformaciones a escala microscópica que requieren su clasificación como metadoleritas o meta-ofitas; por el contrario, sólo una de las rocas volcánicas jurásicas estudiadas (9161 de Alcalá La Real) ha sido clasificada como metaandesita en alusión al cloromelanito y a la actinolita que contiene. Este hecho, que es congruente con las observaciones realizadas en otro punto de la Zona Subbética (PUGA *et al.*, 1988), puede interpretarse como consecuencia de un metamorfismo, a escala regional, creciente en profundidad dentro de la serie sedimentaria.

El tipo de metamorfismo que afecta a estas rocas, a juzgar por sus paragénesis, con crossita, estilpnomelana y cloromelanito en algunas rocas, y prehnita y pumpellyita en la mayoría de las ofitas, así como por las deformaciones microscópicas, es un metamorfismo orogénico y de gradiente bajo. Sus condiciones termodinámicas varían entre las propias de la facies de las Ceolitas, la facies de Prehnita-Pumpellyita y la Subfacies de Actinolita Pumpellyita.

El clímax del metamorfismo originó en esta región crossita y cloromelanito (muestra 9142 y 9161 de Valdepeñas de Jaén), lo que indicaría unas condiciones del orden de 3 kb. y 350°C.

Este proceso de metamorfismo orogénico, de acuerdo con las dataciones K/Ar efectuadas sobre rocas de la Zona Subbética (PUGA *et al.*, 1988, y en prensa), tuvo lugar entre el Cretácico superior y el Oligoceno, es decir, coincidiendo con las distintas etapas metamórficas desarrolladas por la orogenia alpina en las Cordilleras Béticas y otras Cordilleras Alpinas.

La evolución espacial del metamorfismo no puede establecerse en una zona tan pequeña como la estudiada para este informe, por tratarse de un metamorfismo regional y con isotermas muy espaciadas dado su bajo gradiente. Tampoco se tienen datos, hasta el momento, de otras regiones del Subbético en las que este metamorfismo ha sido detectado (entre las provincias de Málaga y Murcia), que permitan dilucidar cuál fue su evolución, ya que en todos los puntos, las paragénesis metamórficas encontradas fueron similares a las de esta región central.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos aflorantes en la Hoja de Huelma corresponden al Triásico, durante el cual la sedimentación se desarrolló en ambientes de tipo *sabkha*, bajo condiciones climáticas áridas, con intercalación de episodios correspondientes a llanuras de mareas.

A principios del Jurásico se produce un cambio paleogeográfico notable con motivo de una transgresión generalizada en todo el ámbito de las Zonas Externas. Se crea con ella una plataforma carbonatada en la que se individualizan áreas de llanuras de marea, más abundantes a lo largo del Carixiense.

Entre el Carixiense medio y el Domeriense inferior se produce una interrupción generalizada, que en algunas zonas está asociada a procesos de emersión. Dicha interrupción está íntimamente ligada a procesos de fracturación y compartimentación de la plataforma, en relación con la apertura del Atlántico. Este evento crea un conjunto de fallas que separan dominios con subsidencia diferencial, en general orientados según N70 E. Dichas fracturas adquieren un doble papel en la historia de la Cordillera: por una parte, como condicionantes paleogeográficos, especialmente durante el resto del Jurásico y, por otra, como notables zonas de debilidad ante los esfuerzos desarrollados durante las distintas fases alpinas acaecidas en el Mioceno.

A lo largo del Lías superior-Dogger se desarrollan ambientes de plataforma interna que reflejan perfectamente las diferencias de subsidencia aludidas, creándose un sector de máxima subsidencia (Subbético Medio) que separa dos zonas poco subsidentes (Subbético Externo, al N., y Subbético Interno, al S).

En el Subbético Medio, la sedimentación va acompañada de la emisión de rocas volcánicas básicas, extruidas a favor de la fracturación citada; la naturaleza de estos magmas señala al existencia, para este período, de corteza continental adelgazada, con oceanización incipiente. La creación de edificios volcánicos va acompañada de cambios en el relieve submarino, condicionando a su vez las características de los depósitos sedimentarios asociados a ellos. Estos procesos volcánicos tienen una localización temporal variable según los sectores, alcanzando su máximo desarrollo en el sector de Alamedilla, donde cesan durante el Cretácico superior.

