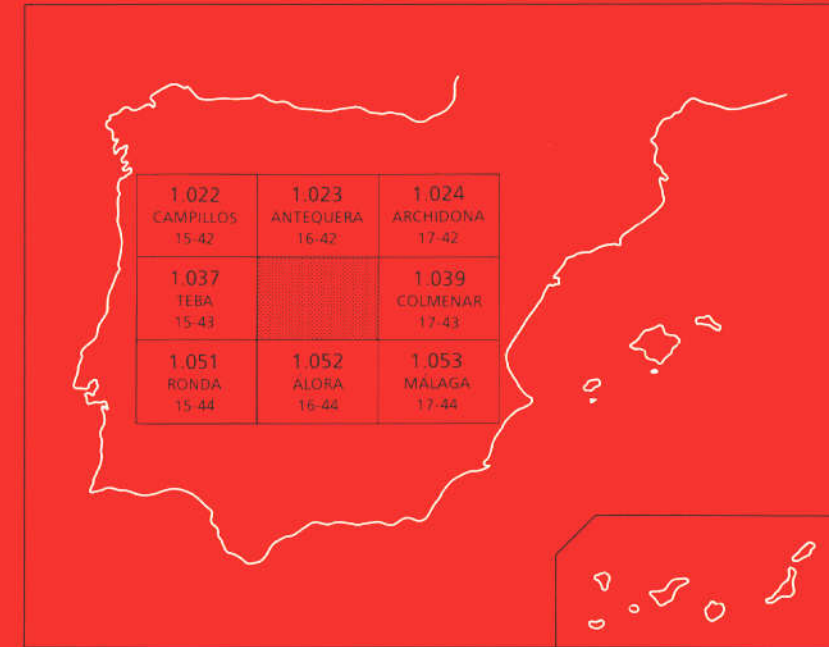




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



ARDALES



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

ARDALES

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-9220-1991
NIPO: 232-91-001-4

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA bajo normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido:

- En la Cartografía y redacción de la Memoria D. Francisco Cano Medina.
- Se ha contado con la asesoría de D. Yves Peyre, D. Carlos Sanz de Galdeano (Tectónica), D^a. Caridad Zazo y D. José Luis Goy (Cuaternario).
- El estudio petrológico de las rocas ígneas y metamórficas ha sido realizado por D. Antonio Pérez Rojas.
- El estudio micropaleontológico de levigados lo han llevado a cabo D.J.M. González Donoso y el equipo de trabajo de la Universidad de Málaga.
- El estudio micropaleontológico de las láminas delgadas D. Luis Granados.
- Los estudios sedimentológicos de los materiales carbonatados los realizaron D. José Pedro Calvo y D. Tom Freeman.
- Los materiales detríticos D. Alberto Maymó.
- Supervisión del ITGE: D. Pedro Ruiz Reig.
- Asesores especiales: D. José Baena y D. Luis Jerez Mir.

INFORMACION COMPLEMENTARIA.

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

INTRODUCCION

SITUACION GEOGRAFICA Y ANTECEDENTES.

La Hoja 16-45 (Ardales) se sitúa dentro de la provincia de Málaga y comprende los términos municipales de Valle de Abdalajís, en su totalidad, y parcialmente los de Campillos, Antequera, Alora, Casarabonela, Almogía, Carratraca, Ardales y Teba.

Para su descripción geológica se ha tomado como referencia el meridiano que pasa por Valle de Abdalajís. Al Oeste de éste, la Sierra del Valle de Abdalajís, Sierra de Huma (1.191 m) y Sierra Llana constituyen las cotas más elevadas y se orientan en dirección Oeste-Este aproximadamente. Al Sur de estos macizos se sitúa una zona más deprimida donde sobresalen dos alineaciones calcáreas: Castellones y Veredón. La estribación montañosa de Castellones queda separada, al Norte, de la Sierra de Huma por el Puerto de Flandes, donde dominan materiales de tipos flysch y su topografía es más suave. Tanto las alineaciones de Castellones como las de Veredón son paralelas a la de la Sierra del Valle de Abdalajís, es decir, E-O. Hacia el Este estas sierras van perdiendo cota hasta desaparecer completamente. Al Sur y Oeste del río Guadalhorce el relieve sigue siendo accidentado y es ocupado por rocas de carácter metamórfico, hasta alcanzar su máxima cota en la Sierra de Aguas.

