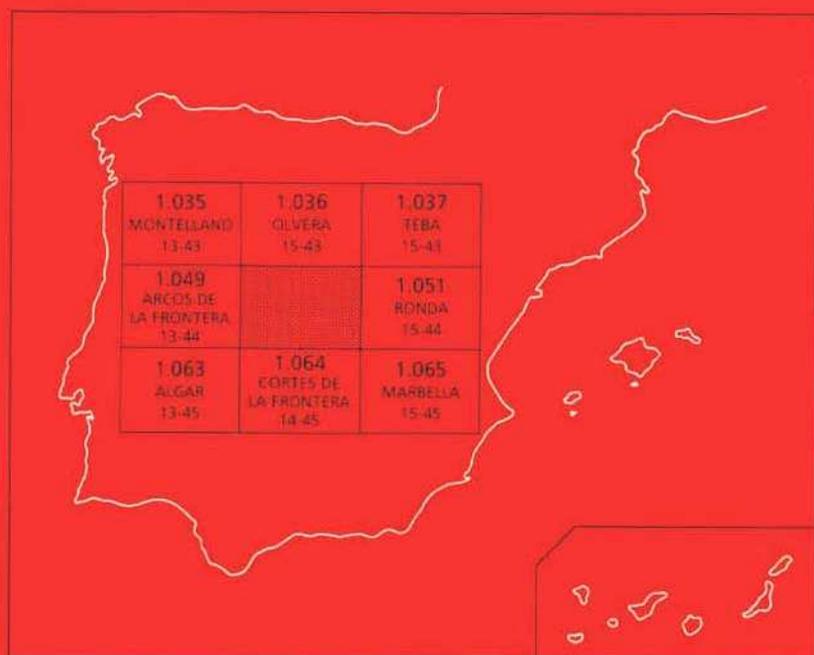




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



UBRIQUE

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. 1270/1988, 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

UBRIQUE

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-9219-1991
NIPO: 232-91-001-4

La presente Hoja y Memoria han sido realizados por T.C.R., S.A. durante 1980, bajo normas, y supervisión del ITGE, habiendo intervenido en la misma los siguientes doctores o licenciados en Ciencias Geológicas:

CARTOGRAFIA Y MEMORIA

- F. Moreno Serrano.

Departamento de Geotectónica de la Universidad de Granada:

- V. García Dueñas.
- J. Campos Fernández.
- L. García Rosell.
- M. Orozco Fernández.
- C. Sanz de Galdeano.

Asesor

- L. Jerez Mir.

Sedimetología:

- P. Cabra Gil.

Macropaleontología:

- P. Rivas.

Micropaleontología:

- J. Martínez.
- C. Martínez.
- E. Moreno de Castro.

DIRECCION Y COORDINACION:

- J. Hernández Urroz.

1. INTRODUCCION

1.1. ENCUADRE GEOLOGICO

La hoja de Ubrique se halla localizada en la porción occidental de la cadena Bética y dentro de unidades subbéticas, además de otras con afinidad diversa. Todas ellas pertenecen a las zonas externas de la cordillera y configuran un mosaico geológico en el cual las relaciones tectónicas obligan y llevan a la realización de reconstrucciones pelogeográficas con cierta complicación.

Antes de exponer la enumeración y afinidad de las distintas unidades conviene señalar que en la bibliografía existente los distintos autores han utilizado en muchos casos nombres diferentes para designar las mismas zonas pelogeográficas. No obstante los trabajos más recientes suelen establecer, como punto de partida, cuadros de analogía y equivalencias entre las distintas unidades definidas anteriormente. Tras el análisis de estos trabajos puede observarse que la mayor parte de los autores coinciden en la mayor o menor medida en lo relativo a la afinidad pelogeográfica de las unidades calcáreas subbéticas, no ocurriendo lo mismo con las unidades tipo flysch, cuya paleografía y evolución tectónica son más complejas.

La hoja geológica de Ubrique comprende los siguientes conjuntos:

- Trías Subbético indiferenciado o Trías Germano-andaluz.
- Subbético medio.
- Unidades de La Silla y del Pinar (Triásico-Jurásico y Flysch cretácicos de Boyar y de Ubrique).
- Escamas del Corredor de Boyar.
- Flysch de Algeciras.
- Numídico (areniscas del Aljibe) e infranumídico.
- Neonumídico o Formación de arcillas con bloques.
- Molasa postorogénica de la cuenca de Ronda.

Para la denominación de las unidades subbéticas nos atenemos a la nomenclatura establecida por la escuela de Granada, desarrollada también por otros autores (J. Baena, L. Jerez y F. Jerez). El Flysch de Algeciras toma su nombre de dicha localidad, en la cual Didon (1960) estableció la serie tipo. Los términos Numídico y Neonumídico han sido utilizados en estas regiones por primera vez por Bourgois (1978). Este autor recomienda la sustitución del término Arenisca del Aljibe (Gavala, 1924) por el Numídico, por ser éste el que se viene utilizando para designar los mismos materiales en el norte de Marruecos y en Sicilia.

1.2. ANTECEDENTES

Los primeros trabajos que se ocuparon en las Sierra de Cádiz y Málaga fueron los de Macpherson (1872), Bergeron (1909), Gentil (1918), Orueta (1917) y Gavala y Laborde (1916, 1918, 1924 y 1929). Este último autor llegó a realizar una cartografía geológica de indudable valor, considerando autóctonos todos estos materiales.

Posteriormente fueron abriéndose paso las ideas aloctonistas de mano de M. Blumenthal

cuyos primeros trabajos datan de 1927. El mismo autor, entre 1935 y 1937, realizó una cartografía geológica de la Sierra de Grazalema, en la cual diferenció los dominios subbético y penibético (según la terminología de dicho autor) a un lado y a otro del Corredor de Boyar. Los trabajos de Fallot en las porciones central y oriental de la cadena, culminan con su síntesis publicada en 1948 y en la cual tuvo en cuenta los trabajos de Blumenthal realizados en las regiones más occidentales.

Es en las tres últimas décadas cuando las Sierras de Ronda y el Campo de Gibraltar son objeto de estudio por diversos autores procedentes de dos escuelas:

La escuela alemana emprende el estudio de una amplia región centrada en la Serranía de Ronda y que dió lugar a las tesis doctorales de Kockel (1963), Dürr (1967), Mollat (1968), Hoppe (1968), Buntfuss (1970) y Mauthel (1970). Este último autor realizó una síntesis de todas ellas publicadas en 1.971.

De todos estos autores fueron Hoppe y Dürr los que estudiaron parte de la hoja de Ubrique. Con anterioridad, su maestro, R. Hoepfener (1964) llegó a realizar una interpretación paleogeográfica de las escamas del Corredor de Boyar.

Por otra parte, la escuela francesa emprende el estudio de las unidades de tipo flysch, centrado inicialmente sus trabajos en el campo de Gibraltar, lugar donde aquellas aparecen ampliamente representadas (Chauve, 1968, Didon, 1969, etc.). Otros trabajos más recientes, también de la misma escuela, se centraron sobre localidades comprendidas dentro de la hoja de Ubrique: Chauve (1969), Bourgois (1970), Bourgois, Chauve y Peyre (1970), Bourgois y Chauve (1971). Dubois (1971), Bourgois, Chauve y Peyre (1972), etc. hasta la publicación de la tesis de Bourgois en 1978.

Los trabajos de los autores españoles de la escuela de Granada relativos a las unidades externas y más próximos a la hoja de Ubrique son los de Vera (1966) y Cruz-San Julián (1972-1974). Además, la síntesis de Baena y Jerez (1982) relativa a una **Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética s. str.** (en prensa en los momentos de redacción de esta Memoria).

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. INTRODUCCION

De los diversos dominios establecidos inicialmente por García Dueñas (1967) en la transversal de Granada, en la Hoja de Ubrique aparecen: el subbético interno, el subbético medio con características propias. Además de las unidades de la denominada **Zona Circumbética** (Baena y Jerez, en prensa). Estas tres denominaciones son los equivalentes del penibético, subbético y ultrapenibético, respectivamente y según la terminología de los autores alemanes y franceses.

Al Subbético medio pertenecen las unidades siguientes:

- Sierra de Zafalgar.
- Sierra Margarita.
- Sierra de Albarracín.

Situadas todas ellas en la parte noroccidental de la hoja, o porción mas externa en relación a la cadena.

El Subbético interno constituye una única unidad, que aflora de forma ininterrumpida en la porción suroriental de la hoja (Sierras del Palo, Libar, Caillo, Peñón Grande y Salto del Cabrero):

El Subbético Ultrainterno se sitúa en general entre los dos anteriores, comprendiendo las unidades correspondientes a la Sierra del Pinar, relacionadas con los Flysch Cretácicos y con las escamas del Corredor de Boyar. Todos estos materiales junto con la Unidad de Montecorto han sido asignados a un dominio paleogeográfico más meridional en relación al subbético interno, con lo cual su posición actual implica bien su desplazamiento por encima de éste hasta ocupar el área correspondiente al actual Corredor de Boyar; o bien un juego más complejo, en el que la disposición estructural actual resultase de la combinación de cabalgamientos, retrocabalgamientos y desplazamientos en dirección.

Independientemente de estas unidades existen extensos afloramientos de materiales triásicos, diferentes en algún caso particular y en cierta medida de los materiales también triásicos que aparecen en la base de las series de las unidades subbética interna y circumbética. Es el Trías germano-andaluz, considerado por algunos autores (Cruz San Julián, 1974) como de procedencia subbética ultrainterna, pero con una historia tectónica algo compleja. En nuestra interpretación es el Trías Subbético indiferenciado que ha despegado y jugado tectónicamente de forma independiente con respecto a sus coberteras subbéticas, especialmente durante los retrocabalgamientos.

El Flysch de Algeciras ocupa una pequeña extensión al sureste de Ronda, donde sin embargo, su posición tectónica y las condiciones de afloramiento permiten una fácil observación de todos sus tramos.

El manto Numídico comprende un tramo basal calizo-arcillosos, de edad eocena, y otro superior de areniscas y arcillas, ocupando una parte importante de la hoja. Por último, las

formaciones neomédicas y la molasa postorogénica ocupan principalmente la porción noroccidental del área estudiada.

Pasamos a continuación a describir la estratigrafía de las distintas unidades agrupadas en los conjuntos ya señalados.

2.2. TRIAS GERMANO-ANDALUZ (76)

Aflora en los bordes occidental y septentrional de la hoja, en una posición tectónica variable: retrocabalgando sobre el propio Subbético medio, esto es sobre su propia cobertera, cabalgando localmente por el mismo, en el retrocabalgamiento de la Sierra de Zafalgar, o bien cabalgante sobre unidades del Subbético Ultrainterno.

Estos materiales triásicos se continúan de forma ininterrumpida hasta la región de Osuna y Teba donde Cruz San Julián (1974) los denominó como Manto de Antequera-Osuna, ya que se extienden hasta Antequera donde anteriormente Staub (1934) los definió a su vez como Manto de Antequera. A lo largo de dicho trayecto cabalgan sobre diferentes afloramientos (ventanas tectónicas) del propio Subbético medio, o bien engloban, y otras veces soportan, trozos de coberteras de este tipo de unidades subbéticas (materiales jurásicos, cretácicos y flysch calcáreos paleógenos). En las vecinas hojas de Arcos de la Frontera y Olvera, este mismo Trías cabalga al Aljibe y a las unidades subbéticas de Arcos equivalentes a la Sierra de Zafalgar. Conlleva además cobertera subbética propia localmente. El hecho de considerar estos materiales mesozoicos y paleógenos cobertera de dicho triásico fue la circunstancia que indujo a Cruz San Julián a denominar este conjunto como Manto de Antequera-Osuna en lugar de Trías germano-andaluz. A escala regional se puede afirmar que este Trías engloba a sus propias coberteras mesozoicas y paleógenas.

Aparece constituido, fundamentalmente, por arcillas rojas y grises, con yesos casi siempre abundantes. El yeso aparece como yeso blanco masivo o sacaroideo, y solo excepcionalmente cristalizado en láminas transparentes. Llega a constituir masas en las que predomina ampliamente sobre el componente arcilloso. Estos materiales arcilloso-yesíferos presentan casi siempre un aspecto caótico y desorganizado y solamente llega a vislumbrarse en algunos casos restos de la estratificación original. En ocasiones se encuentran afloramientos con un bandeado claramente sedimentario e incluso con cantos rodados, no solo de yeso sino también de carniolas, calizas y areniscas procedentes de los mismos materiales triásicos. Estos sedimentos suelen aparecer bastante consolidados y cementados con sulfato cálcico que llega a recristalizar, de forma secundaria, en los intersticios. Estos afloramientos son bastante numerosos y en muchos casos su estructura sedimentaria no es tan evidente, dándose, por tanto, una aparente transición entre el Trías arcilloso-yesífero y caótico y los sedimentos descritos. Estas circunstancias llevaron a Bourgois (1975) a considerar todo el conjunto del Trías germano-andaluz, como una brecha poligénica y sedimentaria, con cemento yesífero y con edad por tanto no triásica, sino posterior al Neocomiense, ya que en un punto dicho autor señala la erosión de dichos niveles por la superficie fosilizada por la brecha yesífera.

En los lugares correspondientes a los ejemplos puestos por el citado autor como demostrativos

del origen sedimentario de las brechas poligénicas del Trías germano-andaluz, se pone de manifiesto sin embargo que estos materiales resedimentados forman parte de un cuerpo sedimentario cuaternario o al menor pliocuaternario, en forma de abanico torrencial. En otros casos en los que estos sedimentos no aparecen claramente relacionados con la erosión actual, cabe pensar en procesos de erosión y resedimentación subárea o no del propio Trías a medida que se produce su desmantelamiento general, iniciado posiblemente durante las fases de estructuración de la Cadena.

Englobadas en la masa arcillo yesífera se encuentran otras rocas sedimentarias con escasa continuidad lateral, nunca superior a los 50 m., constituídas, según un orden de abundancia decreciente, por:

a) Calizas (80), algo dolomíticas, negras y (fétidas), estratificadas en capas de 0,1 a 0,3 m en ocasiones tableadas y con numerosas superficies estilolíticas paralelas a la estratificación. El conjunto del tramo no supera nunca los 30 m de potencia. Calizas con las mismas características han sido consideradas por diversos autores como pertenecientes al Muschelkalk. Fallot (1930-1934) Schmidt (1930), etc.

b) Caniolas (78). Presentan colores rosados y amarillentos, con numerosas venas de recristalización. La situación estratigráfica de estas rocas es a veces dudosa. Niveles equivalentes han sido situados por algunos autores en el Trías superior. Fallot (1934) y Schmidt (1930).

c) Areniscas (78). Su abundancia es menor que la de las rocas precedentes. Son cuarzosas con cierta proporción de micas, el tamaño de grano, oscila entre los limos y arenas, presentando ocasionalmente laminaciones paralelas y cruzadas. Sobre la posición estratigráfica de estos niveles areniscosos no existe un acuerdo general entre los diferentes autores, situándoles unos por encima y otros por debajo de las calizas del Muschelkalk.

Además de estas masas aisladas, aparecen con bastante frecuencia fragmentos sueltos de rocas ígneas de color oscuro (77), cuyos tamaños oscilan entre unos pocos metros cúbicos y varios decámetros. Estas rocas muy frecuentes en los horizontes triásicos de la península son conocidas como ofitas y su génesis, generalmente admitida, es correspondiente a un vulcanismo básico en un régimen de distensión cortical. Algunas muestras analizadas presentan la siguiente composición mineralógica, según un orden de abundancia decreciente: Plagioclasa, epidota, clorita, anfíbol y esfena, presentando una textura ofítica-microporfídica.

En su conjunto el Trías germano-andaluz resulta de la desorganización extrema durante su traslación, de diferentes niveles con las litologías descritas más arriba, habiéndose transformado en un conjunto de bloques aislados, procedentes de la dislocación de dichos niveles y de los cuerpos ígneos que llegaron a intruir en su seno. Posteriormente, durante los períodos de exposición de dichos materiales y hasta la actualidad, se han debido producir numerosos procesos de erosión y resedimentación.

2.3. EL SUBBETICO MEDIO

2.3.1. Triásico (34)

Solo se han diferenciado como tal unos afloramientos de arcillas rojas y verdes con masas

dispersas de carnioles y yesos existentes al pie y hacia el Este de la Sierra del Labradillo. La calidad de los afloramientos en estos lugares no permite realizar observaciones más precisas, ni tampoco establecer ninguna serie de este tramo. En los demás afloramientos los términos más bajos aflorantes del Subbético medio (dolomías liásicas) aparecen formando la base de un anticlinal adomado y retrocabalgante hacia el sur, con Trías germano-andaluz en su base. Estos afloramientos triásicos que jalonan la base de dicho anticlinal, presentan las mismas características litológicas y estructurales ya descritas en el apartado anterior.

2.3.2. Jurásico

Se compone de un tramo dolomítico basal, al cual se superpone un tramo de calizas con sílex, una alternancia de margas y calizas, finalizando con diversos niveles de calizas nodulosas, de los cuales el más alto en la serie alcanza un espesor de unos 30 m. y da paso a la serie de calizas y margas blancas del Cretácico inferior.

De esta manera en la cartografía geológica de las Sierras de Albarracín, Zafalgar y Margarita han podido diferenciarse los siguientes tramos, de muro a techo:

- Paquete dolomítico.
- Calizas y calizas con sílex.
- Alternancia de calizas con sílex, margas y calizas nodulosas.
- Calizas nodulosas rojas.

Lías (33). Aparece constituido por un tramo basal de dolomías con colores de alteración oscuros, pero que en corte fresco presentan, en unos casos colores blancos y textura cavernosa y en otros colores grises blanquecinos y una intensa brechificación mecánica. Alcanzan una potencia máxima de 250 m.

Sobre dichas dolomías aparece un tramo de unos 100 m de calizas oolíticas y calizas micríticas que hacia techo presentan incrustaciones de sílex.