En el Malm se inicia un cambio en la sedimentación, tendente en sus últimos episodios a la homogeneización. En el subbético Medio se observan facies de plataforma abierta que pasan a niveles de condensación, mientras que en el Subbético Externo son estos últimos los que predominan durante toda esta época.

El tránsito del Jurásico al Cretácico va acompañado de importantes cambios, cuyo resultado es la total uniformización de la cuenca subbética. A lo largo del Cretácico inferior se instalan condiciones pelágicas, no obstante, las frecuentes estructuras de *slumping* y los niveles de brechas intercaladas indican la presencia, al menos de forma local, de irregularidades en el fondo marino.

A mediados del Cretácico acontece una etapa de inestabilidad, manifestada en diversos puntos de la Cordillera por procesos halocinéticos, cuyo resultado son derrames de materiales triásicos en el fondo de la cuenca. Dichos procesos deben estar íntimamente relacionados con el importante desarrollo adquirido por depósitos olistostrómicos y turbidíticos en un ambiente anóxico durante el Aptiense-Senoniense basal y cuyo máximo reflejo es observable en la zona de Alamedilla.

Un nuevo restablecimiento del carácter pelágico tiene lugar durante el Senoniense, en aquellos lugares en que se había perdido. En este caso, la sedimentación tiene lugar mayoritariamente en facies de capas rojas, comunes a otras cuencas alpinas y caracterizadas por su baja velocidad de sedimentación. Su depósito se prolonga hasta el Eoceno inferior.

Durante el resto del Paleógeno se incorporan cuerpos olistostrómicos a la cuenca, generalizándose los niveles turbidíticos, que alcanzan su máximo desarrollo durante el oligoceno, al sur del accidente de Guadahortuna.

A finales del Oligoceno comienza la estructuración definitiva de la Cordillera, debido al acercamiento de las placas europea y africana, prolongándose durante el Aquitaniense y alcanzando su máxima intensidad en la región en el Burdigaliense, como consecuencia de la ubicación de las Zonas Internas en su posición actual; este hecho provoca desplazamientos generalizados hacia el N en las Zonas Externas y a su vez, un importante acortamiento, tanto por el desarrollo de cabalgamientos, como por el de plegamientos y fracturación.

En el ámbito de la Hoja, los procesos acaecidos durante este período son de gran variedad según las zonas, manteniéndose el carácter turbidítico de la sedimentación en el sector meridional y adquiriendo, finalmente, un carácter de plataforma, durante el Aquitaniense.

La historia a lo largo de este intervalo de tiempo es mucho más compleja en el sector septentrional, donde la actuación de fracturas en dirección facilita el ascenso halocinético de materiales triásicos, que llegan a ocupar grandes áreas. Posiblemente, este hecho vaya acompañado por el rápido dismantelamiento de parte de los afloramientos triásicos creados, restableciéndose durante el Aquitaniense el carácter de plataforma somera, con facies similares a las del sector meridional. No obstante, la actividad de las citadas fallas y, por consiguiente, de los depósitos triásicos, continúa durante el resto del Mioceno, con motivo de las diferentes fases tectónicas, y a ella se debe, entre otros hechos, la doble vergencia observada en la región: NNO, al N de dichos afloramientos y SSE, al S de los mismos.

Como consecuencia de la actividad acaecida durante el Mioceno inferior, el contexto paleogeográfico sufre una notable variación, con creación de zonas elevadas que son sometidas inmediatamente a la acción de procesos denudativos, desarrollados en el período Burdigaliense superior-Langhiense inferior.

No se tiene registro alguno, en el contexto de la Hoja, del Serravalliense inferior, lo que hace suponer que el mar se encontraba en posiciones más septentrionales, como se desprende de

la reconstrucción paleogeográfica de la región para este período. Sin embargo, sí se tiene registro de una nueva fase tectónica en esta época, cuyo resultado es la creación de fallas transversales a la principal dirección bética (N70 E).

La última transgresión generalizada en la Zona Subbética tiene lugar entre el Serravaliense y el Tortoniense, quedando de manifiesto en diversos sectores de la Hoja. La retirada del mar se produce a finales del Tortoniense, instalándose un régimen continental que perdura hasta la actualidad, hecho que está acompañado por una fase distensiva, generadora de las cuencas intramontañosas repartidas por la región.