Al N de las Sierras del Valle de Abdalajís el relieve es muy suave; en esa zona se ubican los embalses del Conde de Guadalhorce (327 m), Guadalhorce (350 m) y Guadalteba (334 m); cotas suministradas por la Confederación Hidrográfica del Sur, en el tiempo de confección de esta Hoja.

Hacia el SO se encuentran dos alineaciones montañosas: la Sierrezuela de Carratraca y la Sierra de Alcaparraín, separadas por una depresión donde se ubica el pueblo de Ardales.

Al Este del Valle de Abdalajís y hacia el N continúan las alineaciones montañosas de Tajo Almarado, Sierra Pelada y Torcal, con dirección O-E. Al Sur de éstas se sitúa una gran zona deprimida ocupada por materiales de tipo flysch de la llamada zona de Colmenar, hasta llegar a las estribaciones septentrionales de los Montes de Málaga.

El río Guadalhorce atraviesa gran parte de la Hoja con dirección NNO-SSE y alcanza su máxima extensión en los alrededores de Alora, estrechándose aguas arriba.

Esta región ha sido estudiada por varios autores de una forma parcial. Así, Peyre (1974) efectúa un estudio detallado de la mayor parte de los materiales aflorantes a excepción de los paleozoicos. BOURGOIS (1970) incluye en su estudio la zona S y SO de Ardales. KOCKEL (1963) solapa la región estudiada por el anterior, ampliándola con la zona del Chorro.

De igual manera son muy importantes las observaciones de BLOUMENTHAL sobre esta región.

ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL.

La zona estudiada se encuentra situada en el sector occidental de las Cordilleras Béticas.

Las Cordilleras Béticas representan el extremo más occidental del conjunto de cadenas alpinas europeas. Se trata, conjuntamente con la parte norte de la zona africana, de una región inestable afectada en parte del Mesozoico y durante gran parte del Terciario por fenómenos tectónicos mayores y situada entre los grandes cratones europeo y africano.

Tradicionalmente se distinguían las **Zonas Internas** y las **Zonas Externas**, en comparación con cordilleras de desarrollo geosinclinal, o sea, una parte externa con cobertera plegada y una parte interna con deformaciones más profundas que afectan al zócalo y que están acompañadas de metamorfismo. Actualmente según estos conceptos, podíamos decir que las **Zonas Internas** se sitúan en los bordes de los cratones o placas europea y africana, y presentan características propias en cada borde, mientras que las **Zonas Externas** son comunes a ambos lados del Mar de Alborán, situándose en la zona de separación existente entre ambas placas o zonas cratogénicas.

Circunscribiéndonos al área ibérica podíamos decir que están presentes las **Zonas Externas**, correspondiendo al borde de la placa europea, y parte de las **Zonas Internas**. El resto de las **Zonas Internas** aflora en amplios sectores de la zona africana y europea que rodea al actual Mediterráneo.

Las **Zonas Externas** están representadas aquí por:

La Zona Prebética.
La Zona Subbética.

Y Las **Zonas Internas** por:

La Zona Circumbética.
La Zona Bética.

La distribución geográfica de estas zonas, de Norte a Sur y desde la Meseta hasta el mar, sería la siguiente: Prebética, Subbética, Circumbética y Bética.

Veamos ahora, muy resumidamente, las características de ambas zonas.

La *Zona Prebética*. Es la más extensa y se deposita sobre una corteza continental: la de la meseta. En ella los sedimentos son propios de medios marinos someros o costeros, con ciertos episodios de carácter continental. Fué definida ya por BLOUMENTHAL (1.927) y FALLOT (1.948) y, en base a la potencia de los sedimentos y de las diferencias de facies en el Jurásico superior y Cretácico inferior, algunos autores la subdividen en tres dominios:

Prebético Externo.
Prebético Interno
Prebético Meridional.

La *Zona Subbética* se sitúa al Sur de la anterior y presenta facies pelágicas más profundas a partir del Domeriense, con margas, calizas nodulosas, radiolaritas, y hasta facies turbidíticas a

partir del Jurásico terminal. Igualmente en cierto sector existió vulcanismo submarino durante el Jurásico.

En base a las características de la sedimentación durante el Jurásico y parte del Cretácico inferior, se ha subdividido esta zona en tres dominios que, de Norte a Sur, son:

Subbético Externo.
Subbético Medio.
Subbético Interno.

El Subbético Externo incluiría parte del talud que enlaza con el Prebético, un pequeño surco con depósitos turbidíticos y un umbral que separa este surco de la parte más profunda: el Subbético Medio.