Sobre las mismas aparecen varias superficies de **hard ground** que dan lugar a un nivel de unos 2 m con pasadas lumaquéticas y con un conglomerado calizo. Esta superficie solo ha sido vista en la Sierra de Albarracín, donde marca el techo de la serie liásica, representando a la vez una laguna estratigráfica que abarca todo el Lías superior (Pliensbachense superior-Toarciense).

Dogger (32). La serie jurásica continua con un tramo de unos 100 m., en el que alternan calizas grises azuladas y margocalizas con niveles de braquiópodos, lamelibranquios y gasterópodos, habiéndose encontrado además escasos Ammonites y nódulos de pirita.

El resto del Jurásico medio se completa con unos 60 m. de serie correspondientes a una alternancia de calizas nodulosas grises, rojas y violetas, calizas tableadas con sílex y margas.

Malm (31). El límite entre el Dogger y el Malm, de acuerdo con los fósiles estudiados, se sitúa dentro de un tramo de 30 m de espesor de margas amarillentas entre las que se intercalan

algunas capas de calizas con sílex.

Sobre dicho tramo margoso se sitúa el nivel principal y fácilmente cartografiable de calizas nodulosas rojas, tipo **Ammonilítico Rosso**, con nódulos de hasta 8 cm de diámetro y con Ammonites frecuentes. En la base de este tramo se sitúa el límite Titónico-Berriasiense. Así, casi la totalidad del nivel de calizas nodulosas rojas presenta una edad Berriasiense y la base de la formación Neocomiense de margas y margocalizas blancas se inicia en el Berriasiense superior (parte inferior de la zona D Remane).

En la Sierra de Zafalgar y en la Sierra de Margarita esta serie jurásica aparece con una potencia superior. Paralelamente los niveles de calizas nodulosas son menos abundantes y más delgados. Por otro lado tampoco ha podido constarse la existencia del **hard ground** existente en la Sierra de Albarracín. Esta circunstancia nos lleva a considerar el mayor desarrollo de la serie Jurásica en estos sectores deriva fundamentalmente de la presencia de los tramos margosos correspondientes al Toarciense y Pliensbachiense superior, inexistente en la Sierra de Albarracín y al mayor desarrollo del Dogger.

Estas diferencias apuntan hacia la existencia de dos variantes dentro de la serie jurásica del subbético medio, contactando de esta manera con las conclusiones obtenidas al respecto por García Dueñas (1967) y Cruz San Julián (1974) en las transversales de Granada y Osuna respectivamente. Estos autores ponen de manifiesto como la sedimentación margosa se inicia antes en un dominio correspondiente a un Subbético medio septentrional, que en aquel correspondiente al Subbético medio meridional. Pese a que en el detalle, las series aquí analizadas y las series correspondientes a dichas transversales presentan notables diferencias, si parece darse la misma circunstancia señalada. De esta manera, las Sierras de Margarita y Zafalgar correspondería al subdominio septentrional con niveles margosos desde el Pliensbachiense superior, en tanto que la Sierra de Albarracín representaría el subdominio meridional, con aparición de niveles margosos solo a partir del inicio del Dogger.

Según L. Jerez, esta circunstancia se repite en el Subbético medio de la vecina hoja de Arcos de la Frontera, donde en la parte meridional de la **Unidad de Prado del Rey**, el Jurásico próximo ya a Algar, cuenta con una laguna estratigráfica que abarca posiblemente todo el Lías medio y superior.

2.3.3. Cretácico inferior (30, 29)

El Cretácico inferior se inicia, como hemos visto, dentro del nivel de calizas nodulosas rojas del Titónico Berriasiense, continuando la serie con una potente formación de calizas margosas y margocalizas grises en fractura fresca, pero con aspecto blanco amarillento en superficie. Alcanza un espesor comprendido entre cuatrocientos y quinientos metros, aflorando extensamente en las laderas occidentales y septentrionales de la Sierra de Albarracín y Margarita. Su límite superior ha sido datado como Barremiense.

El Cretácico medio y superior se inicia en facies de margocalizas, calizas y margas blancas, prosigue con las **facies de capas rojas** del Senoniense, ambas en ambiente propio de plataforma exterior hasta el Maastrichtiense inferior. Durante este episodio por lo general y a

veces antes se inicia el carácter turbidítico de la serie, con la sedimentación de una alternancia de calcarenitas con estructuras sinsedimentarias de **graded bedding**, laminación paralela, **convolute bedding** y **ripples**, nódulos de sílex relativamente frecuentes en algunos niveles, y tonos que varían lateral y verticalmente entre el rojo salmón el blanco y gris.

2.3.4. Cretácico superior-Paleoceno y Eoceno medio (28)

Desde el Maastrichtiense inferior al Eoceno medio se deposita la secuencia turbidítica cuya descripción hemos iniciado en el apartado anterior.

En general se trata de calcarenitas grises con intercalaciones de margas rojo salmón y blancas, así como calizas blancas.

En el Paleoceno y Eoceno, sobre todo en la hoja de Olvera, se depositan niveles de calcarenitas más gruesas con las estructuras sedimentarias propias de las turbiditas, y *Microcodium* con restos de *Microdium*.

Frecuentemente los niveles turbidíticos contienen microfauna resedimentada, en general de los niveles más antiguos de la propia formación.

Más al Norte y al Noroeste, el flysch calcáreo subbético de igual facies a la anterior, retrocabalga sobre la Unidad de la Sierra de Zafalgar mediante una lámina o banda de Trías en facies germano-andaluz.

Al NW de la hoja Ubrique, al pie de la cota 626, unos niveles de calcarenitas gruesas, turbiditas, con litofacies que recuerda la de las calizas con *Microcodium* del Paleoceno, han sido datados por L. Jerez, en tres puntos diferentes como Cenomaniense. Es decir, el flysch calcáreo en cuestión se inicia en algunos puntos de la cuenca desde el Cenomaniense, si bien por lo general en el Maastrichtiense inferior.

2.3.5. Oligoceno (27)

En esta unidad, como más occidental y equivalente de Prado del Rey ha caracterizado el Oligoceno en facies de margas pelágicas, debajo de la lámina de Trías que sustenta el flysch Cretácico y Eoceno retrocabalgado de la Loma de Las Garabiteras. En el punto de coordenadas: TF 771774, cota 370, (muestra LJ-503 de revisión del 1:200.000 de Morón de la Frontera). La datación ha sido realizada con nannoplancton (zonas NP 24-NP25), como Oligoceno medio-superior, en **facies de capas rojas** de carácter marcadamente margoso. Contrasta este color con la facies de calizas y margas de tonos claros, discordante sobre la **Unidad de Prado de Rey** al Oeste. El carácter margoso de esta formación y sus yacientes impiden por lo general observar el contacto neto supuestamente discordante.

2.4. SUBBÉTICO INTERNO

Este término propuesto por García Dueñas (1967), ha sido utilizado solamente por los autores españoles Fontbote (1970, 1971), Cruz San Julián (1974), etc. en tanto que los autores extranjeros, especialmente la escuela francesa, han venido utilizando el de Penibético

creado por Blumenthal (1927), para designar las mismas unidades u otras afines. Aún otros autores introdujeron otros términos: **Unidad de Ronda** (Hoppe 1972), **Zona Facial Sur** (Mauthe 1971) etc. De esta forma este dominio no ha tenido unos límites muy bien definidos, en estas zonas occidentales de la Cadena Bética, hasta los trabajos más recientes de Cruz San Julián (1974) y Bourgois (1978). El primero establece dentro de este amplio dominio tres sectores:

- Un sector meridional caracterizado por una mayor proporción de dolomías en la base de la serie jurásica en relación a los sectores más septentrionales y una potencia también mayor para cada uno de los tramos en relación al sector contiguo situado al Norte.
- Un sector central en el cual el Jurásico superior llega a estar incompleto.
- Un sector septentrional en el cual, o no existen dolomías basales o bien son poco potentes, en tanto que los tramos de calizas nodulosas del Jurásico superior alcanzan las mayores potencias registradas dentro de este dominio.

En conjunto y según este autor, el Subbético interno correspondería a una cuenca con un umbral central, que ocasionaría el adelgazamiento de las series del Jurásico Superior, y sendos sectores más subsidentes al norte y al sur de dicho umbral.

Por su lado Bourgois no establece estas diferenciaciones pero estudia detalladamente el contacto Jurásico-Cretácico y el desarrollo variable de la serie cretácica en distintas localidades. Siguiendo el razonamiento de Chauve (1968), señala que el desarrollo diferencial de las series cretácicas puede ser indicativo de una polaridad paleográfica, de forma que la presencia de Cretácico inferior sería característica de la margen interna de la zona penibética, o bien, y en sentido más general, cuanto más potente sea la serie cretácica más interna será su posición paleográfica; ocurriendo lo inverso con las series jurásicas, puesto que da una inversión en el sentido de la subsidencia entre el Jurásico y el Cretácico. Define también este autor la existencia de **unidades con afinidad penibética**: Unidad del Peñón Grande y de la Sierra del Caillo, etc., las cuales presentan algunas diferencias con las series típicas del Subbético interno, por contener niveles del Cretácico inferior (Neocomiense), dolomías liásicas bien desarrolladas, además de otras particularidades que ya veremos. Todos estos rasgos son característicos de sectores internos dentro del dominio Subbético interno.

Este estado de conocimientos, junto con las observaciones realizadas dentro de la zona, nos permitirán efectuar algunas consideraciones paleogeográficas sobre el Subbético interno de la hoja de Ubrique.

Asimismo consideramos acertada la diferenciación de una unidad con afinidad penibética, cuya estratigrafía describiremos por separado. Si bien en este trabajo se considerará la Sierra del Caillo dentro del Subbético interno, reduciendo la extensión de las **unidades con afinidad penibética** (Bourgois, 1978) comprendidas dentro de la hoja, a la Unidad del Peñón Grande.

2.4.1. Triásico (43)

Los afloramientos más estudiados desde años atrás son los existentes al sur y sureste de Ronda (Dürr 1967), donde aflora una potente serie de unos 350 m. de calizas margas y dolomías con pseudofucoides. De este tramo Dürr atribuye al Muschelkalk solamente la mitad inferior del mismo, datando la parte superior como Carniense y Noriense y por último como Rethiense otro tramo más alto de arcillas, yesos y areniscas. Dürr realiza esta datación en base a la comparación de estos niveles con sus equivalentes en la unidad Prieta-Nieves. Bourgois (1978) no considera acertada dicha correlación por cuanto es más propio, al efectuar correlaciones dentro de series regresivas, el realizarlas desde las zonas más internas a las más externas y no a la inversa. Por ello este autor considera el tramo alto con areniscas, como perteneciente al Keuper y todo el tramo calizo inferior como Muschelkalk por comparación con el Trías germano-andaluz.

Los afloramientos triásicos localizados junto a la carretera de Gaucín a Ronda, 12 km. al sur de esta localidad muestran en forma simplificada los siguientes términos:

- Carniolas y dolomías brechoides y rosadas, de aspecto masivo y cuyo muro no llega a aflorar.
- Tramo de unos 30 m de arcillas de color púrpura y ocre con niveles de limolitas calcáreas, calcarenitas ferruginosas y margocalizas. Todo ello con estratificación irregular, constituyendo cuatro secuencias, donde cada una de las cuales tiene un tramo detrítico-calizo y ferruginoso en la base y un tramo margo-calizo en el techo, el cual se hace más arcilloso hacia techo.
- Dolomías brechoides, gris oscuras del Lías inferior.

Hay que destacar en este afloramiento la ausencia de areniscas y niveles de yesos. Por otro lado la datación de las muestras, que suministraron una fauna de ostrácodos, lituólidos, moluscos y equinodermos, dan una edad Muschelkalk. Esto nos hace pensar en la ausencia de los niveles característicos del Keuper, que en este lugar podría estar ausentes (opinión de F. Moreno) debido al diapirismo de las masas triásicas, el cual habría puesto en contacto el Muschelkalk con la base de la serie jurásica. Otra posible explicación sería una laminación del Keuper como nivel de despegue entre la cobertera jurásica y el resto de la serie triásica (según L. Jerez).

Existe un único afloramiento Triásico en el Subbético interno de la hoja de Ubrique, y es el correspondiente a la Sierra del Caílo. En este lugar el Trías aparece en la base de unas fallas inversas que duplican la serie jurásica aflorando en su base unas arcillas rosadas con yesos, no muy abundantes, y fragmentos de areniscas rosadas y amarillentas.

2.4.2. Jurásico (40), (42) y (49)

El jurásico del Subbético interno es fundamentalmente calizo con una estratigrafía más uniforme que la del Jurásico del Subbético medio. Aflora fundamentalmente en las estructuras anticlinales de las alineaciones montañosas, entre las cuales se encajan valles que suelen

corresponder a los tramos margosos del Cretácico, salvaguardados mejor de la erosión en las estructuras sinclinales y estructuras en graven alargadas en la dirección de los mismos.

En la mayor parte de los casos estas series calizas ha perdido sus planos de estratificación como resultado de la desorganización interna que sufrieron estos macizos alóctonos durante su desplazamiento, presentando un aspecto masivo y homogéneo.

El Lías aparece representado por un tramo basal de dolomías y un conjunto de calizas micríticas y calizas oolíticas de color beige, que con aspecto usualmente masivo llegan hasta el límite superior del Dogger. El nivel basal de dolomías carniolares, se encuentra a modo de lentejones en la base de la serie en la Sierra del Cailló, al parecer en forma de escamas asociadas a las superficies de cabalgamiento que repite la serie Jurásica en dicha sierra. También aparecen en las inmediaciones de la cueva de Pileta, sin que llegue a aflorar su base, y en las proximidades de Ubrique, formando parte de la unidad del Peñón Grande. En este lugar y 10 km. al Sur de Ronda es donde alcanzan su mayor potencia.

En el Jurásico superior aparecen unos niveles de calizas nodulosas y calizas micríticas de color beige que suelen coronar la serie.

La estratigrafía de estos niveles varía según las distintas localidades donde se ha estudiado. Diez kilómetros al SO de Ronda, en la carretera a Gaucín, el Jurásico finaliza con un tramo de calizas micríticas de color beige, con restos de gasterópodos y ocasionalmente oolíticas, las cuales han suministrado una fauna cuya edad queda comprendida entre el Kimmeridgiense y el Titónico inferior. Lo cual implica la ausencia del Titónico superior y por tanto la posible pertenencia de estos materiales al umbral definido por Cruz San Julián (1974) en la porción central del Subbético interno. Por otra parte las dataciones realizadas en localidades más externas y septentrionales en relación a la anterior, ponen de manifiesto la existencia de un Jurásico completo e incluso la continuidad de la sedimentación durante el Neocomiense. Así, 2 km al E de Villaluenga del Rosario la serie jurásica finaliza con los siguientes tramos:

- calizas grises masivas con crinoides y calizas oolíticas blancas del Dogger.
- 10 m de calizas nodulosas, brechoides y rojas del Oxfordiense.
- 15 m de calizas grises, estratificadas en bancos, del Oxfordiense.
- 4 a 5 m de calizas brechoides y nodulosas, con *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Crassicolaria parvula*, etc. fósiles indicadores del Titónico superior-Berriasiense inferior.

Sigue a continuación un tramo de unos 10 m de calizas brechoides y nodulosas cuya fauna indica ya una edad Valanginiense-Berriasiense.

En esta localidad se encuentra una superficie de **hard ground**, pero no coronando la serie jurásica sino en la base del tramo más bajo de calizas nodulosas y por tanto entre el Dogger y el Malm.

En la mayor parte de los sectores restantes en los que aflora el techo del Jurásico, (Sierra de Montejaque y Benaoja, Sierras de Libar, etc.) la serie jurásica finaliza con un único tramo de

8 a 10 m de calizas nodulosas y calizas brechoides rojas o blancas, de edad Oxfordiense, al cual se superpone un último tramo de 10 a 30 m de espesor de calizas grises micríticas, estratificadas en bancos.

Este tramo ha podido ser fácilmente cartografiado en muchos lugares. El techo del mismo da lugar a numerosas superficies estructurales sobre las cuales se encuentra el **hard ground** que aparece constituido por margas verdes y micríticas, con abundantes nódulos fosforíticos con Globiegerinoides, Ticinellas, etc., marcadores de una edad Albense-Cenomanense.

De esta forma las series del Jurásico terminal de Villaluenga del Rosario, constituyen una singularidad dentro del Subbético interno, y puesto que están situadas en la posición más externa en relación al resto del Subbético interno de la Hoja de Ubrique, podrían representar el subdominio septentrional de este dominio donde una mayor subsidencia habría posibilitado un mayor desarrollo de la serie Jurásica, tal como hemos avanzado anteriormente y siguiendo las conclusiones de Cruz San Julián (1974) elaboradas en regiones más orientales respecto a la que nos ocupa.

2.4.3. Cretácico (36) (37) y (39)

Dentro de este dominio, el Cretácico inferior aparece escasamente desarrollado, encontrándose solamente tramo del Neocomiense solidarios de la serie jurásica, o bien tramos del Albense-Cenomanense suprayacentes a la laguna estratigráfica correspondiente al **hard ground** del Jurásico terminal.

Pese a la idea original de Chauve (1968), según la cual la presencia del Cretácico inferior podía ser indicativa de una afinidad más interna dentro del dominio Subbético interno, las series que presentan tramo con esta edad aparecen precisamente en los afloramientos más septentrionales, o más externos dentro de dicho dominio -zona de Villaluenga del Rosario, tal como acabamos de ver, y La Manga (Bourgeois 1978)-. Por ello este último autor puso ya en duda dicho planteamiento paleogeográfico.

En Villaluenga del Rosario y La Manga, localidad contigua a la anterior, existe un tramo de calizas nodulosas y brechoides de unos 12 m de espesor que comprende el Titónico superior y parte del Neocomiense. Este tramo aparece en contacto mecánico con el Cretácico superior con facies **capas rojas** de margo calizas y margas rosadas, que en este lugar corresponden al Senonense. El resto de los afloramientos cretácicos del Subbético interno corresponden a la facies **capas rojas** de edad Cretácico superior suprayacentes al **hard ground** y a la laguna estratigráfica del Cretácico inferior.