Dicha fase, acaecida durante el Turolense, se refleja en la zona a través de la Depresión de Guadahortuna, rellena por materiales del Turolense-Pleistoceno. Dicho relleno tiene lugar mediante dos etapas: la más antigua se desarrolla en el Turolense superior-Plioceno inferior y la más moderna, durante el resto del Plioceno-Pleistoceno.

En la primera de dichas etapas predominan las facies lacustres, observándose esporádicos episodios fluviales; la segunda, se manifiesta a través de abanicos aluviales, cuyos aportes proceden de los relieves circundantes, tanto del S como del N, si bien las facies lacustres alcanzan un importante desarrollo al SO de la Hoja. El relleno de la cuenca culmina con la génesis de un nivel de costra, carbonatada que se considera finalizado este ciclo.

A partir del Pleistoceno toman un papel preponderante las formas de encauce entre las depresiones y sus relieves vecinos. Por último, durante el Holoceno, los procesos fluviales y de vertiente son los configuradores fundamentales de la morfología hasta alcanzar su estado actual, en una región tectónicamente activa hoy día.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

La Hoja de Huelma es especialmente pobre en cuanto a desarrollo minero se refiere, debido a la carencia de indicios que pudieran resultar de interés. En principio, los materiales que mayores posibilidades tienen de concentrar elementos de utilidad en minería son las rocas subvolcánicas del Triásico y las volcánicas del Jurásico y Cretácico. En regiones próximas, éstas reflejaron concentraciones de manganeso que hicieron sospechar el interés de su explotación, aunque inmediatamente se desechó la idea.

Por lo que se refiere a las canteras, éstas se centran fundamentalmente en las dolomías y calizas del Lías inferior y en las rocas volcánicas citadas anteriormente, si bien también existen explotaciones de yesos pertenecientes al Triásico, calizas oolíticas del Malm y margas miocenas.

Las canteras más destacables correspondientes a dolomías del Lías inferior se localizan en el arroyo de la Nora (al N de Montejúcar) y al pie de la Sierra de Santerga, junto a los cortijos de Los Andenes y La Laguna. Su extracción va encaminada a la preparación de áridos para la construcción de carreteras.

En los materiales volcánicos existen varias canteras de pequeña magnitud, destacando entre ellas las localizadas junto a la fuente de los Oqueales, Montejúcar y Cabeza Montosa, encaminadas a su aprovechamiento en carreteras y caminos.

Los yesos englobados en las arcillas triásicas son extraídos junto al Molino del Meadero en el valle del río Huelma y empleados en construcción. Por otra parte, existe una cantera inactiva correspondiente a las calizas oolíticas del Malm en el Barranco de Ocaña, probablemente encaminada al suministro de balastro para el ferrocarril. Por último, en el sector de Huelma, existen canteras abandonadas ubicadas en materiales margosos del Tortonense, cuyo aprovechamiento debía estar dirigido hacia el campo de la cerámica.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Las condiciones semiáridas que afectan a la mayor parte de la región confieren un notable interés a la explotación hidrogeológica de la misma. No obstante, su complejidad estructural dificulta la creación de un modelo válido para ella, por lo que se ha optado por remitir al lector interesado a los informes del proyecto hidrogeológico del Guadalquivir en el que han intervenido organismos como la FAO y el propio IGME. En ellos se recoge una documentación valiosa y exhaustiva sobre los recursos y eventual explotación de la riqueza hidrogeológica. Sin embargo, como una primera aproximación a su conocimiento, se exponen brevemente los principales rasgos de la Hoja.

Existe una marcada irregularidad pluviométrica, lo que ocasiona cambios ostensibles en los caudales, de forma estacional. La principal manifestación de la escorrentía superficial se debe

al río Guadahortuna que junto con su red de tributarios se encamina hacia el E hasta penetrar en la Depresión de Guadix-Baza.

Los principales acuíferos están constituidos por los niveles carbonatados jurásicos, gozando de mucha menor importancia los tramos calcareníticos paleógenos y tortonienses, así como los niveles conglomeráticos pliocuaternarios.

Entre los niveles carbonatados jurásicos destacan las dolomías y calizas del Lías inferior que pueden aparecer como acuíferos colgados, libres o confinados. La Sierra de Santerga aparece "colgada" con capacidad retentiva baja, descargando casi instantáneamente a partir del agua de lluvia. En el borde N existen afloramientos aislados que actúan como acuíferos libres pudiendo subsanar pequeñas deficiencias locales. En general, se descargan mediante manantiales, generalmente situados en el contacto con las arcillas triásicas.