El Subbético Medio se caracteriza por facies profundas desde el Lías superior, con abundancia de radiolaritas y vulcanismo submarino. Representa la parte más profunda de la Zona Subbética.

Es probable que la Zona Subbética se depositara sobre una corteza continental adelgazada, relacionada con la placa europea. Esta zona también fue definida por BLOUMENTHAL y FALLOT.

La *Zona Circumbética*, ya dentro de las Zonas Internas, ha recibido este nombre porque sus materiales rodean con mayor o menor extensión a la Zona Bética. Dentro de esta zona estarían incluidas unidades, formaciones y complejos que han recibido distintas denominaciones según los autores, tales como Dorsal, Predorsales, Zona Media, Unidades del Campo de Gibraltar, Subtrato de los flysch cretácicos, Subbético Ultrainterno, etc.

Se trataría de una zona que en principio se situaría entre las Zonas Externas ibéricas y las Zonas Externas africanas, ocupando un amplio surco que se fue estructurando a partir del Pliensbachense. En su zona más profunda se depositaban radiolaritas y, a partir del Jurásico superior, potentes formaciones turbidíticas que se fueron sucediendo hasta el Mioceno inferior.

El espacio ocupado por esta zona, probablemente, y a partir del Eoceno medio-superior, fue invadido por la Zona Bética, que mediante fallas en dirección se desplazó desde regiones más orientales, donde habría evolucionado (Subplaca de Alborán), con lo cual, lo que en principio era una sola zona se estructura en varias partes situadas a un lado u otro de la Zona Bética, existiendo una posible Zona Circumbética ibérica y otra africana, enlazadas por lo que hoy es el Arco de Gibraltar.

Dentro de esta Zona Circumbética podemos distinguir, en base a las características de la sedimentación, tanto jurásicas, como cretácicas y terciarias, varios dominios que denominamos:

Complejo de la Alta Cadena.
Complejo Predorsaliano.
Complejo Dorsaliano.

El Complejo de la Alta Cadena representaría el área cercana al Subbético Interno. Este complejo tendría su correspondiente en el borde de las Zonas Externas africanas.

El Complejo Predorsaliano representaría las series típicas depositadas en la parte más distal de la cuenca, que ocuparían una amplia zona, posteriormente empujada y distorsionada (subducida, obducida o arrastrada) por el encajamiento de la Zona Bética.

El Complejo Dorsaliano se depositaría probablemente en zonas más orientales, sirviendo de enlace entre esta Zona y la Zona Bética, la cual al trasladarse hacia el Oeste la arrastró y dibujó la orla que actualmente constituyen alrededor de dicha zona.

Es muy probable que la Zona Circumbética se desarrollara sobre una corteza prácticamente oceánica.

Por último, la *Zona Bética*, que probablemente ha evolucionado en sectores más orientales, presenta mantos de corrimiento y metamorfismo en la mayor parte de sus dominios. Tradicionalmente se distinguen tres unidades:

Complejo Maláguide.

Complejo Alpujárride.

Complejo Nevado-Filábride.

Se trata de tres unidades tectónicas mayores, cuya posición de arriba abajo es la descrita anteriormente, pero sin que ello indique, como en las zonas anteriores, una posición paleogeográfica. Salvo en el Complejo Maláguide, están representados exclusivamente terrenos paleozoicos y triásicos.

Con posterioridad a la **intrusión** de la Zona Bética, al final del Aquitaniense se produce el evento tectónico más espectacular de las Cordilleras Béticas, puesto que afecta a todas las zonas, aunque como es lógico con desigual intensidad. Se trata de la compresión que provoca el choque de las placas europea y africana, mediante el juego de una miniplaca: la Zona Bética. Esta colisión, que tuvo su mayor reflejo en el límite de las Zonas Internas y Zonas Externas, afectó profundamente a la Zona Circumbética, gran parte de la cual fué subducida, obducida o acumulada mediante imbricaciones.

En la Zona Subbética, debido a esta colisión, se originan cizallas de vergencia Norte que hacen cabalgar unos dominios sobre otros. En la base de estas unidades cabalgantes, el Triás sufre una extrusión y se extiende en varias láminas cubriendo amplias zonas, con retazos de su cobertera que han sufrido diversos procesos de despegue mecánico. Estos Triás y sus coberteras no identificadas podrían considerarse como Subbético Indiferenciado.