En la base de las capas rojas existe un tramo de margas y margo calizas blancas con niveles delgados de radiolaritas con fauna y facies pelágicas. Este tramo alcanza su máximo espesor (50 a 60 m) en los afloramientos más surorientales, es decir, más internos en relación a la cadena. Las dataciones faunísticas realizadas sobre dicho tramo, en la zona de Montejaque y 10 km al SO de Ronda, dan una edad Cenomanense inferior y en algunos casos Albense. Hacia el Noroeste este nivel se adelgaza, y ya en Villaluenga del Rosario las capas rojas descansan directamente sobre las calizas nodulosas del Neocomiense. No obstante también

existen otras localidades, con una situación geográfica variable dentro de este dominio, en los que este tramo basal también presenta un adelgazamiento notable. Pese a las oscilaciones, geográficamente desordenadas, del espesor de este tramo, parece un hecho incuestionable su adelgazamiento desde las regiones surorientales a las noroccidentales.

La formación denominada capas rojas aparece con una potencia variable, pero con una gran constancia de facies. La serie más completa aflora 6 km al Suroeste de Ronda, apareciendo constituida por cinco tramos de unos 15 a 20 m de espesor cada uno, de calizas y margocalizas grises y rosadas, estratificadas en capas delgadas, entre las que se intercalan niveles margosos finos. Estos tramos resaltan claramente en el relieve, apareciendo separados por otros tramos arcillosos-margosos, ligeramente esquistosados de 30 a 60 m de espesor.

Las capas rojas comprenden el Cretácico superior, el Paleoceno y parte del Eoceno. Algunos autores como Peyre (1974) llevan esta edad hasta el Oligoceno.

2.4.4. Terciario (35) y (36)

Como acabamos de ver las capas rojas abarcan hasta el Paleoceno y probablemente también parte del Eoceno. El resto de la serie Terciaria del Subbético interno es poco conocida, existiendo escasas referencias sobre la misma. Dürr et al. (1962) y Dürr (1967) hacen referencia a estos niveles.

Bourgeois (1978) señala la inexistencia de afloramientos en los cuales puede constatarse la continuidad estratigráfica entre las capas rojas y los niveles Eoceno-Oligocenos suprayacentes, salvo en la Unidad del Peñón Grande.

En opinión de L. Jerez esta dificultad proviene de que no existe tal continuidad estratigráfica sino que se trataría del mismo Flysch de Algeciras cabalgante sobre las capas rojas del Subbético interno.

Uno de nosotros (F. Moreno) atribuye al Subbético el siguiente afloramiento situado seis kilómetros al suroeste de Ronda. Sobre las capas rojas y de muro a techo:

- 40 a 50 m de margas blancas y grises, con disyunción esferoidal con capas finas margocalizas claras del Eoceno.
- 30 m de margas y arcillas verdes y rojas también eocenas.
- 15 m de flysch arenoso con capas y bancos de areniscas amarillentas, con huellas de corriente y laminaciones paralelas abundantes.
- 30 a 40 m de arcillas rojas y verdes.

Sobre dichos niveles se apoya, en esta localidad, la serie bastante completa del Flysch de Algeciras, cuyos términos basales corresponden a calizas detríticas y conglomeráticas con intercalaciones arcillosas. Como consecuencia es difícil marcar en este lugar la posición exacta de la superficie de cabalgamiento que separa dicho conjunto del Flysch Subbético interno.

En las proximidades de Villaluenga del Rosario, junto al Camino de las Navas, afloran los tramos basales de esta serie, en una posición estratigráfica claramente superior a las capas rojas cretácicas, si bien entre ambos conjuntos no hay continuidad de afloramientos. Afloran en este lugar los tramos de margas grises y blancas seguidos de las areniscas ocre-amarillentas, con laminaciones paralelas abundantes y marcas de corriente, idénticas a las descritas más arriba.

2.4.5. La Unidad del Peñón Grande (52), (51), (48), (47) y (46)

Fue considerada por Bourgois y Chauve (1971) y Bourgois (1978) como una Unidad con afinidad Penibética, es decir con una estratigrafía análoga a la del Subbético interno, pero con ciertas variaciones.

Los materiales triásicos de su base afloran solamente de forma puntual al pie de los relieves correspondientes al Peñón Grande y al Salto del Cabrero, presentando facies análogas al Trías descrito para el Subbético interno.

La base del Lías aparece representado por un potente tramo de dolomías, las cuales afloran, en continuidad estratigráfica con las capas triásicas, en las inmediaciones de Ubrique y en la carretera que une dicha localidad con Benaocaz, justamente en el extremo meridional de la unidad del Peñón Grande. El resto de la serie jurásica está constituida por las calizas masivas, micríticas u oolíticas, características del Subbético interno. A techo de las mismas comienzan a producirse las primeras variaciones en relación a la serie descrita para el Subbético interno. Aparecen así diversos niveles de calizas con sílex abundantes y calizas nodulosas y brechoides blancas y rojas, alternando con tramos más potentes de calizas micríticas color beige, estratificadas en bancos. Bajo la superficie de cabalgamiento de la Sierra del Endrinal afloran los siguiente términos de techo a muro:

- 3 m de calizas nodulosas rojas y blancas.
- 25 m de calizas esparíticas, de color beige, agrupadas en cinco paquetes de 1 a 2 m de espesor cada uno, entre los cuales se intercalan tramos de arcillas y margas.
- 3 m de calizas nodulosas rojas.
- 23 m de calizas micríticas, estratificadas en capas delgadas con sílex abundante y con finas intercalaciones arcillo-margosas.
- 2,5 m de calizas brechoides y calizas nodulosas, algo arcillosas, de color beige. Este nivel parece corresponder a una brecha procedente de la erosión de los niveles infrayacentes.
- Calizas masivas micríticas, ocasionalmente oolíticas.

Estos niveles han sido muestreados y datados, en una localidad situada 2,5 km al NNE de Benaocaz, con una edad comprendida entre el Kimmeridgiense y el Valanginiense inferior.

En esta misma localidad se superponen las capas del Cretácico superior con una facies algo distinta de la típica facies **capas rojas**. Afloran así, hasta un centenar de metros de arcillas y margas pardo rojizas y arcillas verdes hacia techo. Este tramo arcilloso, equivalente lateral de las calizas y margo calizas en facies **capas rojas**, establece la diferencia estratigráfica más

importante entre esta unidad y el resto del Subbético interno.

La Sierra del Caillo, englobada por Bourgois (1978) dentro de la misma unidad del Peñón Grande, presenta niveles, igual que en este caso, de calizas nodulosas del Neocomiense (zona de Villaluenga del Rosario y La Manga), pero las capas del Cretácico superior aparecen con la típica facies **capas rojas**, por lo cual parece que la asignación paleogeográfica de la Sierra del Caillo plantea ciertas dudas.

Estas capas de arcillas rojas y verdes comprenden el Cretácico superior llegando dudosamente hasta el Oligoceno.

Sobre las mismas viene un tramo de un flysch arcillo-arenoso, cuya masa principal aparece constituida por arcillas marrones, entre las cuales se intercalan capas, y a veces gruesos bancos de hasta dos metros de potencia, de areniscas ocre y marrones con todas las estructuras sedimentarias propias de turbiditas. Este tramo ha sido atribuido (Bourgois 1978) al Oligoceno Burdigaliense inferior. Su potencia puede alcanzar los 60 u 80 m, pero dada su posición tectónica este dato no puede precisarse con exactitud. En la mayor parte de los casos este tramo aparece totalmente desorganizado y convertido en una formación arcillosa con bloques de areniscas dispersos, seguramente como resultado de su actuación como nivel de despegue y lubricante en la base del cabalgamiento de la Sierra de Endrinal sobre la Unidad del Peñón Grande.

2.5. SUBBETICO ULTRAINTERNO UNIDADES DE LA SILLA Y DEL PINAR. LOS FLYSCH DE BOYAR Y DE UBRIQUE

Está representado dentro de la hoja por las Sierras de Silla y del Pinar. Además son según los autores de la cartografía original, por unos afloramientos de dolomías pertenecientes a la Sierra de Lagarín en el borde septentrional de la Hoja. Fue inicialmente considerado por Blumenthal (1935) y Hoope (1868), como perteneciente al Subbético (s. str.), si bien este último autor señalaba ya la diversidad de facies que aparecían dentro de este dominio a partir de los niveles de la base del Dogger. Posteriormente Dubois (1971) descubrió en la Sierra de la Silla el complejo de Aptychus. Bourgois (1970) y Bourgois y Chauve (1971) pusieron de manifiesto las diferencias estratigráficas evidentes entre estas unidades y aquellas pertenecientes al Subbético medio y que veremos más adelante.

La zona paleogeográfica a la que pertenecen estas unidades, en virtud de los caracteres estratigráficos que vamos a exponer, es considerada en la actualidad por algunos autores como Subbético ultrainterno, o bien por otros como Circumbético (Baena y Jerez, 1982), al igual que las escamas del Corredor del Boyar y los Flysch cretácicos.

2.5.1. Triásico (60), (61) y (62)

Los trabajos de Bourgois, reunidos en su tesis doctoral (1978) y los de Cruz San Julián (1974), al tratar las unidades asignadas por ambos autores al Subbético ultrainterno, señalan la inexistencia de afloramientos triásicos. En todos los casos los niveles más bajos aflorantes corresponden al paquete de dolomías liásicas. Sin embargo, los reconocimientos realizados

en las laderas meridionales de la Sierra del Pinar, han puesto de manifiesto la existencia, en la base de dichas dolomías, de afloramientos triásicos. La mala calidad de los mismos no permite realizar secuencias estratigráficas, habiéndose podido constatar solamente la presencia de litologías propias del Trías: arcillas rojas y verdes, yesos y carniolas. Estas observaciones no permiten establecer analogías o diferencias con los afloramientos triásicos de las escamas del Corredor de Boyar, con los correspondientes al Subbético interno o con los que rodean la Sierra de Silla y que vamos a estudiar a continuación.

El borde occidental de la hoja de Ubrique aparece cubierto de materiales triásicos. La mitad septentrional de los mismos corresponden sin duda, al Trías propiamente Subbético, en tanto que los situados alrededor de la Sierra de Silla parecen solidarios de dicha unidad y podrían ser considerados por tanto como Trías de la serie del Subbético ultrainterno.

Por otra parte, ambos conjuntos presentan varias diferencias litológicas. Así el Trías de la Sierra de Silla, en relación al Trías más septentrional, presenta un menor contenido de yesos una mayor abundancia de areniscas, los tramos son mas potentes y no aparecen en ellos los niveles de calizas negras. Además las masas de rocas ígneas (ofitas) o no existen o son bastante menos abundantes, ya que alrededor de la Sierra de Silla no se ha encontrado ningún afloramiento de las misma. Un último rasgo distintivo es la mayor desorganización y aspecto caótico del Trías septentrional en relación al Trías que nos ocupa, el cual aparece en la mayor parte de los casos con sus distintos niveles bien conservados.

Pese a esta diferencias es difícil la separación cartográfica de ambos conjuntos triásicos. La superposición del Trías germano-andaluz sobre este Trías del subbético ultrainterno debe producirse en el extremo nororiental de la Sierra de Silla, sin que por el momento haya podido situarse con precisión el contacto o contactos entre ambos.

En el km. 66 de la carretera de Ubrique al Bosque aflora un tramo de unos 100 m de espesor que presenta las siguientes litologías: arcillas verdes, grises y ocre, alternando con calizas oscuras y fétidas, tableadas o estratificadas en bancos de hasta 0,8 m de potencia; calizas limolíticas amarillentas alternando con arcillas rojas y verdes y arcillas verdosas, con calizas amarillentas y carniolares intercaladas. A techo de este conjunto se encontró una lumaquela caliza de 10 cm de espesor, con lamelibranquios. En el cruce de esta misma carretera con el río Tavizna, afloran unos 50 m de serie constituidos por areniscas rosadas, con laminaciones paralelas, estratificadas en capas y bancos de hasta 0,5 m de espesor. Areniscas del mismo tipo son frecuentes en el Trías germano andaluz del Subbético en general.

Todos estos materiales presentan también una gran similitud con los materiales triásicos de las escamas del Corredor de Boyar, como veremos más adelante al realizar la descripción de los mismos.

2.5.2. Jurásico

Lías (56), (57), (58) y (59). En las laderas septentrionales de la Sierra del Pinar, la serie aparece con un desarrollo aparentemente mayor que en sus laderas meridionales e incluso también mayor al que presenta en la Sierra de la Silla. Se han diferenciado en la misma los siguiente tramos:

- 400 a 500 m de calizas grises estratificadas en gruesos bancos y que ocasionalmente no pueden ser diferenciadas como tales al ser sobrepasadas por el frente de dolomitización de las dolomías infrayacentes. Así ocurre en la Sierra de La Silla, donde no han podido ser diferenciadas en ningún punto.

- 250 m de calizas con sílex grises, a veces rosadas, estratificadas en capas y bancos de hasta 1 m de espesor. Los nódulos silíceos son abundantes y en ocasiones llegan a constituir niveles continuos. Entre dichos bancos se intercalan niveles arcillo-margosos con un espesor que oscila entre unos pocos centímetros y dos centímetros.

- Tramo de 150 a 200 m de marga calizas alternando con margas y arcillas de colores grises. Este tramo ha podido ser datado mediante *Ammonites* en diversos puntos de la Sierra del Pinar. En las laderas meridionales de la misma, el hallazgo de *Hammantoceras gr. perplanatum* y de *Plyplectus* sp. indica una edad Toarciense superior, en tanto que en las laderas septentrionales se han obtenido dos dataciones diferentes: En el Arroyo de los Molinos la presencia de *Hidoceras crassum* y de *Hildoceras lusitanicum* indica una edad Toarcense medio, mientras que en el collado del Pinsapar el hallazgo de *Docidoceras* sp. apunta hacia una edad Aalenense superior-Bajaciense inferior. Esta discrepancia con la última datación puede ser debida, en opinión de García Dueñas, a la conjunción en la Sierra del Pinar de dos dominios paleogeográficos algo distanciados aunque pertenecientes ambos al Subbético ultrainterino. De esta manera la zona correspondiente al Pinsapar dentro de la Sierra del Pinar podría corresponder, como decimos, a un lugar paleogeográfico diferente para los tiempos jurásicos, del resto de la Sierra del Pinar.

- Tramo de 40 a 50 m de calizas nodulosas rojas, que en el extremo nororiental de la Sierra del Pinar suministró *Erycites crassiventris*, ammonoideo que señala una edad Toarciense superior-Aalenense, dando paso por tanto, al Jurásico medio.

Dogger. (54) y (55) Aún sobre el tramo anterior en algunos lugares aflora un nivel de calizas micríticas grises datadas por Bourgois (1978) como Dogger en base a la presencia de *Erycites* sp. y *Hammatoceras* sp.

La serie del Jurásico medio termina con una alternancia de calizas y calizas margosas y arcillas rojas con delgados niveles radiolaríticos. Este tramo aparece mejor representado en la Sierra de la Silla donde alcanza un espesor de cerca de 100 m, presentando niveles radiolaríticos más potentes y con mayor continuidad lateral que los aflorantes en la Sierra del Pinar, habiendo sido datados por Bourgois (1978) como Aalenenses. El resto del Jurásico falta debido al carácter erosivo de la base del Cretácico.

2.5.3. Cretácico

Aparece representado por dos conjunto flyschoides de diferente carácter y desconectados tectónicamente entre sí. El más bajo aparece solidario y en continuidad estratigráfica con el Jurásico, en tanto que el superior aflora en las inmediaciones del anterior en el Corredor de Boyar, pero sin que pueda ponerse de manifiesto la continuidad en la sedimentación respecto a una porción de la Unidad de San Cristóbal (Bourgois y Chauve, 1971) o al Complejo con *Apthycus* (Bourgois, 1978).

El conjunto superior corresponde a la porción superior de la Unidad de San Cristóbal o a lo que posteriormente Bourgois (1978) ha considerado como el Flysch Cretácico superior del Corredor de Boyar.

Como acabamos de mencionar, el reconocimiento sobre el terreno no ha permitido demostrar la continuidad estratigráfica entre ambas series, no obstante, Bourgois señala la existencia del complejo con *Aptychus* en la base del Flysch del Cretácico superior en el extremo nororiental de la Sierra del Pinar. Basándose en esta afirmación el citado autor consideró que las Sierras del Pinar, Silla y Lagarín, corresponden al substrato jurásico de los Flyschs cretácicos del Corredor de Boyar.

Pese al carácter hipotético de esta afirmación parece, no obstante, una conclusión lógica. De hecho los afloramientos del citado flysch bordean a la Sierra del Pinar y aparecen en continuidad con la Sierra de Silla. Por otro lado existen ciertas semejanzas de facies entre la parte alta del complejo de *Aptychus* y el muro del Flysch Cretácico superior.

Pertenciente también a este Subbético ultrainterno, aparece el Flysch de Ubrique, definido y diferenciado como tal por Chauve (1962) y estudiado posteriormente por Dubois (1973). Aparece totalmente desconectado tectónicamente del flysch cretácico del Corredor de Boyar y de sus supuestos sustratos, pero presenta ciertas similitudes sedimentológicas con aquel, esta circunstancia condujo a los citados autores a la mencionada asignación paleogeográfica.

2.5.3.1. *Cretácico inferior* (53)

Es en la Sierra del Pinar donde aparece mejor representado. En el afloramiento ya clásico correspondiente a la cota 869, a 1,5 km al Oeste del Puerto del Boyar, aparece la serie jurásico-cretácica en posición invertida, diferenciándose los siguientes tramo:

- Tramo basal constituido por margo calizas y calcarenitas con sílex y donde la presencia de *Hammatoceras gr. perplanum* y *Polyplectus* sp. indican una edad Toarciense superior.
- Tramo de 30 a 40 m con arcillas rojas y calizas con sílex del Dogger.
- Conglomerado calizo (0,3 m) del Titónico inferior.