Son dignas de resaltar, igualmente, las calizas oolíticas del Malm, en las que se observan numerosos signos de carstificación, así como importantes surgencias.

La importancia de los niveles calcareníticos es menor, debido a sus constantes cambios de facies y, con frecuencia, pequeño espesor, localizándose numerosos manantiales de pequeña importancia en el contacto con los niveles margosos infrayacentes.

Otro tanto puede decirse de los tramos conglomeráticos pliocenos que además, con frecuencia quedan ocultos bajo un nivel de costra caliza. Precisamente, en la superficie cubierta por ésta, se encuentran la mayor parte de los pozos de la Hoja. Las zonas con litologías arcillo-margosas están desprovistas de manantiales, sufriendo sus deficiencias, igualmente, por medio de pozos.

Por último, y como ya se ha comentado, existe una gran complejidad estructural en la zona, por lo que resulta difícil establecer las posibles conexiones hidráulicas entre los acuíferos.

7. BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Scree. Public. Univ. Granada*.
- BAENA, J. y JEREZ, L. (1982): Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética s. str. *Colección informe. IGME*.
- BLUMENTHAL, M. y FALLOT, P. (1935): Observations sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix. *Mem. Soc. Esp. Histo. Nat.* Vol. 17.
- BOURGOIS, J. (1978): Le transversale de Ronde. Données géologiques pour una model d'évolution a l'arc de Gibraltar. *Tesis Univ. Besançon* (Publ. Annales Scient Univ. vol. 30).
- BRAGA, J.C. (1978): Contribución al estudio paleontológico y bioestratigráfico del Domerense inferior y medio en la zona Subbética. *Tesis Lic. Granada*. (inédita).
- BRAGA, J.C.; COMAS, M.C.; DELGADO, F.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; JIMENEZ, A.; LINARES, A.; RIBAS, P. y VERA, J.A. (1981): The Liassic Rosso Ammonitico facies in the Subbétic Zone (Spain). Genetic consideration. In. A. FARINACCI y S. ELMI (eds): *Proc. Rosso Ammonitico Symposium*, Ed. Thechnoscienza, Roma, pp. 61-76.
- BRAGA, J.C.; GARCIA GOMEZ, R.; JIMENEZ, A.P. y RIVAS, P. (1981): Correlaciones en el Lías de las Cordilleras Béticas. *Progr. Inter. Correl. Geol (PICG) Madrid*, pp. 162-181.
- BRAGA, J.C. (1982): Ammonites del Domerense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas). *Tesis Univ. Granada*.
- BUSNARDO, R. (1964): Hypothèses concernant la position des unités structurales et paleogeographiques de la transversal de Jaén-Grenade (Andalousie). *Geol. Min.* T. XLIII, pp. 264-267.
- BUSNARDO, R. (1975): Prebétique et Subbétique de Jaén à Lucena (Andalousie). Introduction et Trias. *Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon*, 65.
- CALIZ, F. (1968): Estudio geológico de la Sierra de Albayate y Sierra de Los Judíos. *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada*. (Inédito).
- CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; LOPEZ-MARTINEZ, N.; ROBLES, F. y USERA, J. (1978): El Mioceno superior continental del Prebético Externo: Evolución del Estrecho Nordbético. *Bol. Geol. Min.* 89. p. 407-426.
- CANO, F. (in litt): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1007 (Rute) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, *IGME* (pendiente de publicación).
- COMAS, M.C.; GARCIA-DUEÑAS, V.; GONZALEZ-DONOSO, J.M. y RIVAS, P. (1970): Sobre el Jurásico del Mencil y su relación con otras series subbéticas de la transversal de Granada. *Acta Geol. Hisp.*, 5 p.p. 77-81.