Esta colisión pudo ser responsable también de que parte de la Zona Circumbética situada al S de la Zona Bética (zona africana) fuera expulsada por encima de la Zona Bética hacia el lado ibérico (Flysch ultrabéticos) donde montó sobre diversos dominios tanto de la Zona Circumbética Septentrional o ibérica como de la Zona Subbética.

Con posterioridad al Burdigaliense parece que se produjo cierta elevación de la Zona Subbética,

como ajuste isostático después de la colisión. Esta elevación pudo provocar un deslizamiento, a un lado y otro de su eje, de formaciones alóctonas desenraizadas, que se mezclaron dando lugar a una masa de aspecto caótico (arcillas con bloques) que puede considerarse tecto-sedimentaria e incluso tectónica. Este último evento pudo desdibujar las estructuras existentes y dar un aspecto aún más caótico del que ya existía.

Dentro del ámbito de la Hoja de Ardales existen materiales atribuidos a los distintos dominios descritos anteriormente.

Están incluidos desde elementos más internos pertenecientes a la Zona Bética, tanto alpujárrides como maláguides, hasta unidades correspondientes a la Zona Subbética, en el borde meridional. Entre ambos dominios se sitúan materiales atribuidos a la llamada Zona Circumbética.

En resumen, se pueden agrupar los materiales aflorantes en las siguientes zonas o dominios:

Zona Bética.

- Complejo Alpujárride.
- Complejo Maláguide.

Zona Circumbética.

- Flysch ultrabéticos.
- Complejo Dorsaliano.

Zona Subbética.

- Subbético Interno.
- Subbético Indiferenciado.

Formaciones Tecto-sedimentarias.

Materiales Post-Manto.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1 ZONA BETICA

1.1.1. Complejo Alpujárride

Constituye un complejo alóctono bajo el Complejo Maláguide. Está formado por una serie de materiales con metamorfismo decreciente hacia el techo.

Aflora en los sectores SE y SW de la Hoja de Ardales; en el segundo, sobre los materiales peridotíticos del macizo de Carratraca.

1.1.1.1. *Neis bandeado* (4)

Se encuentran en el extremo septentrional del anticlinal de Santi Petri, así como al N y W de la Sierra de Aguas. Aunque ambos afloramientos están separados por una franja de terrenos flyschoides, parece probable que pertenezcan a una misma unidad litológica y estructural. El tránsito a los neises con granates es de forma gradual, sin grandes cambios.

Los neises en Santi Petri son glandulares, de colores oscuros, dentro de los cuales se encuentran niveles más claros dentro de un conjunto de cuarcitas muy metamorfizadas.

1.1.1.2. *Esquistos y cuarcitas con andalucita* (6)

Afloran extensamente en ambos flancos del anticlinal de Santi Petri. El tránsito de los neises a estos materiales es de forma gradual, lo cual hace difícil su separación cartográfica. Son rocas generalmente de tonos oscuros y azulados, con gran cantidad de cristales negros de andalucita en los planos de esquistosidad, y con algunos granates. En la parte superior, donde la recristalización es menos intensa, el único mineral que permanece es la andalucita;

Dentro de esta formación se encuentran filones subconcordantes de anfibolitas (5) de color verde oscuro. La potencia de estos es variable entre 1 m y 40 m. Estos afloramientos sólo se han encontrado en el flanco E del anticlinal de Santi Petri, al S de las Lomas de Auscus, en el arroyo de la Cafetera. Estas intercalaciones anfibólicas deben de ser equivalentes a rocas subvolcánicas básicas metamorfizadas.

1.1.1.3 *Micasquistos y cuarcitas* (7)

Sobre el tramo anterior y de forma gradual se pasa a una formación metapelítica con alternancia de micasquistos con granate en las partes basales y más cuarcítica hacia el techo. Por tanto la cristalinidad del conjunto decrece hacia la parte superior de la serie. El verdadero techo de la secuencia probablemente no aflora por causa del cabalgamiento de la secuencia litoestratigráfica superior maláguide. Es éste el caso del sector entre El Chorro y Ardales.

1.1.1.4. *Filitas* (8)

Afloran extensamente en el núcleo del anticlinal del Veredón y su prolongación occidental. Son filitas de color azulado, muy esquistosas y con gran cantidad de filoncillos de cuarzo. El

techo de la formación se encuentra laminado por las calizas alabeadas. Su edad debe ser Permo-Werfeniense.

Consideraciones sobre las facies alpujárrides.