El tramo siguiente aparece separado del anterior por un contacto mecánico, al parecer de pequeña magnitud y está constituido por 15 a 20 m de conglomerados, turbiditas, niveles olistostrómicos y numerosos slumps, en calcarenitas, margocalizas y margas síliceas rojas del Valanginiense.

- Tramo de 50 a 60 m de potencia de capas sin colapsar con las mismas litologías anteriores, apareciendo además calizas con sílex y dos horizontes de conglomerados poligénicos de caliza con sílex. En los 20 m finales se intercalan capas delgadas de microbrechas calizas con abundantes *Aptychus*. Los fósiles recolectados, más altos en la serie señalan una edad Valanginiense.

Algunas decenas de metros hacia el Oeste aparecen diversos afloramientos de arcillas rojas y

verdes entre las que se intercalan tramos de unos 5 a 8 m de espesor de capas radiolaríticas de 0,1 a 0,2 m, con delgadas intercalaciones de pizarras bituminosas. Pese a la falta de continuidad que estos niveles representan a continuación de la misma serie estratigráfica.

El complejo con *Aptycus* fue datado por Bourgois y Chauve (1971) como Valanginiense. En dataciones posteriores más precisas Bourgois (1978) lo delimita con precisión entre el Berriasiense medio (edad del conglomerado basal) y Valanginiense. Sin embargo las dataciones realizadas en este trabajo señalan una edad Titónico para el conglomerado basal. En cualquier caso es de destacar la ausencia del Jurásico superior y el carácter erosivo de la base del Cretácico.

Otro afloramiento con facies y posición estratigráfica análoga se encuentra también en la Sierra del Pinar, en la zona del Pinsapar. En este lugar no se han encontrado niveles con *Aptycus*. No obstante la posición estratigráfica (a techo de un Toarciense margoso) y la litología son idénticas, apareciendo un mayor número de niveles olistostrómicos y conglomeráticos. Los fósiles encontrados arrojan también una edad Valanginiense.

En la Sierra de Silla el Complejo con *Aptycus* aparece en afloramientos escasamente desarrollados, ocupando una posición estratigráfica análoga a los de la Sierra del Pinar.

2.5.3.2. *El Flysch Cretácico del Corredor del Boyar* (70), (71), (72) y (73)

Pueden diferenciarse tres tramos dentro de los 400 m de series correspondientes a esta unidad.

Al Noroeste de la escama del Fresnillo 500 m al Norte de Grazalema estos tres tramos pueden cartografiarse con facilidad. Siguiendo la sucesión de la serie, ligeramente volcada al Sureste, se encuentran de muro a techo los siguientes conjuntos:

- Contacto mecánico con el Jurásico de la Sierra del Pinar.
- Tramo arcillo-arenoso de arcillas rojas y verdes con capas de areniscas de tonos oscuros, poco abundantes (100 a 150 m). Bourgois (1978) dató dichos niveles como Aptienses en base a diversas asociaciones de Globigerinas y Lenticulinas.
- Tramo areno-arcilloso. Considerado hasta el momento como de edad Albiense-Turonense dado que se sitúa entre niveles datados como Aptienses y Senonienses respectivamente. Si bien hasta la fecha no se conoce ninguna datación paleontológica dentro de estos niveles. Solamente han sido datados como Cenomanienses unos niveles de arcillas verdes, situadas 1 km al Este de la Sierra de la Silla y estratigráficamente por encima de dichas areniscas.

Este tramo se compone de capas y gruesos bancos de areniscas ocre cuarcíticas, algo arcósicas, con granoselección y diversas estructuras turbidíticas, además de numerosas y espectaculares huellas de corriente en la base de los bancos. Dichas turbiditas alternan con intervalos arcillosos con un espesor normalmente menor al de los bancos arenosos. Diversas muestras tomadas a lo largo de esta serie en el Puerto del Boyar resultaron todas azoicas.

- Tramo de microbrechas calizas. Sobre el flysch anterior se desarrolla un último tramo también flyschoides de arcillas, margas negras o grises y capas de microbrechas calizas, en el cual diversas dataciones han dado edades correspondientes al Campaniense superior-Maastrichtiense (Bourgeois, 1978).

Las dataciones realizadas para este trabajo han suministrado una edad que abarca desde el Maastrichtiense inferior al Luteciense inferior. Se confirma así la laguna estratigráfica, apuntada por el autor mencionado, que comprendería el Turoniense y Senoniense inferior y que habría resultado de la actuación de una etapa erosiva o al menos de ausencia de sedimentación estable durante el Coniaciense-Santoniense.

2.5.3.3. *El Flysch de Ubrique (74) y (75)*

Aflora al Oeste de dicha localidad, en ventana tectónica bajo los materiales triásicos del Subbético Ultrainterno. Su espesor supera los 500 m. A efectos cartográficos han podido diferenciarse dos conjuntos, uno inferior arcillo-arenosos y otro superior margo-calizo. Ambos afloran, en la mayor parte de los casos, en posición invertida.

- Tramo arcillo-arenoso: Aflora en la porción oriental de la ventana tectónica. Los niveles de areniscas, son de grano fino con abundantes micras y con un espesor comprendido entre 5 y 50 cm. Presentan abundantes estructuras turbidíticas. Las arcillas son de colores pardos y verdes y en los afloramientos más orientales aparecen ligeramente esquistosadas, seguramente como resultado de su proximidad al contacto de la base del manto triásico suprayacente.

Hacia techo de esta serie puede diferenciarse en algunos puntos un tramo de calizas esparíticas arenosas, sin poderse llegar a cartografiar, por lo cual ambos han sido considerados como uno único. Dos muestras correspondientes a estos niveles de calizas esparíticas arenosas han dado una asociación de microfósiles con una edad Albiense superior Cenomaniense. Lo cual guarda cierta correspondencia con las dataciones anteriores efectuadas por Bourgeois, Chauve y Dubois (1973) en estos mismos niveles y que indicaban una edad Cenomaniense inferior y medio.

- Tramo margo-calizo: El resto de la serie es un conjunto de margas y arcillas grises con capas de 0,1 a 0,5 m de calizas biomicríticas que se concentran preferentemente en algunos horizontes. Las muestras tomadas dentro de estos niveles dan una edad Cenomaniense.

Dentro de este tramo, Bourgeois, Chauve y Dubois (1973) distinguieron un nivel de arcillas negras bituminosas con una edad Cenomaniense superior que solo aflora en un lugar y por tanto no puede ser cartografiado.

Posteriormente Bourgeois (1978) aun llegó a diferenciar unos niveles superiores de microbrechas calizas con una facies idéntica a la del techo del Flysch del Corredor del Boyar y con una edad también análoga: Campaniense superior - Maastrichtiense.

2.5.3.4. *Analogías y diferencias entre el Flysch del Corredor del Boyar y el Flysch de Ubrique*

Tal como señala el autor mencionado, los términos basales de ambos conjuntos son terrígenos y con facies turbidíticas análogas, con la única diferencia que los niveles más antiguos del Flysch de Ubrique corresponden al Albiense superior en tanto que los del Flysch del Boyar datan del Aptiense. Esta diferencia puede obedecer simplemente a un mayor o menor afloramiento de la parte inferior de la serie.

La diferencia mas notable sería que la sedimentación carbonatada se inicia en el Flysch del Boyar en el Senoniense superior, en tanto que en el Flysch de Ubrique aparece entre el Albiense sup. y el Cenomaniense medio. Por otro lado, la laguna estratigráfica que abarca desde el Turoniense al Campaniense inferior en el Flysch de Ubrique, se ve reducida y desglosada probablemente en dos lagunas de menor magnitud, una correspondiente al Turonense y otra al Campaniense inferior y en la base por tanto de la microbrechas calizas.

En ambos casos existen sendas formaciones, que coronan la serie, de microbrechas calizas de edad Campaniense-Maastrichtiense.

2.6. LAS ESCAMAS DEL CORREDOR DE BOYAR

Ocupan el estrecho corredor que forma la Sierra del Pinar y la Sierra del Peñón Grande o Endocrinal, superponiéndose unas a otras en la mitad meridional de dicho pasillo, ya que en la mitad septentrional aflora el Flysch cretácico. Esta porción meridional constituye una zona cuya cartografía resulta compleja y laboriosa, y donde es preciso un perfecto dominio en el reconocimiento de las distintas facies de estas escamas.

Estos materiales han sido objeto de estudio por diversos autores, Blumenthal (1937), Hoepfner et al. (1964), Hoppe (1968), Chauve (1967), etc. Unos las consideraron como series con afinidad subbética media y otros como series propias del Subbético interno. Bourgois, Chauve y Peyre (1970) crearon para ellas un nuevo dominio paleogeográfico: la **zona de Boyar-Alazores**. Posteriormente Bourgois las consideró como series similares de las de los sustratos de los Flysch cretácicos, es decir, como una variedad o subdominio dentro del Subbético ultrainterno

La reunión de varias secuencias parciales y de observaciones aisladas permite construir una columna sintética global.

Una de las secuencias más completas corresponde a la escama Majales I (1, km al W de Grazalesa). Igualmente el sector de la escama del Frenillo, contiguo a Grazalesa, también ofrece una secuencia bastante compleja.

En su conjunto los diversos niveles mesozoicos pueden reunirse en la siguiente serie estratigráfica:

2.6.1. Triásico (68)

Los afloramientos más demostrativos son los correspondientes a la escama que con esta edad aflora en el puerto de Boyar.

En este lugar existe una serie que guarda una gran semejanza con las particularidades del Triás de tipo Subbético asociado a la Sierra de la Silla, presentando los siguientes tramos (todos ellos con un espesor, notablemente reducido por estiramiento tectónico):

- Arcillas versicolores con yesos y niveles discontinuos de dolomías carniolar. Potencia aproximada 15 a 20 m.
- Calizas, calizas dolomíticas y arcillas grises y verdes intercaladas. Hacia la mitad de este tramo aflora un nivel lumaquélico datado anteriormente por Chauve como perteneciente al Muschelkalk. Potencia aproximada 20 m.
- Arcillas versicolores de nuevo, yesos poco abundantes y un paquete, de 10 m de potencia, de areniscas de color amarillento y rosado cuarcíticas y con fragmento de feldespato.

Estas litofacies son análogas a las ya descritas y presentes en el Triás del Subbético aflorante en las inmediaciones de la Sierra de Silla y también análogas, según parece a las del Triás solidario de la Unidad Mojón Gordo-Sierra de Cañete (Cruz de San Julián, 1974), donde este autor propone una edad Carniense-Noriense para un tramo de calizas y dolomías y otra edad, probablemente Rethiense, para otro tramo con dolomías, areniscas y limolitas, en base a otras atribuciones cronoestratigráficas realizadas por Dürr (1967) y Hoppe (1968) sobre materiales análogos pertenecientes al Subbético interno existente al Sur de Ronda.

Por su parte Bourgois (1978) considera que el tramo con areniscas triásicas de las escamas del Corredor de Boyar pertenece al Keuper, el tramo de calizas oscuras y dolomías al Muschelkalk y el tramo más inferior, de arcillas y yesos, al Buntsandstein, remitiéndose a las conclusiones de Chauve (1967) realizadas sobre los mismos afloramientos, dató como Muschelkalk el tramo calizo-dolomítico, en base a su contenido en lamelibranquios, gasterópodos y cefalópodos.

En opinión de L. Jerez el tramo de areniscas triásicas representaría el Buntsandstein y el de arcillas, dolomías y carniolas el Keuper, a muro y techo respectivamente de las calizas del Muschelkalk. al menos mientras los criterios de gradación de techo y muro no demuestren lo contrario.

2.6.2. Jurásico (67)

Igual que en las unidades pertenecientes a otros dominios paleogeográficos, se inicia con un paquete de dolomías basales cuya potencia sobrepasa los cien metros en algunas de las escamas. En la serie realizada en la escama de Majales a 1,5 km al Oeste de Grazalema, a este paquete dolomítico se superpone un tramo de calizas grises con sílex de unos 15 a 20 m de espesor.

En otro perfil análogo realizado en una escama próxima al cortijo de las Albarradas, al paquete dolomítico se superpone quince metros de caliza gris estratificada en gruesos bancos, y en cuyo techo aparece una superficie de **hard ground** con mineralizaciones, rellenando grietas abiertas a partir de dicha superficie.

Las dataciones efectuadas en todos los tramos comprendidos entre las dolomías basales y el **hard ground** corresponden al Dogger. Sobre dicho **hard ground** aparecen 2 m de una brecha poligénica calcárea con matriz margosa de edad Titónico superior. Sobre este nivel, y discordante sobre el Jurásico medio se apoya la serie cretácica que sigue a continuación.

2.6.3. Cretácico (66)

En la escama de Majales I aparece representado por 30 m de margas rojas, margas grises y margas abigarradas con intercalaciones de margo-calizas grises, microconglomerados y en la base, niveles discontinuos de microbrechas con *Aptychus*. Su datación señala una edad Berriasiense medio Barremiense.

Estos niveles, por su edad y facies, guardan bastantes analogías con el Cretácico inferior de la Sierra del Pinar y Sierra de Silla.

El Cretácico superior está representado en una escama próxima al Puerto de Boyar, donde se han datado unas calizas detríticas como Cenomaniense. Bourgois (1978) cita la existencia de Maastrichtiense en esta misma escama. También se da cierta analogía de facies entre estos niveles y los tramos más altos con esta misma edad del Flysch Cretácico contiguo a la escama del Fresnillo.

2.6.4. Terciario (65)

Las calizas arenosas oscuras con *Microcodium* datadas por diversos autores y en este trabajo como paleocenas, constituyen el componente esencial, y a veces único, de muchas escamas y de muchos bloques englobados en el Neonumídico, o formación de bloques, que veremos más adelante.

En la escama de Majales aparecen con un espesor total de 35 m, estratificadas en gruesos bancos y en contacto directo con el Cretácico inferior. En este mismo perfil continua la serie con:

- 1 m de conglomerados calizos poligénicos.
- 10 m de margas oscuras, con otro conglomerado poligénico intercalado, las cuales han suministrado una edad Eoceno inferior.

2.7. LA UNIDAD DE ALGECIRAS (25), (26) Y (26')

Los afloramientos de esta unidad ocupan una pequeña extensión localizada al SO de Ronda, justamente a lo largo del Arroyo de Sijuela, contiguo al valle del río Guadairo.

Esta Unidad fue definida por Didon (1960), en el Campo de Gibraltar habiendo establecido para la misma una serie con siete tramos que abarcan una edad del Cenomaniense al Oligoceno. En los afloramientos existentes entre el Arroyo de Sijuela y el alto de Medioculto se han podido diferenciar los cuatro tramos superiores de la serie de Didon:

- Margas y arcillas de tonos rosados y verdes. Con una edad probablemente Eoceno inferior.
- Tramo de naturaleza flyschoides, con capas y bancos de hasta 1 m de potencia, de calizas conglomeráticas y capas más finas de calizas grises. Estos niveles presentan escasa continuidad lateral, apareciendo intercalados en el seno de una masa de arcillas rojas y verdes. Los bancos conglomeráticos gruesos corresponden a turbiditas proximales, o al menos con mucha energía. Tienen grandes fragmentos calizos en su base y una marcada granoselección, encontrándose cerca del techo laminaciones paralelas ondulantes. Las capas más delgadas de calizas detríticas presentan granoselección en la base, laminación paralela y un intervalo, que ocupa en algunos casos la mayor parte del espesor de la capa, de **convolute bedding** de gran belleza y espectacularidad. Los bancos conglomeráticos parecen desarrollarse hacia muro de este tramo y los episodios de calizas detríticas hacia techo agrupándose en dos episodios de unos 50 m de potencia cada uno, de los cuales el más alto da paso al tramo siguiente.

En los bancos conglomeráticos aparecen abundantes foraminíferos de gran talla. Las muestras tomadas a lo largo de esta secuencia señalan una edad Eoceno, en unos casos, y en los niveles más altos Luteciense. El espesor total oscila entre 150 y 200 m (Al ESE de Ronda, L. Jerez, ha encontrado a techo de un episodio similar frecuentes Lepidocyclinas, por lo que este tramo alcanzaría el Oligoceno, al menos localmente).

- Sigue un intervalo de arcillas y margas verdes y rojas, estratificadas en algunos casos en finas capas con aspecto bandeado y entre las que se intercalan delgados niveles de calizas detríticas de 2 a 5 cm de espesor. El espesor aproximado de este tramo oscila entre 100 y 150 m.
- Finaliza la serie con un tramo potente, de más de 300 m de espesor, de arcillas ocreas y grises con capas de 0,1 a 0,3 m de areniscas ocreas oscuras, con abundante moscovita y calizas arenosas en capas delgadas y muy poco abundantes.

Las muestras tomadas en los dos últimos tramos han resultado todas azoicas, no obstante la edad generalmente admitida para los mismos va desde el Oligoceno inferior al Oligoceno-Aquitaniense para los tramos más altos del conjunto arenos-micáceo.

Es de destacar que en esta localidad pueden seguirse y reconocerse los diversos niveles del flysch de Algeciras sobre afloramientos con una calidad en muchos casos superior a los existentes en el campo de Gibraltar, iniciándose la serie, con niveles inferiores a los de la base de la serie tipo presente en las inmediaciones de Algeciras, junto a Punta Carnero.