- COMAS, M.C. (1978): Sobre la geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). *Tesis Univ. Bilbao*.
- COMAS, M.C.; GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1978): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 992 (Moreda) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. *IGME*.
- COMAS, M.C.; ORTEGA, M.; LOPEZ, A. y FENOLL, P. (1982): Pelitas turbidíticas y pelitas hemipelágicas en la Formación Fardes (Albiense-Cretáceo superior, Cordilleras Béticas). *Cua.Geol. Ibérica*. Vol. 8, p.p.
- COMAS, M.C.; PUGA, E.; BARGOSSO, M.G.; MORTEN, L. y ROSSI, P.L. (1986): Paleogeography, sedimentation and volcanism of the Central subbetic Zone, Betic cordilleras, Southeastern Spain. *N.d.b. Geol. Palaont. Mh.*, p.p.385-404.
- DABRIO, J.C. y VERA, J.A. (1970): Características sedimentarias del Jurásico Subbético en la región de Algarinejo-Rute. *Act. Geol. Hisp.* I-V p.p. 8-11.
- DABRIO, C.J.; FERNÁNDEZ, J.; PEÑA, J.A.; RUIZ BUSTOS, A.; SANZ DE GALDEANO, C. (1978): Rasgos sedimentarios de los conglomerados miocénicos del bordenoreste de la Depresión de Granada. *Estudios Geol.* 34., pág. 89-97.
- DE SMET, M.E.M. (1984): Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Tectonophysics*, 107, p.p. 57-79.
- ESPEJO, M. (1968): Estudio geológico de una zona situada al S de Alcalá la Real (Jaén). *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada*. (Inédita).
- ESTEVEZ, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J.; ALBERDI, M.T. y RUIZ-BUSTOS, A. (1982a): Sur l'âge miopliocene des series detritiques de la terminaison orientale du bassin de Grenade (Espagne meridionale). *C.R. Ac. Sc. Paris*, Vol. 294, p.p. 1.189-1.190.
- ESTEVEZ, A.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1982b): Evidencia de una fase compresiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, Vol. 11, p.p. 2-29.
- ESTEVEZ, A.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MARTIN-ALGARRA, A.; SANZ DE GALDEANO, C.; SERRANDO, F. (1984): El cabalgamiento finiserravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Béica). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense. *Serie de estudios geológicos. MEDITERRANEA* N° 3.
- FALLOT, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geológicos*; vol. 8, p.p. 83-172.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A. y FONTBOTE, J.M. (1960): Observaciones geológicas sobre el macizo del Mencal y sus alrededores. *Not. y Com. IGME*, 60, p.p. 3-72.

- FELGUEROSO, C. y COMA, J.E. (1964): Estudio geológico de la zona Sur de la provincia de Córdoba. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, T. LXXV, p.p. 111-209.
- FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968): Essai de systematisation des unités subbetiques allochtones dans le tiers central des chaînes Betiques. *C.R. Ac. Sc. Paris*, vol. 26, p.p. 186-189.
- FOUCAULT, A. y PAQUET, J. (1970): Structure de l'Ouest de la Sierra Arana (province de Grenade, Espagne). *C.R. Ac. Sc. Paris*, vol. 271, p.p. 16-19.
- FOUCAULT, A. (1976): Complements sur la geologie de l'Ouest de la Sierra Arana (province de Grenade Espagne). *Bull. Soc. Geol. France* (7), Vol. 18, p.p. 649-658.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1966). Individualización de diversas unidades alóctonas en la Zona Subbética (transversal de Granada), *Acta Geol. Hisp.* I, nº 3, p.p. 11-14.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967): Unidades paleogeográficas en el sector central de la zona Subbética. *Not. y Com. IGME*. t. 101-102, p.p. 73-100.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967b): La Zona Subbética al Norte de Granada. *Tesis. Univ. de Granada*. (Inédita).
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1968): Hipótesis sobre la posición tectónica de la Sierra Arana (Granada). *Acta. Geol. Hisp.*, t. III, p.p. 29-34.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1969): Les unités allochtones de la zone Subbétique dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne). *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.* t. XI, p.p. 211-222.
- GARCIA DUEÑAS, V. (1969b): Consideraciones sobre las series del Subbético interno que rodean la Depresión de Granada (Zona Subbética). *Acta. Geol. Hisp.*, t. IV, nº 1, p.p. 9-13.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1970): Hoja geológica a escala 1:50.000 nº 991 (Iznalloz). *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1970): Estructuras sobrepuestas al N de la Sª de Montillana (Zona Subbética, Granada). *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, nº 1, p.p. 47-50.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1972): Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja 5-10 (Jaén) del mapa 1:200.000; síntesis de trabajos existentes. *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y GONZALES DONOSO, J.M. (1970): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1009 (Granada) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A. y RIVAS, P. (1970): Contribución al estudio bioestratigráfico del liásico del Zegrí (Zona Subbética, prov. de Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*. t.I, p.p. 11-16.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y LINARES, A. (1970): La serie estratigráfica de Alta Coloma. Serie del tipo Subbético medio, en la transversal de Granada. t. I, p.p. 193-210. *Guad. Geol. Univ. de Granada*.

- GARCIA-DUEÑAS, V.; NAVARRO-VILA, F. y RIVAS, P. (1970): Estudio geológico de Puerto López (Granada, Zona Subbética). *Acta Geol. Hisp.* t. V, nº 3, p.p. 82-87.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1976): Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. In: Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética, *Secr. Publi. Univ. Granada*, p.p. 125-175.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, p.p. 557-569.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979a): El Lías infracarixiense de la zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, p.p. 367-374.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979b): El Carixiense de la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, p.p. 375-382.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980): Mesozoic pelogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologieen Mijnbouw*. Vol. 59, p.p. 155-168.
- GARCIA ROSELL, L. (1972): Estudio geológico de la transversal de Ubeda-Huelma y sectores adyacentes. *Tesis doctoral.Univ. Granada*. (Inédita). 2 tomos.
- GARCIA YEBRA, R. (1971): Datos geológicos de Lojilla (Zona Subbética). *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada*. (Inédita).
- GARCIA YEBRA, R.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1972): Precisiones sobre la edad de las coladas volcánicas jurásicas en la región de Algarinejo-Lojilla (Zona Subbética). *Acta Geol. Hisp.* t. VII, nº 5, p.p. 133-137.
- GARRIDO-MEGIAS, A.; LERET, G.; MARTINEZ DEL OLMO, W. y SOLER, R. (1980): La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario. *IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Salamanca. Resúmenes, p.p. 110-111.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1967): Estudio geológico de la Depresión de Granada. *Tesis Univ. Granada* (Inédita).
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1971): Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas. *Cuader. Geol. Ibérica*, Vol. 2, p.p. 55-57.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1971): La serie liásica de Sierra Pelada (Zona Subbética, N. de Granada). *Cuad. Geol. Ibérica*, Vol. 2, p.p. 205-226.

- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A. y RIVAS, P. (1975): El Lías inferior y medio de Poloria (Serie del Zegrí. Zona Subbética. Norte de Granada. *Est. Geol.* Vol. XXX, (Homenaje Prof. Martín Vivaldi), p.p. 639-654.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1977): Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, Vol. 8-9, p.p. 191-204.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. y MOLINA, E. (1978): El corte del Navazuelo (Cordilleras Béticas, provincia de Granada). Posible hipoestratotipo del límite Oligoceno/Mioceno. *Cuad. Geol.* vol. 8-9, p.p. 225-240.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J.; SERRANO, F. y VERA, J.A. (1980): Precisiones estratigráficas sobre la discordancia intratortoniense de Montefrío. *Bol. Real Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*. Vol, 78, p.p. 101-111.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MOLINA, E. y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1981): Presencia de materiales de edad Burdigaliense-Langhiense en la Depresión de Alcalá la Real (Sector central de las Cordilleras Béticas). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* 79, p.p. 115-124.
- HERMES, J.J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios geológicos*, 41, p.p. 157-976.
- JEREZ, F. (1981): Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas. *Bol. Geol. Min.*, Vol. 92, p.p. 1-18.
- LINARES, D. (1968): Estudio geológico de una zona situada al W de Alcalá la Real (provincia de Jaén, Zona Subbética). *Tesis de Licenciatura. Univ. Granada*. (Inédita).
- LINARES, A. y RIVAS, P. (1973): El Lías medio en la parte sur de la Zona Subbética (Sierra Elvira, Illora e Iznalloz, provincia de Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, Vol. 4, p.p. 141-154.
- MAÑAS, C. (1969): Estudio geológico del sector Alcalá la Real-Alamedilla. *Tesis de Licenciatura. Univ. Granada*. (Inédita).
- MARTIN, J.M. (1979): La dolomitización basal del Lías superior subbético. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, Vol. 10, p.p. 583-589.
- MARTIN ALGARRA, A. (1987): Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. *Tesis Doc. Univ. Granada*. 2 tomos.
- MARTINEZ DEL OLMO, W. et al. (1984): Modelo tectosedimentario del bajo Guadalquivir. *I Congreso Esp de Geol.* Tomo I, p.p. 199-213.
- MARTINEZ-GALLEGO, J. (1974): Estudio micropaleontológico de un sector comprendido entre Moreda-Piñar-Pedro Martínez (Zona Subbética). *Tesis Doc. Univ. Granada*.