2.8 NEONUMIDICO (19)

Algunos autores adoptan el término **Neonumídico** para designar una formación con características especiales y origen posiblemente tectosedimentario. Equivaldría, según esta concepción, a la Formación de Guadateba de Cruz San Julián (1974) y la Formación de arcillas con bloques de Bourgois (1973 y 1978). Anteriormente fue reconocida por diversos autores en distintos sectores de la provincia de Cádiz en cuyos casos fue asimilada o identificada como variaciones locales de diferentes unidades y formaciones. Así Chauve (1968) englobó dicha formación dentro de la Unidad de Paterna. Dentro del sector estudiado, los afloramientos situados ente Grazalema y Montecorto fueron considerados también como Unidad de Paterna por Hoppe (1968). Bourgois (1978) describe estos materiales como una Formación de arcillas con klippes sedimentarios, señalando su paso lateral, en regiones más orientales (zona de Ardales) a una formación equivalente que denominó Neonumídico, por presentar una elevada proporción de bloques de las areniscas numídicas.

En afloramientos próximos a Montecorto y bajo la discordancia de la Molasa postorogénica, se han encontrado también numerosos bloques de areniscas numídicas, razón por la cual parece aconsejable la utilización del término neomumídico, y no solamente en este caso sino también en otros similares situados en otros sectores de la Hoja.

La relaciones tectónicas y cronológicas entre los conjuntos numídico y neonumídico serán analizadas en el capítulo siguiente dedicado a la tectónica. Dentro de esta formación se describirán los materiales correspondientes a la Unidad de Montecorto y Sierra Malaver, dado que, pese a sus dimensiones, vienen a ser también grandes bloques englobados en la matriz arcillosa de esta formación.

La Unidad de Montecorto. (20), (21) y (22)

Dentro de la misma y como puede constatarse en la leyenda de la Hoja geológica correspondiente a esta memoria se han englobado los materiales permotriásicos (Unidad de Montecorto, según Bourgois, 1978) y las dolomías y brechas calizas y poligénicas de la Sierra de Malaver, ya que ambos conjuntos aparecen adosados uno a otro a lo largo de las laderas occidentales de dicha Sierra.

Los materiales Permo-triásicos ya fueron cartografiados por Gavala (1924). Posteriormente fueron considerados por Hoppe (1968) como el sustrato de la unidad de Paterna ya que identificaba con dicha unidad, las arcillas de la Formación de arcillas con bloques.

Su aspecto y litología son semejantes a las de los niveles permotriásicos del Complejo Maláguide: pelitas, con moscovita y areniscas con tono púrpura intensos, entre los que aparecen algunas masas de diabasas. En los afloramientos contiguos a Montecorto no se encuentran sin embargo los niveles de pudingas cuarcíticas características del Permotrias maláguide.

El contacto de estos materiales con las dolomías y brechas calizo dolomíticas de la Sierra de Malaver, cuando aflora aparece jalonado por una banda de unos pocos metros de espesor, constituida por una brecha poligénica, aunque fundamentalmente calizo-dolomítica, con cantos de areniscas, pelitas y diabasas del Permotrias contiguo.

Al Sur y Sureste del contacto anterior, las brechas calizo-dolomíticas alcanzan un gran desarrollo aflorando según tres a cuatro bandas orientadas de Norte a Sur: La más oriental de ellas aflora en el cauce del Arroyo de Montecorto, donde constituye claramente el relleno de un canal encajado en las arcillas de la Formación de Arcillas con bloques. Los cantos angulosos en la base y progresivamente más redondeados hacia el techo, los hay de calizas con sílex y con y sin filamentos, calizas de grano fino blancas, calizas dolomíticas laminadas (más de 90 % cantos y bloques de calizas con sílex).

Los materiales permo-triásicos y las dolomías liásicas del pico de Malaver, fueron interpretadas por Bourgois (1978) como grandes klippen sedimentarios englobados dentro de la formación de arcillas con bloques, en tanto que las brechas calizo-dolomíticas fueron consideradas, por el mismo autor, como niveles olistostrómicos en la misma formación. Es notorio el hecho de que dichos niveles aparezcan en continuidad lateral con las dolomías del pico de Malaver, como si hubieran resultado de la desorganización y disgregación de éstas durante su desplazamiento en el fondo de la cuenca.

Conviene señalar por último la posibilidad de que las dolomías de la Sierra de Malaver sean solidarias de los materiales permotriásicos, de forma que sus relaciones sean meramente estratigráficas. Esta posibilidad llevó a los autores de la Memoria original de este trabajo a considerar que en este supuesto estaríamos frente a una secuencia propia de la parte superior del Manto de Málaga y que comprendería por tanto del Pérmico al Liásico. Sin embargo, uno de nosotros, (L. Jerez) opina que la serie de Malaver presenta las mismas convergencias de facies con la parte inferior de la serie de las escamas de Boyar, y que los cantos de calizas y calizas con sílex representados en el **relleno del canal** anterior dan testimonio de la erosión de niveles semejantes a los superiores de las escamas de Boyar. Por otra parte las convergencias de facies con el Permotrias Maláguide y el del Substrato predorsaliano serían perfectamente encajables en el supuesto de una proximidad paleogeográfica entre ambos.

Arcillas con bloques. (19)

Dentro de la hoja de Ubrique existen hasta siete manchas o afloramientos principales desconectados entre sí. En base a ciertas diferencias litológicas existentes entre unos y otros se les puede clasificar en tres grupos diferentes.

a) En los afloramientos situados en ambos extremos del Corredor de Boyar, especialmente los comprendidos entre Grazalema y Montecorto las arcillas presentan colores rojizos, verdes y a veces violáceos no habiéndose observado en las mismas ninguna estructura sedimentaria. Los supuestos bloques englobados, mas abundantes, corresponden a las calizas oscuras paleocenas, idénticas a las descritas en las escamas del Corredor de Boyar estratificadas en gruesos bancos, verticalizados en la mayor parte de los casos y orientados según la estructura dominante de la región. A techo de estas calizas se encuentran capas de calizas biodetríticas eocenas pero menos abundantes que las anteriores. Sin embargo, estas calcarenitas presentan secuencias turbidíticas y pueden ser consideradas facies de lóbulos y a veces canales originalmente encajados en las arcillas y posteriormente desordenadas por motivos tectónicos.

En las inmediaciones de los afloramientos del Manto Numídico se encuentran grandes trozos y capas discontinuas de areniscas del Aljibe y calizas eocenas infranumídicas.

Al Este de Montecorto existen numerosos afloramientos de capas rojas del Subbético interno y más bloques de areniscas numídicas.

Por último hay que destacar el hallazgo de una masa de yesos y arcillas del Trías Germano-andaluz, totalmente rodeada de arcillas y a una distancia de varios cientos de metros del contacto de esta formación con el mencionado Trías.

b) En los afloramientos cercanos a Zahara, en el borde norte de la hoja, parece una formación algo distinta de la anterior, la cual fue considerada por Bourgois (1978) como una de las cuatro series infranumídicas definidas por él en dicha región.

Se trata de arcillas grises y verdes, ocasionalmente rojizas y violáceas, en las cuales dentro de la hoja quedan englobadas diversos bloques de dolomías y calizas y margo calizas del subbético medio, en una posición no puede ser explicada mediante deslizamientos de ladera procedentes de la Sierra de Zafalgar. Justamente en el límite septentrional de la hoja y junto a la carretera de Zahara a los Molinos se encuentra, asimismo, un bloque de calizas negras pertenecientes sin duda al Trías Germano-andaluz.

Al Norte de la hoja estas arcillas entran en contacto con materiales permotriásicos análogos a los descritos anteriormente, englobando además diversos bloques de brechas dolomíticas, análogas a las de la Sierra de Malaver y a la contigua brecha de Zahara. La Brecha de Zahara fue considerada por Bourgois (opus cit.) como Mioceno postorogénico. Sin embargo, ella misma y otros afloramientos análogos aparecen englobados dentro de esta formación arcillosa.

Las diferencias entre las arcillas con bloques de la zona de Zahara y las arcillas con bloques de la zona de Montecorto podrían resumirse en lo siguiente:

- arcillas de tonos más claros en la zona de Zahara.
- menor contenido en bloques, cuyas litologías corresponden exclusivamente al Jurásico.

Los bloques del Trías germano-andaluz (calizas y yesos) encontrados en ambas zonas, corresponderían realmente a klippe de este manto y no a bloques realmente englobados dentro de esta formación. Ambas alternativas implican relaciones tectónicas diferentes, tal como se verá más adelante.

c) En los afloramientos situados al Este de Villaluenga del Rosario y en sendas manchas localizadas al Este y Sureste de Montejaque, las arcillas son de color marrón-tabaco y los supuestos bloques más abundantes corresponden a areniscas marrón oscuro que en algunos casos muestran estructuras sedimentarias propias de corrientes de turbidez. En las proximidades de estos materiales con el manto numídico, aparecen abundantes bloques y masas de la serie numídica e infranumídica, con un grado de desorganización variable. Junto a porciones

en las que las areniscas del Aljibe o las calizas infranumídicas aparecen bien estratificadas, existen otras áreas en las que las mismas litologías se presentan en posiciones caóticas. Dentro de estos caos de bloques formados, casi siempre, por trozos de capas de calizas de un grosor bastante constante (entre 0,3 y 0,5 m) se encuentran áreas donde escasean progresivamente hasta pasar lateralmente a la formación de arcillas con fragmentos de areniscas.

En suma, la génesis de esta formación de bloques aflorante al Este de Villaluenga parece ser bastante local, es decir parece haberse constituido a espensas del colapsamiento y desorganización interna del Flysch terciario del subbético interno, durante fases tectónicas tardías, en cuyo proceso podría haberse mezclado con porciones, también colapsadas o removidas del manto numídico. Otra alternativa correspondería a la desorganización del mismo Flysch del subbético interno durante el emplazamiento del citado manto.

La génesis de los afloramientos descritos en primer lugar puede ser más controvertida. En opinión de Bourgois (1978) la Formación con bloques y el Neonumídico tendrían una procedencia africana y constituiría no solo la matriz de los pequeños bloques si no, la matriz de lo que este autor considera como un gran complejo tectono-sedimentario, con su límite meridional en el Corredor de Boyar y su extremo septentrional en los olistostromas, cortados mediante sondeos, de la fosa del Guadalquivir.

Otro autores como Cruz San Julián (1974) se inclinan por una procedencia más local, por cuanto los bloques que engloban las arcillas corresponden a materiales presentes en el entorno regional.

La edad de esta formación quedaría comprendida entre la edad de los materiales más modernos de los supuestos bloques (arenisca del Aljibe) y por tanto Oligoceno-Aquitaniense y el Tortoniense-Messiniense que es la edad de la molasa postorogénica. Bourgois (1978) sitúa, sin embargo, este límite superior en el Burdigaliense.

2.9. LA UNIDAD DEL ALJIBE (NUMIDICO) (23) Y (24)

La Unidad del Aljibe o Manto del Aljibe, según distintos autores ha tomado esta denominación de la arenisca del Aljibe descrita por Gavala (1924) en la Sierra con este mismo nombre. Posteriormente se han realizado numerosas descripciones de la misma, Chauve (1968) y Didon (1969), habiendo sido considerada como la unidad tectónicamente superior al resto de las unidades del campo de Gibraltar. Junto con las areniscas del Aljibe se considera una serie subyacente denominada por Chauve (1968) *serie de base*. Bourgois (1978) define hasta cuatro tipos diferentes de series de base siempre solidarias, según este autor, de las areniscas del Aljibe, denominándolas series infranumídicas, ya que la arenisca del Aljibe presenta a lo sumo unos 20 m de arcillas infrayacentes, a través de las cuales descansa sobre distintas unidades y solo en algunos casos sobre lo que este autor considera como Unidad de Paterna, término amplio que englobaría la diversidad de los distintos tipos de series que constituyen las Unidades de Campo de Gibraltar. En los afloramientos correspondientes a esta Unidad, comprendidos dentro de la hoja de Ubrique, las areniscas del Aljibe se apoyan en todos los lugares sobre una serie arcillosa con calizas detríticas consideradas por Bourgois (1978) como tipo 1, correspondiente a facies del Eoceno de Benaiza. No obstante, en algunos lugares (ver

cartografía) dicha serie se adelgaza hasta el extremo de quedar reducida a unos pocos metros de espesor. El autor citado en último lugar supone un contacto estratigráfico entre ambos conjuntos y un contacto cabalgante en la base de la serie infranumídica, con lo cual podrían explicarse los adelgazamientos de la misma.

No puede ponerse en duda, lógicamente, el carácter cabalgante de este manto, pero si la continuidad estratigráfica dentro del mismo, ya que observando la polaridad sedimentaria de las capas infranumídicas en las proximidades de su contacto con las areniscas del Aljibe, se ha llegado a conclusiones contradictorias. En cualquier caso es evidente la naturaleza mecánica de dicho contacto.

En la zona estudiada las areniscas del Aljibe presenta, como decimos, una serie de base de edad eocena, constituida por arcillas grises y verdes entre las que se intercalan numerosas capas de calizas detríticas grises, con espesores que oscilan entre 0,3 y 0,5 m y con abundantes estructuras sedimentarias (*flute marks*, granoselección, etc.) propias de corrientes de turbidez, las cuales permiten averiguar la polaridad sedimentaria en la mayor parte de los casos. Estas capas aparecen en muchas ocasiones desorganizadas, habiendo sido transformadas en un auténtico caos de bloques. El espesor de este tramo oscila entre unos pocos metros y 200 a 300 metros.

Las areniscas del Aljibe suprayacentes dan lugar a una serie muy potente, con un espesor superior a los 500 m, aunque tampoco puede precisarse debido a las repeticiones tectónicas de la misma por procesos de escamación. Aparecen capas y bancos de hasta 6 m de potencia de areniscas ocre-amarillentas con aspecto masivo y sin ninguna estructura sedimentaria. Alternan con intercalaciones de arcillas de color tabaco que en algunos casos llegan a predominar sobre las areniscas.

Las muestras analizadas señalan una elevada proporción de cuarzo (entre 85 y un 90 %) presentando además como accesorios, feldespato, turmalina, circón y glauconita.

La ausencia en estas rocas de estructuras sedimentarias claras y su aspecto masivo, han sugerido a diversos autores un origen a partir de fluxoturbiditas o avalanchas de arenas.

La edad de la serie de base no plantea problemas. Algunas muestras dan una edad Luteciense y otras indican una edad Eoceno sin mayor precisión. Sin embargo la edad de la arenisca del Aljibe sigue siendo un motivo de discusión entre diversos autores, dado que ella es siempre azoica y los niveles arcillosos intercalados o situados en su base han suministrado fauna solamente en contadas ocasiones. Así Chauve (1968) deduce para la arenisca del Aljibe una edad comprendida entre el Oligoceno y el Mioceno inferior, indicando que la edad correspondiente a la base de la serie debe de variar de unos lugares a otros. Didon (1964) al encontrar fauna del Aquitaniense inferior en la base de dichas areniscas, supone para las mismas una edad superior a la mencionada. Cruz San Julián (1974) señala sin embargo que las conclusiones inferidas por dataciones realizadas en los niveles infrayacentes deben ser consideradas con prudencia, dado el carácter mecánico que puede presentar este contacto basal y que solo serán realmente concluyentes las dataciones realizadas en el interior de la serie.

2.10. FORMACIONES POSTMANTOS (8), (9), (10) Y (11)

Son aquellas que ocupan la cuenca de Ronda, de la cual la cuarta parte de su superficie queda comprendida dentro de la hoja de Ubrique. Los primeros trabajos que se ocuparon de la misma fueron los de Orueta (1971) y Blumenthal (1929), posteriormente todos los autores de las escuelas alemana y francesa han tocado con mayor o menor extensión este tema. Recientemente Serrano (1979) ha efectuado un estudio detallado, subdividiendo todos los materiales de la cuenca en cinco formaciones o unidades litoestratigráficas: Formación Tajo, F. Setenil, F. Gastor, F. Minas y F. de las Mesas. De estas cinco, todas salvo la formación Gastor aparecen representadas dentro de la hoja y aún podrían corresponder a dicha formación unos pequeños afloramientos existentes en el extremo más occidental de los materiales de la cuenca de Ronda comprendidos dentro de la hoja. Dichos afloramientos aparecen en un escarpe de la base de la serie, pero por su reducida extensión de afloramiento no pueden figurar en la cartografía.

Sobre el terreno puede comprobarse la interdentación y paso lateral de unas formaciones a otras. No obstante según un orden aproximado de antigüedad decreciente se encuentran los siguientes materiales:

- Conglomerados. Con este nombre hemos agrupado diferentes afloramientos de carácter conglomerático, situados siempre hacia la base de la serie y que en algunos casos corresponden a la Formación Tajo, pero que en otros, como ocurre en el extremo occidental de los afloramientos miocenos de la cuenca de Ronda comprendidos dentro de la hoja, podrían equivaler a la Formación Gastor, situada también en la base de la serie. Se trata en todos los casos de conglomerados con cantos y cemento calizo, cuyos tamaños oscilan entre 1 y 10 cm de diámetro. Aparecen con aspecto masivo y sin planos de estratificación en ningún caso.

El espesor de dichos conglomerados no puede ser calculado en ninguno de los afloramientos existentes dentro de la hoja, dado que no aflora su base. En el Tajo de Ronda, situado a poca distancia del límite oriental de la zona de estudio, estos mismos conglomerados alcanzan un espesor de 150 m.

- Sobre dicho conjunto se apoya una formación de areniscas, limos y calcarenitas más o menos cementadas. Los tramos de calcarenitas aparecen estratificados en capas delgadas, presentando un aspecto tableado. Son muy numerosas las estratificaciones cruzadas de diverso tamaño, lo cual da una idea de la variación de energía del medio durante su depósito.

Esta formación alcanza una potencia máxima de 150 m en el borde Noreste de la hoja, desglosándose lateralmente hacia el Suroeste en dos o tres miembros, entre los cuales se intercalan unas arcillas de tono gris-azulados.

- Arcillas margas y limos con gasterópodos. Dan lugar a una potente formación que como hemos dicho pasa lateralmente a la anterior o bien se superpone en algunos lugares. Presenta un aspecto uniforme con tonos gris-azulado y negros en algunos casos, destacando en su masa frecuentes conchuelas blancas de gasterópodos. Estos materiales ocupan la mayor

parte la extensión de los afloramientos de la Cuenca de Ronda y dan lugar a un terreno alomado y a un paisaje similar al de las unidades del Campo de Gibraltar. En las inmediaciones del río Setenil estos materiales rodean diversos asomos de calizas datadas en este trabajo como Lías medio y al parecer pertenecientes al Subbético interno, los cuales debieron constituir auténticos islotes en el interior de la cuenca de depósito de dichos materiales.

Su espesor es difícil de evaluar pero con toda seguridad debe superar los 300 m.

Este conjunto y el anterior equivalen respectivamente a las Formaciones La Mina y Setenil del autor citado anteriormente.

- Calizas Travertínicas blancas (Formación La Mesas según Serrano (1979)). Son unas calizas blancas y arenosas con abundantes restos de algas. Presentan un espesor de 30 m y coronan la serie miocena, por lo cual dan lugar a diversos relieves en forma de mesas con una leve inclinación (Cerro de los Villares, Las Mesas, etc.). En este último lugar se asientan las ruinas romanas de Ronda la Vieja.

En conjunto los materiales miocenos presentan unas facies características, fáciles de reconocer y de cartografiar ya que cada una de ellas tiene su propia expresión geomorfológica. El límite occidental de dichos afloramientos permite observar su contacto discordante sobre la formación de arcillas con bloques. Dicha superficie de discordancia corresponde en dicho lugar a un paleorelieve bastante abrupto en el cual las antiguas elevaciones montañosas coinciden precisamente con los bloques de areniscas numídicas, o bien con bloques de capas rojas, englobados en la formación mencionada, los cuales por su mayor resistencia a la erosión habría dado lugar, lógicamente, a zonas elevadas. Existen además en dicho lugar, y en la misma superficie del paleorelieve, niveles lentejonares de conglomerados calizos que deben corresponder sin duda a rellenos de paleocanales.

Estas formaciones han sido datadas por Serrano (1979) como Tortoniense y Messiniense. Los conglomerados quedan comprendidos dentro del Tortoniense, las arenas y calcarenitas en el Tortoniense superior-Messiniense superior, las arcillas y margas abarcan la totalidad de los dos pisos y, por último, las calizas con algas corresponden al Messiniense superior.

2.11 CUATERNARIO

Pueden diferenciarse unos sedimentos del cuaternario antiguo retocados por la erosión actual, de otros recientes.

2.11.1. Cuaternario antiguo (6) y (7)

Terrazas. Se han diferenciado algunos niveles de terrazas relacionados con los cauces de los ríos principales -Guadiaro, Guadalete, Tavizna y El Bosque-. En todos los casos son terrazas de poca entidad y situadas en las inmediaciones de lecho actual del río, a una altura sobre el mismo que oscila entre 5 y 8 m.

Travertinos. Al pie de las Sierras: Margarita, Albarracín y Silla se encuentran masas importantes de calizas travertínicas, situadas todas ellas en las laderas occidentales de estas sierras.

Los afloramientos más importantes aparecen a una altura similar en todos los casos, próxima a los 300 m. Dichas masas adoptan un desarrollo tabular en forma de mesa, con un espesor que alcanza los 10 m. Su parte alta debió de corresponder a una antigua superficie de erosión o pie de monte que enlazaría con los escarpes de dichas sierras.

Llama la atención el hecho de que dichas rocas se localizan, por otra parte, jalonando el contacto entre los terrenos calizos de las sierras y los materiales arcillosos y yesíferos del Trías germano-andaluz. sin duda, las aguas procedentes de los manantiales y de la escorrentería dichas sierras y por tanto cargadas de bicarbonato cálcico, debieron sufrir el efecto de ión común al entrar en contacto con los yesos de Trías, lo cual causaría la precipitación masiva de aquel.

También, en los cauces de algunos torrentes actuales se observan acumulaciones menos importantes de masas travertínicas.

2.11.2. Cuaternario reciente (1), (2), (3), (4) y (5)

Existen diversos lugares en que los distintos recubrimientos alcanzan un desarrollo suficiente como para que merezcan ser cartografiados. Así se han diferenciado: Canchales relacionados con escarpes calizos, coluviones y suelos sobre rocas más blandas, y aluviones de abanicos torrenciales y de llanuras aluviales. Por otro lado son muy abundantes los deslizamientos de ladera en las formaciones alóctonas también arcillosas del Trías y del Terciario. En estos casos, se han considerado dos alternativas: cuando la masa deslizante conserva, con pocas variaciones, su estructura original, se la ha cartografiado como una mancha mas de la formación de la que procede, rodeada del símbolo correspondiente a deslizamientos. En el caso en el que durante su desplazamiento dicha masa perdió su estructura original llegando incluso a mezclarse con otros materiales, se la ha considerado como un depósito cuaternario.

3. TECTONICA

En el desarrollo del presente capítulo se verán primeramente los datos de observación recogidos sobre el terreno en relación con la estructura y tectónica de cada unidad, seguidamente se analizarán las relaciones estructurales entre las mismas.

3.1. LAS UNIDADES SUBBÉTICAS

3.1.1. Trías Germano-Andaluz

Lo más característico de esta unidad es su desorganización interna. Al ser un conjunto plástico hay que pensar en su imposibilidad para transmitir los esfuerzos tangenciales, por lo cual, una vez expulsado mediante compresión, se independizó de sus coberteras y finalmente su emplazamiento debió realizarse mediante deslizamientos tectónicos gravitatorios. No obstante, en los afloramientos situados al Oeste de las Sierras de Albarracín y Margarita, los bloques constituidos por tramos de calizas negras al Muschelkalk y carniolas, aparecen orientados de Norte a Sur, es decir en concordancia con las directrices estructurales de la última Sierra. Por ello hay que pensar en un plegamiento y cierto aplastamiento de estos materiales con posterioridad a su desplazamiento.

El Trías germano andaluz aparece claramente superpuesto y cabalgando al Neocomiense, Cretácico superior y Eoceno de las laderas occidentales de la Sierra Margarita y Albarracín y al N de la sierra de Zafalgar. Estos materiales del Subbético medio afloran además en múltiples ventanas tectónicas de diverso tamaño y bajo los materiales triásicos, en las inmediaciones de El Bosque.

Simultáneamente este mismo Trías aparece también bajo las dolomías liásicas del Subbético medio pero solamente en el retrocabalgamiento correspondiente a la Sierra de Zafalgar, lo cual no contradice su emplazamiento inicial sobre el Subbético medio, conclusión que confirma las ideas de diversos autores españoles pero que contradice las de Bourgois y Chauve (1971) y Bourgois (1978) los cuales suponen los materiales del subbético medio cabalgando sobre las brechas poligénicas del Trías germano-andaluz.

En el borde norte de la hoja el Trías germano-andaluz aparece en contacto con la Formación de arcillas con bloques (Neonumídico). En algunos lugares la relación entre ambas unidades no parece muy clara. En general el Trías está sobre las arcillas y sobre el flysch Numídico de Zahara, Olvera y Ubrique.

De cualquier manera cabe esperar todo tipo de relaciones geométricas entre dos unidades, muy plásticas, desplazadas gravitacionalmente durante las últimas etapas de la configuración de una cadena. Estas relaciones serán siempre polémicas entre materiales blandos, que después de haber sido desplazados han continuado plegándose en etapas posteriores.

3.1.2. Unidades de Silla y del Pinar

Los materiales de la Sierra del Pinar aparecen formando un gran anticlinorio incompleto y con vergencia al sur, presentando su flanco meridional intensamente fallado y con numerosas escamas vergentes también al sur.

Estas estructuras, resultan de una última fase tectónica en la cual debieron generarse los retrocabalgamientos y las vergencias hacia el sur.

La Sierra de la Silla presenta una estructura correspondiente a un gran sinclinal con vergencia hacia el oeste y con una dirección perpendicular a las direcciones generales del resto de las unidades. En los extremos meridional y septentrional de dicho pliegue la dolomías y calizas del Lías y del Jurásico aparecen volcadas hacia el interior del sinclinal, con lo cual dicha estructura queda configurada como un pliegue en forma de hongo invertido, presentando no obstante una cierta vergencia, como hemos dicho, hacia occidente. Esta singular disposición de las capas puede ser explicada mediante procesos diapíricos relacionados con las potentes series triásicas infrayacentes. Por otro lado la dirección mencionada puede estar relacionada con la actuación de un accidente cortical profundo de naturaleza transformante, que con dirección NNO-SSE interrumpe los afloramientos del Subbético interno, produciendo además un giro del frente cabalgante de las unidades internas entre Gaucín y Casares. Como es sabido a partir de dicha línea se inicia la depresión ocupada por las unidades, tipo flysch, del Campo de Gibraltar.

Las Sierras del Pinar y de Silla aparecen cortadas por importante fracturas con dirección ONO-ESE que cuartejan en diversos bloques dichas unidades interrumpiendo y desplazando los pliegues existentes.

La serie jurásico-cretácica de la Sierra del Pinar aparece desconectada tectónicamente del flysch del Corredor de Boyar, a través de una falla inversa con vergencia sur y seguramente sincrónica a la estructuración de las escamas que mencionamos al principio de este apartado.

En los alrededores de la Sierra de Silla el mismo flysch y, su equivalente lateral, el flysch de Ubrique, aparecen en sendas ventanas tectónicas bajo los materiales triásicos de facies germano andaluza. Esta disposición es interpretable como un retrocabalgamiento hacia el sur de la Unidad de la Silla, facilitado por el nivel plástico basal correspondiente al Triás.

El que dicho retrocabalgamiento haya superado ampliamente hacia el sur los afloramientos de los Flysch cretácicos, puede deberse a la inexistencia en la región de Ubrique del macizo calcáreo del Subbético interno, el cual, sin embargo, habría actuado en el corredor del Boyar como una barrera frente a estos empujes hacia el sur. Por ello en la zona de Grazalema el contacto entre la Sierra del Pinar y el Flysch cretácico se reduce, como hemos dicho, a una falla inversa con vergencia sur poco acusada.

No obstante, en el caso de que las Sierras de Silla y del Pinar no representen el substrato de los Flysch cretácicos y ambos conjuntos tuviesen distinta procedencia paleogeográfica, sus relaciones mutuas actuales podrían explicarse mediante una llegada a la zona del Corredor del Boyar y Ubrique, de los Flyschs cretácicos primero, seguida después del emplazamiento de las Sierras del Pinar. Posteriormente esta última debió de retrocabalgar, ligeramente y hacia el sur, a Flysch cretácico del Corredor de Boyar.

3.1.3 Escamas del Corredor de Boyar

Entre el Flysch cretácico al norte y el frente de cabalgamiento del subbético interno, se

extienden, desde Grazalema hasta el Salto del Cabrero, todo un apilamiento de escamas limitadas por zonas de brechificación y fallas verticalizadas en el centro del Corredor de Boyar, en tanto que bajo el frente del cabalgamiento del subbético interno aparecen todas ellas buzando al sur y separadas por fallas inversas con vergencia norte. Esta disposición podría explicarse mediante una primera etapa de desplazamiento de las series que constituyen dichas escamas hasta el lugar que hoy ocupan. Por su afinidad paleogeográfica, y tal como vimos en el capítulo de estratigrafía pudieron pasar por encima del Subbético interno. Posteriormente y en una segunda etapa, también con vergencia norte, el Subbético interno se desplazó hacia el norte, escamando y aplastando dichos materiales contra la Sierra del Pinar.

Las series constituyentes de dichas escamas son análogas a las descritas para las Unidades de la Silla y del Pinar, con la diferencia de presentar un adelgazamiento notable, que en parte puede ser debido al estiramiento tectónico y en parte a su procedencia paleogeográfica, un poco distinta en relación al Subbético ultrainterno de la Sierra del Pinar.

Llama la atención el hecho que la banda de escamas del Corredor del Boyar se continua hacia el NE, hasta la zona de Montecorto, con la formación de arcillas con bloques en la cual los mas abundantes corresponden a las calizas paleocenas, que son también muy abundantes en el Corredor de Boyar. Igualmente hacia el sur, en la región de Ubrique se encuentran algunos afloramientos aislados de la misma formación. Parece darse por tanto un paso lateral entre ambos conjuntos.

Bourgeois (1978) sostiene al respecto la existencia entre las escamas del Corredor de Boyar de una matriz arcillosa análoga a la matriz de la Formación con bloques. De existir una total continuidad lateral entre ambos conjuntos, habría que pensar en una sincronías entre el emplazamiento de la formación de arcillas con bloques y la estructuración, tal como aparecen en la actualidad, de las escamas del Corredor de Boyar, lo cual parece contradecirse con las ideas de diversos autores (Cruz San Julián, 1974, etc.) relativas a la existencia de una última fase de retrocabalgamiento durante la cual debió de emplazarse la formación de arcillas con bloques. Fase considerada como posterior a todas las etapas anteriores de desplazamientos tangenciales hacia el norte.

En cualquier caso el eje correspondiente al Corredor de Boyar, y su prolongación hacia las regiones mas orientales, correspondería en opinión de Cruz San Julián (1974), al límite entre el Subbético interno y el Subbético medio, límite con unas características geotectónicas peculiares según este autor, que le habría hecho funcionar como un surco en el cual se acumularon diversas unidades de procedencia subbética ultrainterna (Sierra de Silla y del Pinar y escamas del Corredor de Boyar), emplazándose también en su seno la Formación de arcillas con bloques. Hacia dicho surco se habría producido también, según el autor mencionado, los últimos desplazamientos gravitacionales del Trías germano-andaluz o Manto de Antequera-Osuna.

3.1.4. Subbético interno

Da lugar a los grandes macizos calcáreos existentes en la mitad sur de la hoja. Su estructura

relativamente sencilla, presenta sucesivos pliegues anticlinales y sinclinales orientados de NE a SO, con un desarrollo longitudinal de varios kilómetros: Anticlinal de Montejaque, sinclinal del río Guadiario, sinclinal de La Manga, etc. Estos grandes pliegues presentan una débil vergencia al sur y en algunos casos parecen estar asociados, al menos en las etapas finales de su formación, con fallas inversas vergentes también al sur: Benaojan y Villaluenga del Rosario. Estas observaciones basadas en las macroestructuras son confirmadas por la disposición de algunas pequeñas estructuras. Así en la inmediaciones de Villaluenga del Rosario, las capas rojas del Cretácico superior aparecen replegadas, con numerosos pliegues asimétricos de amplitud métrica y cuya geometría indica efectivamente, un retrocabalgamiento hacia el sur de la Sierra del Caillo en relación al Cahaparral. Asimismo, en este lugar y en las inmediaciones de la cueva de Pileta, los niveles margosos de esta misma formación aparecen atravesados por una esquistosidad incipiente, oblicua a la estratificación y marcando también una débil vergencia hacia el sur. De esta manera los niveles plásticos del Cretácico superior reflejan fielmente los movimientos relativos de los bloques calizos del Jurásico, entre los cuales llegan a quedar en forma de pinzaduras, tal como ocurre en las laderas de la Sierra del Caillo situadas por encima de Villaluenga del Rosario.

Posteriormente debió de producirse una última fase compresiva (NNO-SSE) que generó grandes y suaves pliegues perpendiculares a dicha dirección.

El desarrollo de los grandes pliegues queda fuertemente trastocado e interrumpido por la fracturación correspondiente a una etapa distensiva posterior, seguramente sincrónica con el levantamiento de dichos macizos calcáreos, que ha sido sugerido anteriormente por Bourgois y Chauve (1971) y que podría ser el resultado de reajustes isostáticos con posterioridad al desplazamiento y plegamiento de todas las unidades.

Dichas fracturas delimitan en muchos casos las distintas sierras. Así, el extremo noroccidental de la Sierra del Endrinal corresponde a un conjunto de fallas normales conformando un gran graderío, en el cual las capas del Jurásico llegan a sumergirse bajo el manto Numídico. Igualmente el Jurásico de la Sierra de Saltadero llega a sumergirse bajo la localidad de Ubrique tras otro sistema de fallas normales, en este caso abiertas y con gran vistosidad. Estas fracturas y otras diversas resultan ser perpendiculares a los pliegues. Existe otra familia también de fallas normales, de dirección Norte-Sur que desnivelan los distintos bloques, teniendo una gran incidencia en la cartografía. Por último existe también otra familia de fallas normales paralelas a los pliegues y que en ocasiones dan lugar a fosas y grandes poljes tectónicos, en cuyo fondo plano afloran las series margosas del Cretácico superior.

Las estructuras resultantes de las primeras fases tectónicas responsables del desplazamiento del conjunto Subbético interno hacia el NO son poco abundantes. De acuerdo con García Dueñas (1969) este emplazamiento debió de tener como motor principal la gravedad, dado que no es fácil pensar que los empujes tangenciales pudieran transmitirse a través de los materiales no muy competentes que forman este extenso manto.

En la Loma del Conejillo, en el extremo SE de la hoja, se observan en el seno de la serie margosa del Cretácico superior, numerosos pliegues en acordeón con una clara vergencia al NE. Dichos pliegues podrían estar relacionados con el avance de estas unidades en el mismo sentido.

En la porción frontal, y actualmente la más externa del subbético interno se da una duplicación de la serie, merced a la imbricación y cabalgamiento del subbético de la Sierra del Endrinal y del Caïllo sobre la Unidad del Peñón Grande. Puesto que, tal como vimos en el capítulo anterior, la estratigrafía de dicha unidad es asimilable a un dominio paleogeográfico intermedio entre los correspondientes al Subbético interno y al de las Unidades de Silla y del Pinar, para explicar su situación actual, hay que pensar en una primera etapa de desplazamiento de la mencionada unidad, por encima del Subbético interno, hasta la zona correspondiente al actual Corredor de Boyar. Posteriormente, en una segunda fase de desplazamiento hacia el norte, habría sido cabalgada y parcialmente cubierta por las Sierras del Endrinal y del Caïllo. La superficie correspondiente a dicho cabalgamiento aparece claramente plegada.