- MARTINEZ-GALLEGO, J. y MOLINA, E. (1975): Estudio del tránsito Eoceno-Oligoceno con foraminíferos planctónicos al sur de Torre-Cardela (Provincia de Granada, Zona Subbética). *Cuad. Geol.* Vol. 6, p.p. 177-195.
- MOLINA, R. (1971): Estudio geológico del Valle de Valdepeñas de Jaén. *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada.* (Inédita).
- MOLINA, J.M.; RUIZ ORTIZ, P.A.; VERA, J.A. (1984): Colonia de corales y facies oncolíticas en el Dogger de las Sierras de Cabra y Puente Genil (Subbético externo, prov. de Córdoba). *Est. Geol.* 40, p.p. 455-461.
- OLORIZ, F. y TAVERA, J. (1971): La serie de Cornicabra. *Dpto. de Paleontología. Univ. de Granada.* (Inédito).
- OLORIZ, F. (1978): Kimmeridgiense-Tithónico inferior en el sector central de las Cordilleras Béticas, Zona Subbética. Paleontología. Bioestratigrafía. *Tesis Univ. Granada* (Publ. Scre. Publ. Univ. Granada 758, p.p. 1978).
- OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1981): Correlaciones en el Jurásico superior de las Cordilleras Béticas. El límite Jurásico-Cretácico.
- PEYRE, Y. (1962): El "Subbético con Jurásico margoso" o "Subbético meridional" como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España,* Vol. 67, p.p. 133-144.
- PEYRE, Y. (1974): Geologie d'Antequera et de sa region (Cordilleres Betiques). *Tesis Univ. Paris* (Public. Inst. Agronom. Paris, 522 págs.).
- PINEDA VELASCO, A. (1985): Las Zonas Internas y Externas Béticas como partes meridionales de la Placa Ibérica: una nueva interpretación para el área límite Atlántico-mediterránea. *Studia geológica Salmanticensia.* XXI, p.p. 87-113.
- PUGA, E. y RUIZ-CRUZ, M.D. (1980): Observaciones petrológicas y geoquímicas sobre el magmatismo básico mesozoico del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuader. Geol. Univ. Granada.* Vol. 11, p.p. 127-156.
- PUGA, E. (1987): Enclaves de micaschistes á silicates d'alumine dans les roches volcaniques basiques mésozoiques de la cordillière Subbétique: premiers témoins d'un socle métamorphique, non affleurant, dans les Zones Bétiques Externes (Espagne du Sud). *C.R., Acad. Sci. Paris,* 305/II, p. 1.503-1506.
- PUGA, E.; VAN DE FLIERT, J.R.; TORRES-ROLDAN, R.L. & SANZ DE GALDEANO, C. (1988): Attempts of whole-rock K/Ar dating of Mesozoic volcanic and hypabyssal igneous rocks from the Central Subbetic (Southern Spain): A case of differential argon loss related to very low-grade metamorphism. *Estud. Geol.* 44.