Las relaciones estructurales del Subbético interno con las unidades con las que contacta pueden resumirse en lo siguiente:

a) En virtud de la segunda fase o etapa de desplazamiento hacia el exterior de la cadena de todas las unidades, el Subbético interno, representado en este caso por la Unidad del Peñón Grande, cabalga el Flysch cretácico y a las escamas del Corredor de Boyar.

b) Por otra parte es cabalgado por las unidades correspondiente al Flysch de Algeciras, Manto Numídico y Formación de arcillas con bloques.

3.1.5. Subbético medio

La estructura de este conjunto presenta cierta complejidad resultante de la existencia de dos superficies de cabalgamiento que cortan oblicuamente a los diversos niveles de su serie, plegados durante fases tectónicas anteriores a la actuación de dichos cabalgamientos. La génesis de estos parece vinculada al retrocabalgamiento de la Sierra de Zafalgar sobre la Unidad de la Sierra del Pinar.

El contacto entre el Subbético medio y dicha unidad de la Sierra del Pinar corresponde a la superficie de dicho retrocabalgamiento, que corta como decimos, a los distintos niveles del Subbético medio. Entre este y la Sierra del Pinar afloran unos materiales triásicos con una facies típica del Trías germano-andaluz, (zonas de Pinsapar y Benamahoma) los cuales han debido de acutar como nivel de despegue entre ambos conjuntos. Dicha superficie basal para el Subbético medio, hacia la zona de los Llanos del Campo y del Cerro de las Cuevas, entra en contacto directo con el Jurásico superior y el Complejo con *Aptychus* de la Unidad de la Sierra del Pinar y con Flysch del Corredor de Boyar. Al Suroeste de los Llanos del Campo, a lo largo del camino de Benamahoma a Benaocaz, dicha superficie pone en contacto la unidad retrocabalgante con el Jurásico medio del Subbético medio. Bajo aquel queda cubierto el contacto entre este Subbético no retrocabalgante y el Jurásico solidario de la Sierra del Pinar, ocultándose así sus relaciones mutuas, anteriores a dicho retrocabalgamiento.

Por otro lado, en la Sierra del Labradillo, en el Pico Albarracín y en otros parajes de la Sierra con este mismo nombre aparece una segunda Unidad constituida exclusivamente por dolomías

brechificadas, cual entre en contacto directo con los diversos niveles de la serie Jurásico-Cretácico inferior del Subbético medio. Estos niveles aparecen estructurados según diversos pliegues anteriores al emplazamiento de dicha unidad.

Aunque los afloramientos de la Unidad dolomítica de la Sierra de Albarracín y de la Sierra del Labradillo aparece actualmente desconectados por la erosión, anteriormente debieron de constituir un único conjunto. La base del mismo, en ambas sierras llega a montar sobre el Neocomiense del Subbético medio, en tanto que hacia oriente profundiza en la serie y al parecer tiende a unirse con la base del manto general descrito en primer lugar, en donde seguramente ha de tener sus raíces. De esta manera y resumiendo, el retrocabalgamiento del Subbético medio sobre las unidades de La Silla del Pinar podría desglosarse en los siguientes movimientos:

- *Primero*: retrocabalgamiento de Norte a Sur del conjunto del Subbético medio, facilitado por la intercalación de los materiales del Trías germano-andaluz, los cuales llegan a acuñarse en algunos puntos. Suponiendo que originalmente todo el Subbético medio estuviere situado al Norte de la Sierra del Pinar, la magnitud de dicho desplazamiento habría sido de por lo menos 5 km.

- *Segundo*: Simultáneamente a este avance debió de producirse una imbricación y despegue, a partir de la base del retrocabalgamiento principal, que llegó a resolverse, lateralmente en una segunda unidad retrocabalgante también al sur. La litología esencialmente dolomítica de dicha unidad se explica por el desmantelamiento por la erosión de los niveles superiores y por el enorme espesor que alcanzan las dolomías liásicas del Subbético medio.

Con posterioridad al emplazamiento de dichas unidades se produjo un suave plegamiento de las mismas dando lugar a grandes pliegues con escaso desarrollo longitudinal, orientados paralelamente a la dirección de la Cadena.

En relación con las estructuras anteriores a los retrocabalgamientos hay que señalar la existencia, en la mitad occidental de la Sierra de Albarracín, de dos grandes pliegues tumbados y vergentes al Noroeste. En relación con los mismo se encuentran pequeños pliegues de amplitud métrica, también tumbados y con la misma geometría.

La Sierra Margarita corresponde a un gran domo anticlinorial de dirección NE-SO y con vergencia al Oeste y Noroeste, dado que en su flanco occidental las capas del Jurásico superior llegan a invertirse. Esta disposición estructural y la que acabamos de ver en la Sierra de Albarracín pueden ser sincrónicas de las primeras fases tectónicas en las cuales todas las unidades subbéticas se desplazaron hacia el exterior de la cadena, en este caso hacia el Noroeste e incluso hacia el Oeste.

Por último hay que mencionar la existencia en la mitad nororiental de la Sierra de Albarracín de un pliegue con plano axial subvertical y bastante abierto, con una dirección NO-SE, perpendicular por tanto a las direcciones dominantes. Dicho pliegue podría estar relacionado con la fase de retrocabalgamientos.

El Subbético medio aparece, como ya dijimos, bajo el Trías germano-andaluz y simultáneamente encima del mismo, como resultado de su retrocabalgamiento hacia el Sur. Aparece, también retrocabalgando sobre la Unidad de la Sierra del Pinar, habiéndose destruido o trastocado las relaciones tectónicas entre ambos conjuntos antes de dicho movimiento. Por otro lado aparece desconectado del Subbético interno, ya que entre ambos se sitúan la Sierra del Pinar y el Corredor de Boyar. Por último, aparece claramente cabalgando por el Neonumídico.

3.1.6. Cronología de las deformaciones para el conjunto de las unidades subbéticas y circumbéticas.

Las diversas estructuras tectónicas observadas en las unidades subbéticas y las relaciones mutuas entre ellas habrían resultado de la siguiente secuencia de movimientos tectónicos:

1. Desplazamiento hacia el Norte de las distintas unidades subbéticas mediante deslizamiento gravitatorio.

Durante el mismo las unidades circumbéticas de La Silla y del Pinar sobrepasaron al Subbético interno, yendo a situarse entre este y el Subbético medio.

2. Durante una segunda etapa las diferentes unidades experimentaron un nuevo empuje hacia el Norte o Noroeste, durante el cual se produjeron diversas escamaciones e inbricaciones, llegando a sobrepasar el Subbético interno a algunas de las unidades, más internas, que anteriormente cabalaron sobre él mismo. Estos movimientos debieron producirse en un régimen comprensivo, que dió lugar al apilamiento de las sucesivas unidades. Se generaron así diferentes pliegues volcados y fallas inversas vergentes hacia el NO.
3. Formación del retrocabalgamiento de la Sierra de Zafalgar y de los diferentes pliegues y, fallas inversas y esquistosidad vergentes al sur, en un régimen también compresivo. El retrocabalgamiento mencionado pudo evolucionar en sus etapas finales mediante un deslizamiento gravitatorio hasta alcanzar la zona del Corredor de Boyar.
4. Plegamiento general de todos los mantos, en un régimen compresivo con dirección de máximo acortamiento NNO-SSE.
5. Levantamiento epirogénico de la cadena con formación de pliegues laxos y fallas normales que configuran un relieve de tipo conforme que aún perdura en la actualidad.

3.2. LAS UNIDADES TIPO FLYSCH

Debido a su litología, estos materiales presentan frecuentes superficies de despegue y pliegues disarmónicos que en algunos casos invierten las series.

3.2.1. El Flysch de Algeciras

Aflora claramente cabalgante sobre el Subbético interno, presentando una estructura general

bastante sencilla ya que los sucesivos tramos aparecen en posición normal buzando hacia el norte. Es recubierto a su vez por los materiales del neonumídico.

3.2.2. El manto del Aljibe (Numídico)

El tramo basal correspondiente al Eoceno de Benaiza y las areniscas del Aljibe, constitutivos de dicho manto afloran al norte del Subbético interno de forma isoclinal, buzando casi siempre hacia el Norte. Se aprecian hasta cinco escamaciones y repeticiones de la serie. La naturaleza del contacto que separa el Eoceno infranumídico de las areniscas numídicas es, como dijimos, de naturaleza mecánica, dada la diferente competencia existente entre el conjunto Numídico y el infranumídico. En algunos casos, como ocurre al pie de la Sierra del Endrinal, el infranumídico aparece replegado e incluso volcado hacia el NO, siendo claramente cabalgado por las areniscas numídicas.

3.2.3. La formación de arcillas con bloques

Algunos autores (Cruz San Julián, 1974, etc) suponen que la génesis de esta formación es de origen tectono sedimentario y que debió producirse durante las últimas fases de retrocabalgamientos.

Sin embargo y a tenor de las relaciones Tectónicas vistas anteriormente, la formación de arcillas con bloques participa claramente de las estructuras resultantes de las fases principales de imbricación y avance hacia el NNO de las diferentes unidades. Por otro lado y al igual que todas ellas aparece afectada a su vez por las deformaciones tardías. Tal es el caso de las observaciones realizadas al Sur de Montecorto, junto a la carretera de Ronda a Savilla, donde puede observarse como los afloramientos de calizas paleocenas incluidos en esta formación aparecen doblados según unos pliegues amplios con dirección paralela a la cadena. Estos pliegues parecen, en cualquier caso, posteriores al emplazamiento de dicha formación y seguramente sincrónicos del plegamiento y fracturación que configuró el relieve actual (Etapa 4ª definida para los movimientos de las unidades béticas).

Por otra parte el paso lateral que se observa en algunos lugares entre el manto numídico (areniscas del Aljibe y series de base) y las arcillas con bloques pone de manifiesto el emplazamiento también simultáneo de dicho manto y el carácter tectogravitacional de esta formación.

3.3. EL MIOCENO SUPERIOR DE LA CUENCA DE RONDA

Los diversos autores alemanes y franceses que han trabajado en la región, así como los recientes estudios de Serrano (1979) ponen de manifiesto la existencia de pliegues y fallas dentro de estos materiales postorogénicos. En algunos casos se cita la existencia de capas con un buzamiento de hasta 60°.

Dentro de la hoja de Ubrique se encuentran capas con un buzamiento de hasta 40° resultantes de dos pliegues con dirección NNE-SSO existentes en el extremo nororiental de la hoja. Simultáneamente existen pliegues más suaves, en el borde meridional de dichos materiales

con una dirección ONO-ESE. Con la misma dirección y en este mismo lugar, aparecen unas fallas normales la más meridional de las cuales llega a poner contacto estos materiales molásicos con las areniscas del Aljibe.

La deformación del Mioceno superior de la cuenca de Ronda ha sido atribuida por diversos autores a movimientos haolocinéticos del sustrato triásico o de los propios tramos margosos de dicha formación. Dada la linearidad y constancia en la dirección de los pliegues observados dentro de la hoja de Ubrique, no habría que descartar tampoco la actuación de fallas en el zócalo, al cual debió de adaptarse, de forma pasiva, la cobertera molásica. El movimiento de dichas fracturas vinculadas a los movimientos epirogénicos de la cadena, fueron en algunos casos, sincrónicos de la sedimentación. Así en el extremo sur de la ciudad de Ronda puede definirse una línea orientada de Este a Oeste a partir de la cual y hacia el Norte los conglomerados de la formación Tajo, definida por Serrano (1979), engrosa bruscamente. De esta manera el enorme espesor que alcanzan dichos conglomerados en esta ciudad, habría resultado de la existencia de un escarpe de falla activa durante la sedimentación. Por otro lado, en este lugar debió de desembocar un torrente que coincidiría, aproximadamente con el valle actual del Arroyo de las Culebras. Así puede deducirse de la observación de diversas masas de conglomerados y brechas, con estructura caótica, localizados a lo largo del citado valle y enlazando con la formación mencionada más arriba.

4. GEOLOGIA HISTORICA

En los capítulos anteriores se han adelantado algunas consideraciones relativas a la paleogeografía y a la cronología de los movimientos tectónicos. Realizaremos en este lugar una revisión general sobre la evolución tectono-sedimentaria de las unidades comprendidas dentro de la hoja de Ubrique.

En la actualidad existe ya un modelo paleogeográfico bastante elaborado para el conjunto de todas las unidades que constituyen la cadena Bética. En este modelo se han llegado a definir dentro de las porciones externas, que son las que nos atañen, del geosinclinal Bético, una serie entre el Jurásico medio y Paleógeno, por ser durante este período de tiempo cuando dichos dominios se diferencian con claridad. De Norte a Sur son los siguientes:

- Umbral del Subbético externo, cuyos materiales no están representados dentro de la hoja.
- Zona de surco subsidente correspondiente al Subbético medio, representado en la hoja por las Sierras de Albarracín, Margarita y Zafalgar.
- Nueva zona umbral correspondiente al Subbético interno, ampliamente representado en el área estudiada.
- Otra zona mas meridional que las anteriores y peor definida pelogeográficamente y en la que en unos momentos prevalecieron las condiciones de umbral, alternando con otras etapas claramente subsidentes. En este área se localizarían los materiales correspondientes a las Escamas del Corredor de Boyar, a las Sierras de Silla y del Pinar y posiblemente a los Flysch cretácicos, considerándose todo ello como Subbético ultrainterno.
- Todavía más al Sur Cruz San Julián (1974) sitúa una zona de umbral en la que se depositó el Trías germano-andaluz con un Jurásico notablemente adelgazado en su techo. Esta hipótesis no es admitida por otros autores ni tampoco ha sido contemplada en la presente memoria.
- Por último con una localización no bien definida, se sitúan las cuencas de depósito de las distintas Unidades tipo Flysch.

En el Triásico la sedimentación tuvo el carácter de un mar claramente epicontinental en todos los dominios, con la formación de abundantes evaporitas y con un aporte de terrígenos a la cuenca durante el Keuper o bien durante Buntsandstein, según la edad que se considere para las areniscas intercaladas en estos materiales, tal como vimos en los apartados anteriores. Durante el Muschelkalk hubo una clara transgresión marina, representada por los niveles de calizas con lumaquelas.

Simultáneamente debieron de producirse movimientos corticales de tipo tensional, sin duda relacionados con el régimen distensivo que caracterizó durante este período la evolución tectónica del Mediterráneo occidental. Estos movimientos posibilitaron la intrusión de las masas de rocas ofíticas, tan características del Trías germano-andaluz.

Durante el Jurásico la sedimentación se inició con un tramo de dolomías que engrosó

ostensiblemente en las unidades más internas (La Silla y el Pinar), indicando el inicio de una subsidencia más acusada en este dominio y un régimen ya claramente marino en toda la cuenca.

A partir del Lías medio empiezan a perfilarse con mayor claridad los distintos dominios enumerados anteriormente. Así en la Zona Circumbética se encuentran calizas con sílex abundante, seguidas de una alternancia de calizas y margas, siguiendo a continuación un tramo de calizas nodulosas del Aalenense, indicadores ya de una sedimentación en aguas profundas.

En el Subbético medio, durante el Lías, se producen algunas variaciones en la sedimentación entre las porciones meridionales y las septentrionales comprendidas dentro del mismo dominio, las cuales ya han sido tratadas en el apartado correspondiente. En su conjunto la sedimentación en este dominio se hace margosa durante el Jurásico medio, un poco después que en el Subbético ultrainterno, lo cual es lógico ya que la subsidencia se inició en este último durante el Lías.

Entre los dos dominios anteriores se diferenció el umbral correspondiente al Subbético interno, en el cual la sedimentación carbonatada se prolongó durante todo el Jurásico inferior y medio, con facies de aguas someras, correspondientes a las calizas oolíticas de dicho dominio.

Hacia techo durante las etapas finales del Dogger y durante el Malm la sedimentación se hace más profunda, tanto en el Subbético medio como en el umbral del Subbético interno, como se deduce de la presencia de numerosos niveles de calizas nodulosas rojas y blancas, especialmente en el primero de los dominios. Por tanto los niveles de calizas nodulosas rojas aparecen antes en la serie correspondiente al Subbético ultrainterno que en los restantes dominios. Sin embargo en este mismo dominio debió producirse una emersión que condicionó la no sedimentación, o la erosión, del Oxfordiense-Kimmeridgiense, dado que el Complejo con *Aptychus*, del Titónico-Neocomiense, se apoya discordante sobre los niveles más altos del Dogger.

En el Neocomiense continuó la sedimentación en todos los dominios, con facies variables correspondientes todas ellas a aguas profundas. Sin embargo en la mayor parte del dominio correspondiente al Subbético interno se produjo, durante todo el Cretácico inferior, una emersión generalizada que dió lugar a una laguna estratigráfica, abarcando dicho intervalo temporal, y a la formación de un **hard ground** en el techo del Jurásico.

Durante el Cretácico superior y parte del Paleógeno, en los dominios más meridionales correspondientes a los Flyschs cretácicos y también en el Subbético medio, se depositaron potentes series turbidíticas, en tanto que en el Subbético interno se produjo una sedimentación con facies pelágicas con margas y margo-calizas.

Simultáneamente, durante el Paleógeno y el Burdigaliense-Aquitaniense, en un dominio situado al sur de todos los anteriores se produjo la sedimentación, con facies turbidíticas profundas, de las series correspondientes a la Unidad de Algeciras y al manto del Aljibe. La

facies y la amplia repartición geográfica de las areniscas del aljibe plantean interesantes problemas paleogeográficos todavía por resolver.

Entre el Burdigaliense y el Mioceno Superior se generó la Formación de arcillas con bloques.

Finalmente y con posterioridad al emplazamiento de todos los mantos tuvo lugar la sedimentación de la molasa de la cuenca de Ronda.

Los movimientos tectónicos más importantes que se sucedieron simultáneamente con esta historia sedimentaria son los siguientes:

Primeramente, la diferenciación del umbral correspondiente al Subbético interno debió resultar de la actuación de diversas fracturas de zócalo en conjunción con posibles movimientos halocinéticos relacionados con las masas triásicas existentes en la base de las series subbéticas (García Dueñas, 1967).

Estos movimientos correspondientes a una evolución geosinclinal distensiva podrían explicar también la emersión momentánea del Subbético ultrainterno de las unidades de la Silla y del Pinar, durante el Jurásico superior, dando lugar a la erosión del Oxfordiense-Kimmerdigiense y a la discordancia del Titónico-Berriasiense sobre el Dogger al reanudarse la sedimentación. Sin embargo, otros autores, (Dürr, Hoppener, Hoppe y Kockel, 1960-1962) sitúan en este período la existencia de una etapa tectónica comprensiva relacionada con el cabalgamiento hacia el Norte de unidades béticas.

Durante el final del Cretácico inferior tuvo lugar una segunda fase comprensiva, puesta de manifiesto por la emersión generalizada del Subbético interno y por la laguna estratigráfica resultante de dicho movimiento. Los mismos autores, citados en último lugar, atribuyen a esta fase tectónica el emplazamiento en la cuenca del Subbético medio de las masas del Trías germano-andaluz, mediante importantes y generalizados movimientos diapíricos. Por su parte Cruz San Julián (1974) hace responsable a esta fase del desplazamiento hacia el Norte del mismo Trías, procedente de un dominio paleográfico situado al sur de su Subbético interno.

Se detecta aún una nueva fase tectónica entre el Paleoceno y el Eoceno, deducible de la existencia de un conglomerado basal y de un contacto erosivo entre estos dos pisos en la parte alta de las series que constituyen las escamas del Corredor de Boyar.

Con toda probabilidad durante estas sucesivos movimientos tectónicos se debieron generar diversas estructuras (probablemente fallas y pliegues de gran radio) en las unidades subbéticas. Así Dürr (1967) llega incluso a suponer que la formación de los anticlinales del Subbético interno de la región de Ronda tuvo lugar durante el Cretácico inferior.

Los movimientos responsables del desplazamiento hacia el norte e imbricación de las distintas unidades subbéticas, son situados por Bourgois, Chauve y Peyre (1972) y Bourgois (1978), entre el Aquitaniense y el Burdigaliense. En tanto que los mismos autores suponen que la

Llegada de las Unidades tipo flysch y del Manto del Aljibe, tuvieron lugar después del Burdigaliense.

Con posterioridad a la llegada del Manto del Aljibe debieron de producirse los retrocabalgamientos hacia el sur, más o menos acusados en las diferentes unidades, con la formación de pliegues y fallas inversas vergentes en el mismo sentido.

Estos movimientos debieron ser los responsables de posibles reactivaciones y desplazamientos del Trías germano-andaluz y del manto del Aljibe, dando lugar a las aparentemente contradictorias relaciones tectónicas que se observan entre estos tres conjuntos. También durante esta fase el Corredor de Boyar quedó estructurado definitivamente.

Durante el Mioceno superior, simultáneamente a la sedimentación molásica de la cuenca de Ronda, se produjeron diversos movimientos en la vertical en un régimen tectónico distensivo que pudieron inducir diversos movimientos haolocinéticos y juegos de bloques limitados por fallas normales, que prosiguieron durante el Plioceno, llegando a deformar las capas más altas del Mioceno. Simultáneamente el conjunto de la cadena ha sufrido un ascenso epirogénico con una amplitud de por lo menos 800 m., correspondiente a la altura sobre el nivel del mar, alcanzada por los materiales de la cuenca de Ronda.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. ROCAS INDUSTRIALES Y CANTERAS

Dentro de la hoja estudiada existen diversas masas rocosas en vías de explotación, además de otras cuyo aprovechamiento se realizó en épocas pasadas.

La mayor parte de las canteras existentes han sido abiertas sobre las dolomías de la base del Subbético medio, en diversos lugares contiguos a la carretera de El Bosque a Grazalema y en la zona de Pinsapar. Dichas rocas presentan una intensa brechificación, hasta el punto de constituir masas perfectamente ripables y de no necesitar machaqueo previo para su utilización como árido de carreteras, ya que el tamaño del grano alcanzado como consecuencia de dicha brechificación es el adecuado para tal fin.

Existen otras explotaciones del mismo tipo sobre las dolomías, también liásicas del flanco oriental de la Sierra de Silla. En este lugar se realiza un machaqueo previo de la roca para su posterior utilización.

Dentro del Trías germano-andaluz las calizas negras del Muschelkalk han sido explotadas en las inmediaciones del Cerro del Duque (3 km al Norte de El Bosque). En este lugar fueron recientemente trituradas para su utilización, también como árido. Sin embargo, las mismas calizas al Norte y junto a El Bosque, están siendo utilizadas con fines ornamentales en la construcción de edificios.

También en el Trías germano-andaluz se encuentra numerosas masas de yeso, algunas de las cuales fueron explotadas en épocas pasadas. Sin embargo en la actualidad existen, sobre estos mismos materiales, numerosas canteras activas localizadas en diversos lugares del Arroyo de las Angosturas y del Arroyo de Montecorto, situados ambos en el borde Norte de la hoja.

Por último hay que señalar las excavaciones realizadas a principios de siglo en unos niveles de pizarras bituminosas, existentes en el Corredor de Boyar. Dichos afloramientos han sido estudiados con detalle en este trabajo, poniéndose de manifiesto su escasa relevancia, dado que se trata de delgadas intercalaciones (5 a 15 cm) de pizarras bituminosas, alternando con capas, algo más potentes, de radiolaritas. El conjunto forma un tramo de unos 5 m de espesor pero con escasísima continuidad lateral, ya que la serie de la que forma parte ha sufrido una importante desorganización tectónica que dió lugar a la dislocación y aislamiento de los tramos más duros en el seno de una masa fundamentalmente arcillosa.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Los contrastes paisajísticos de la hoja tienen su parangón en los contrastes hidrogeológicos de los terrenos constituyentes. Bajo un punto de vista hidrogeológico estos pueden dividirse en tres conjuntos.

El primero estaría constituido por todas las formaciones, fundamentalmente arcillosas, es decir por: El Trías, Formaciones tipo Flysch y por el Mioceno superior arcilloso. Estos materiales son absolutamente impermeables de forma que todas las fincas ubicadas sobre ellos, durante el verano, acusan el mismo problema de falta de agua.

El segundo conjunto lo constituyen los grandes macizos calcáreos de las unidades subbéticas. La infiltración en los mismos es, lógicamente, muy acusada, existiendo problemas para el abastecimiento de agua durante el verano a las poblaciones situadas a cierta altura sobre dichos macizos (Grazalema y Villaluenga del Rosario).

Una suerte muy distinta han corrido las localidades situadas al pie de las montañas calizas y en el contacto con las unidades arcillosas que actúan así como pantalla impermeable para las aguas kársticas (Benamahoma, El Bosque y Ubrique).

Se pueden contabilizar hasta nueve manantiales más importantes cuyos caudales en verano no descienden por debajo de los 10 litros por segundo. Dichos manantiales son en realidad auténticas surgencias, dado que en invierno arrojan caudales de hasta 500 litros por segundo como ocurre con el situado al pie del Salto del Cabrero.

Debemos señalar además la conexión existente entre la Sima de Villaluenga del Rosario (240 m de caída vertical en su entrada) y el manantial situado en el extremo Sur de la localidad de Ubrique, tal como se comprobó años atrás mediante el vertido de paja en la mencionada sima. Puesto que en la actualidad las aguas fecales de Villaluenga del Rosario vierten a dicha sima, la cual es el único desagüe natural de las aguas del valle que ocupa dicho pueblo, posiblemente sería aconsejable realizar algún tipo de control sobre la salubridad de las aguas del citado manantial de Ubrique.

Dentro de la hoja de Ubrique se encuentra también la Cueva del Hundedero-Gato. El río Gadares penetra en su interior hasta desembocar en el río Guadiaro, después de 4 km de recorrido subterráneo.

Por último puede considerarse un tercer tipo de terreno en relación con su comportamiento hidrogeológico. Se trata de la arenisca del Aljibe. Dicho material puede almacenar ciertas cantidades de agua en el interior de las numerosas fisuras que presenta, aunque el conjunto de la formación constituye un terreno impermeable.

6. BIBLIOGRAFIA

- BERGERON J. (1909). *Sur l'âge de la formation du détroit de Gibraltar*. B.S.G.F. (4), IX, p. 228-229.
- BLUMENTHAL M. (1927). *Zum Bauplan betischer und penibetischer Decken im Norden der Provinz Málaga*. Geol. Rundsch., XVIII, p. 37-45.
- BLUMENTHAL M. (1929). *Über das Alter der ersten psorogenetischen Sedimente in den westlichen betischen Kordilleren und die dadurch festgelegte Hauptphase der Gebirgsbildung*. Geol. Rundsch., XX, p. 205-210.
- BLUMENTHAL J. (1935). *Allure de la tectonique locale et définition du "Double pli" gaditan*. B.S.G.F., (5), t.V., p. 659-685.
- BLUMENTHAL M. (1937). *Sur l'interprétation tectonique du "double pli"*. B.S.G.F. (5), V, p. 9-25.
- BOURGOIS J. (1970). *Etude géologique du Corridor de Boyar et de ses abords* (Andalousie, Espagne). Thèse de 3e cycle, Paris.
- BOURGOIS J. (1973). *Présence et définition dans la région de Cañete la Real et de Grazalema d'une formation d'argiles à blocs* (Porvince de Séville, Cadix et Malaga, Espagne). C.R. Ac. Sc., Paris, t. 276, série D, p. 2939-2942.
- BOURGOIS J. (1975). *Présence de brèches d'origine sédimentaire à éléments de Crétacé au sein du "Trias germano-andalou"*. Hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne). B.S.G.F., (7), XVII, n°6, p. 1092-1100.
- BOURGOIS J. (1978). *La transversale de Ronda, Cordillères Bétiques Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar*. Extrait des Annales Scientifiques de l'Université de Besauçon Géologie, 3^e Série, fascicule 30.
- BOURGOIS J., CHAUVE P. et PEYRE Y. (1970). *Définition de la zona Boyar-Alazores*. Ann. Soc. Geol. Nord. t. XC, n°4, p. 386-387.
- BOURGOIS J. et CHAUVE P. (1971). *Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur les sierras du Lagarin et du Malaver* (Porvinces de Cadix et de Malaga, Espagne méridionale). B.S.G.F., 7^{ème} série, t. XIII, 321-327.
- BOURGOIS J. et CHAUVE P. (1971). *Le Corridor de Boyar et ses abords, leur place dans l'Ouest des Cordillères bétiques*. Revue de géographie physique et de géologie dynamique, (2), vol. XIII, fasc. 5, p. 463-488.
- BOURGOIS J., CHAUVE P. et PEYRE Y. (1972). *Essai de chronologie des événements tectono-sédimentaires dans l'Ouest des Cordillères bétiques*. C.R. Somm. S.G.F., fasc. 8, p. 428-431.
- BOURGOIS J., CHAUVE P. et DUBOIS M. (1973). *Etude lithostratigraphique du flysch d'Ubrique*. Ann. Sc. de l'Université de Besauçon, 3^{ème} série, fasc. 20, p. 139-142.
- BUNTFUSS J. (1970). *Die geologie der Kustenketten ZW. dem rio Verde und dem Campo de Gibraltar*. Geol., Jhb., Bol. 88, p. 383-420. Thèse Bochum, 1967.
- CHAUVE P. (1962). *La unidad de Paterna en el Norte de la provincia de Cádiz*. Not. Com. Inst. Geol. y Min. de España, n°67, p. 103-108.
- CHAUVE P. (1967). *Tectonique du Subbétique dans le Nord de la province de Cadix* (Espagne méridionale). B.S.G.F., 7^e série, t. IX, p. 235-245.
- CHAUVE P. (1968). *Etude géologique du Nord de la province de Cadix*. Mem. Inst. Geol. y Min. España, t. LXIX, 377 p., 1 carte.

- CHAUVE P. (1969). *Les rapports du Subbétique et du Pénibétique dans la Serranía de Grazalema*. Boletín Geológico y Minero. t. LXXX-111, p. 218-230.
- CHAUVE P. et PEYRE Y. (1966). *Sur l'existence de l'Unité et du "Subbétique à Jurassique marneux" dans la région de la Sierra del Tablón*. C.R. Somm. S.G.F., 1966, fasc. 6, p. 299-230.
- CRUZ-SAN JULIAN J. (1972). *Posición tectónica del Triás de Antequera en la transversal de Ronda* (cordilleras Béticas, región occidental). Cuad. Geol. 3-2 y 3, pp. 165-180, 2 fig.
- CRUZ-SAN JULIAN J. (1974). *Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna*. Tesis U. Granada. 432 p.
- DIDON J. (1960). *Le Flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d'Algésiras* (Prov. de Cadix, Espagne). B.S.G.F., (7), t. II, p. 352-361.
- DIDON J. (1964). *Présence de Miogypsindés à la base des Grés de l'Aljibe* (Espagne méridionale). C.R. Somm. Sc. G.F., 1964, fasc. 1, p. 32.
- DIDON J. (1969). *Etude géologique du Campo de Gibraltar*. thèse U. de Paris.
- DUBOIS M. (1971). *Etude géologique des environs d'Ubrique* (Province de Cadix, Espagne). Thèse 3ème cycle, Besaçon.
- DÜRR S., HOEPPENER R., HOPPE P. und KOCKEL F. (1960-1962). *Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar* (Espagne méridionale). Livre mém. Prof. P. Fallot, Mém. h. sér. S.G.F., t. I, p. 209-227.
- FALLOT P. (1930-1934). *Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles*. Géol. Méd. Occ., IV, 2e part., n°1: Introduction, p. 1-8, 1 fig., 1 pl.; I: le Trias, p. 9-28, 1 dépl.; II: Le Lias, p. 29-64, e fig., 2 pl.; III: Le Dogger, p. 65-72; IV: Le Jurassique supérieur p. 73-118, 12 fig., 3 dépl.
- FALLOT P. (1948). *Les Cordillères bétiques*. Est-geol., Cons. sup. de Inv. Cient., Inst. Lucas Mallada, n°8, p. 83-172.
- FOTBOTE et al. (1971-1972). *Mapa geológico de España*. E:1 / 200.000 IGME, n°76, 80, 81, 82, 86, 87.
- GARCIA-DUEÑAS V. (1967). *Unidades Paleogeográficas en el sector central de la zona Subbética*. Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, num. 101-102, p. 73-100. 2. fig., 1 plano.
- GARCIA-DUEÑAS V. (1969). *Les unités allochtones de la zona subbétique, dans la transversale de Granada* (Cordillères bétiques, Espagne). Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn. (2), vol. XI, fasc. 2, p. 211-222, 6 fig., 1 tabl.
- GAVALA Y LABORDE J. (1916). *Regiones petrolíferas de Andalucía*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, t. XXXVII, p. 33-208.
- GAVALA Y LABORDE J. (1918). *Descripción geográfica y geológica de la Serranía de Grazalema, en la provincia de Cádiz*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, t. XXXIX, p. 3-143.
- GAVALA Y LABORDE J. (1924). *Mapa geológico de la provincia de Cádiz*. Inst. Geol. y Min. Madrid.
- GAVALA Y LABORDE J. (1929). *La geología del Estrecho de Gibraltar*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, vol. LI, p. 3-35.

- GENTIL L. (1918). *Sur l'existence de grandes mappes de recouvrement dans la province de Cadix* (Espagne méridionale). C.R. Ac. Sc., t. 166, p. 1003.
- HOEPPENER R., HOPPE P. DÜRR St. et MOLLAT H. (1964). *Ein Querschnitt durch die Betsichen Kordiller en bei Ronda* (SW. Spanien). Geol. Mij., 43, p. 282-298.
- HOPPE P. (1968). *Stratigraphie und Tektonik der Berge um Grazalema* (S.W. Spanien). Geol. Jb., t. 86, p. 267-338.
- HOPPE P. (1972). *Das tektonische Fenster von Cañete la Real* (Südspanien). Geol. Jb., 2, p. 3-37, 9 fig., 3 tabl.
- KOCKEL F. (1963). *Die Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce und em Plateau von Ronda* (Spanien). Geol. Jb., t. 81, p. 413-480, 3 pl. 17 fig.
- MACPHERSON J. (1982). *Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz*. Cadix, 156 p.
- MAUTHE F. (1970). *Das subbetische Schollenland Zwischen Olvera und Montellano* (prov. Cádiz und Sevilla, Südwestspanien). Geol. Jb., 88, pp. 421-469, 4 fig., 2 tabl., 3 planos F.t.
- MAUTHE F. (1971). *La Geología de la Serranía de Ronda* (Cordillera Bética occidental). Bol. Geol. Min. t. LXXXII, p. 1-36, 2 fig., 1 tabl., 4 lam. (Traducción de D.J. Gómez de Larena).
- MOLLAT H. (1968). *Schichtenfolge und tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer Umgebung*. Geol. Jhb., 86, p. 471-532. Thèse Bonn, 1965.
- ORUETA D. de (1917). *Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda*. Mém. del Inst. Geol. y Min de España.
- PEYRE Y. (1974). *Géologie d'Antequera et de sa région* (Cordillères bétiques, Espagne). Thèse, Paris.
- SCHMIDT M (1930). *Weitere Studien in der Iberisch-Balearischen Trias*. Sitz. Preuss. Akad. Wissensch. Phys. Math.
- SERRANO F. (1979). *Los Foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con las otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Tesis. Universidad de Málaga.
- STAUB R. (1934). *Der Deckenban Süd Spaniens in den Bertischen Cordilleren*. Vierteljahrsschrift de Naturforschenden Gesellschaft in Zürich. LXXIX.
- VERA J.A. (1966). *Estudi Geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes*. Tesis Doctoral. Mem. Inst. Geol. Min. España, 191 p., 27 fig., 17 lam., 2 planos.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España