- PUGA, E.; PORTUGAL, M. DIAZ DE FEDERICO, A., BARGOSSO, G. & MORTEN, L. (in press): The evolution of the magmatism in the External Zones of the Betic Cordilleras during the Mesozoic. *Geodinamica Acta*.
- PUGA, E. & PORTUGAL FERREIRA, M. (in press): The recrystallization and partial melting of xenoliths of pelitic rocks and their bearing on the contaminated basalts (Subbetic Zone, Spain). In FOUNTAIN, HODGE & RETAN Eds., *Geochemical and Geophysical Aspects of the interactions and evolution of magmas and rocks of the Crust*. Teophrastus Publications, S. A. Athens.
- RIVAS, P. (1969): Estudio geológico de la región de carcabuey. *Tesis de Licenciatura. Dpto. de Paleontología. Univ. de Granada*. (Inédita).
- RIVAS, P. (1972): Estudio paleontológico-estratigráfico del Lías en el sector central de la Cordillera Bética. *Tesis Univ. Granada*. 2 tomos. (Inédita).
- RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1979): Itinerario geológico por las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Itinerario Granada-Jaén y Cabra-Loja. *Scr. Publ. Univ. Granada*, 80 p.p.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1982): El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*, 224 pgs.
- RUIZ CRUZ, M.D. y LUNAR, R. (1982): Datos mineralógicos relativos a las "ofitas" triásicas del sector central de la Cordillera Subbética y a los sedimentos arcillosos que las engloban. *Bol. Geol. y Min. T. XCIII-II*, p.p. 255-261.
- RUIZ ORTIZ, P. y VERA, J.A. (1979): Turbiditas calcáreas del Jurásico superior de las Cordilleras Béticas. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, Vol. 10, p.p. 571-582.
- RUIZ ORTIZ, P. (1980): Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril Prov. de Granada y Jaén). *Tesis Univ. Granada*, 272 págs.
- RUIZ ORTIZ, P. (1981a): Carbonate turbidite Upper Jurassic Betic Cordillera. South Spain. 2^o *European Meeting. I.A.S.*
- RUIZ ORTIZ, P. (1981b): Sedimentación turbidítica del Cretácico de las Unidades Intermedias.
- SANDOVAL, J. (1983): Bioestratigrafía y Paleontología del Bajocense y Bathonense en las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*, 613 págs.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973): Geología de la transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén). *Tesis Univ. Granada*.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1980). La Neotectónica del norte de la Depresión de Granada. *Est. Geol.* 36, p.p. 255-261.
- SANZ DE GALDEANO, C. y ESTEVEZ, A. (1981). Estriaciones tectónicas en cantos de conglomerados. Su estudio en las depresiones de Granada y Guadix-Baza. *Est. Geol.* 37, 227-232.

- SANZ DE GALDEANO, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.* 39, 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1985): La fracturación del borde Sur de la Depresión de Granada (Discusión acerca del escenario del terremoto del 25-XII-84). *Est. Geol.* 41, 59-68.
- SEQUEIROS, L. (1970): Estudio geológico del borde sur de Cabra (Córdoba). *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada.* (Inédita).
- SEQUEIROS, L. (1974): Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el sector Central de la zona Subbética. Bioestratigrafía y Paleontología. *Tesis Univ. Granada.*
- VAIL, P.R.; MITHCUM, J.R. and THOMPSON, S. (1977). Seismic Stratigraphy and changes of Sea Level. part. 4 Global cycles de Relative changes of Sea Level. In: Seismic Stratigraphy. A.A.P.G. *Memoir.* 26, p.p. 83-97.
- VEGAS, R. y MUÑOZ, M. (1984): Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la placa ibérica. *I Congr. Español Geol.* T3, p.p. 105-118.
- VERA, J.A. (1966a): La unidad "Parapanda-Hacho de Loja". Su individualización estratigráfica y tectónica en la Zona Subbética. *Acta Geológica Hispánica*, Vol. 1, p.p. 3-6.
- VERA, J.A. (1966b). Estudio geológico de la zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. *Tesis Univ. Granada* (pub. Mem. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo-72, 192, págs. 1969.
- VERA, J.A. (1969): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1008 (Montefrío) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. *IGME*, (primera serie).
- VERA, J.A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In: Programa Internacional de Correlación Geológica. *P.I.C.G. Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat.* Vol. 2, p.p. 219-260.
- VERA, J.A.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, M.; COMAS, M.C.; RUIZ-ORTIZ, P.A. y MARTIN-ALGARRA, A. (1982). El Cretácico de las Cordilleras Béticas. In: *El Cretácico de España, Universidad Complutense, Madrid*, p.p. 515-630.
- VERA, J.A. (1984): Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. In: A. OBRADOR (ed): Libro Homenaje al Prof. Sánchez de la Torre. *Grup. Esp. Sedimentología. Publicaciones de Geología, Barcelona*, Vol. 22, p.p. 25-54.
- VERA, J.A.; MOLINA, J.M. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético Externo). In: A. OBRADOR (ed): Libro homenaje al Prof. Sánchez de la Torre. *Grup. Esp. sedimentología. Publicaciones de Geología, Barcelona*, Vol. 22, p.p. 141-162.
- VERA, J.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación. *I Congreso español de Geología.* Sección I, p.p. 109-122.