- Las rocas originarias de todos estos materiales metamórficos son todas derivados sedimentarios de origen detrítico. Lo más probable, dados los litotipos actualmente existentes, es que se tratase de pelitas (limos y arcillas) con toda clase de gradaciones hacia rocas de tipo psammítico (arenitas feldespáticas o subarkósicas, cuarcitas y posiblemente otros términos de tendencia grauwáquica).
- En la formación de esquistos con andalucita es frecuente que los contenidos en materia orgánica sean altos, lo cual imparte tonalidades oscuras a las rocas.
- Las facies alpujárrides se disponen a manera de aureolas que rodean al macizo peridotítico de Carratraca.
- El metamorfismo aumenta en dirección a las rocas ultrabásicas.
- Parece existir, por tanto, una relación entre metamorfismo e intrusión peridotítica, al menos en las zonas de borde.

1.1.2. Complejo Maláguide.

Constituye la unidad tectónicamente más alta dentro de la Zona Interna y se superpone a los materiales alpujárrides. Consta de una serie potente de más de 1.000 metros de espesor formada por materiales paleozoicos y mesozoicos. Estos últimos son de poca extensión y potencia y su atribución a la secuencia maláguide es discutible.

Estos materiales afloran en gran extensión en el sector Sur y Oeste de la Hoja, recubiertos por materiales alóctonos de tipo flysch. A techo del Complejo se sitúan en ciertos puntos unas formaciones con carácter discordante en su contacto y de facies detríticas, denominadas Formación de Alozaina y Formación de Las Millanas-Viñuela.

La relación con el Complejo Alpujárride infrayacente se realiza por medio de una superficie de corrimiento que constituye un accidente tectónico de primer orden. Frecuentemente la disposición de ésta presenta grandes dudas para su determinación.

1.1.2.1. *Paleozoico.*

Descripción de tramos.

1.1.2.1. *Filitas y esquistos.*

En la Hoja afloran las filitas y esquistos basales en varios puntos: antiformal de Veredón y prolongación occidental, anticlinorio de Santi Petri. Son rocas de aspecto brillante y colores azulados y oscuros. Son las filitas descritas por Macpherson (1894) como filitas de color humo. En estos materiales existe un gran desarrollo de la esquistosidad. La base es de

carácter mecánico que las separa de los materiales alpujárrides.

El carácter azoico de esta formación no permite determinar su edad; sólo tomando su posición por debajo del tramo de **calizas alabeadas** podemos considerar que es infrasilúrica. De igual modo, hay dificultades para establecer su espesor debido al gran replegamiento y tectonización a la que está sometida; se puede hablar de potencia secundaria o aparente del orden de 100-150 m.

1.1.2.1.2. *Calizas alabeadas y calcofilitas* (10)

Sobre el tramo anterior reposa de forma estratigráfica, la mayor parte de las veces, una serie rítmica formada por facies calcáreas y metapelítica con gran desarrollo en extensión y potencia. Constituyen un importante horizonte guía dentro de la región. Se presenta en ambos flancos de anticlinorio de Santi Petri, Veredón y al W de Carratraca.

Las facies carbonatadas, **calizas alabeadas** (Orueta, 1917) se componen de calizas detríticas negras, finamente estratificadas y que exteriormente presentan una pátina amarillenta. Los paquetes son de 0,10 a 0,20 m, atravesados en muchos casos por niveles de calcita. La potencia máxima es del orden de 230-250 m. Según los estudios de conodontos realizados en esta facies por Kockel y Stoppel (1962), el depósito de estas calizas se produce entre el Wenlockiense S., Devónico medio.

Para Kornprobst (1971) son de edad Fameninense y Geel (1973) da una edad comprendida entre Fameniense y Viseesiense.

Sobre este tipo de facies existe controversia al asimilarlas a las llamadas **calizas de Almogía**. Así, Kockel y Stoppel (1962) las sitúan en una posición superior a las calizas alabeadas; de igual manera piensan Chamón y Quinquer (1975). Para Mon, (1971) los dos tipos de calizas pertenecen a la misma formación y son por tanto sincrónicas.

Intercaladas de manera irregular entre la facies calcárea, se presentan unas metapelitas de tonos oscuros, grafitosas, por lo que sus límites se hacen a veces muy difíciles de precisar. Al E de la Sierra de Alcaparain, este tramo está claramente diferenciado de las calizas alabeadas.

1.1.2.1.3. *Grauwacas, esquistos y microconglomerados* (12)

Se presentan concordantes sobre el tramo anterior y constan de una serie compuesta por grauwacas de 70-80 m de potencia con intercalaciones de microconglomerados. Constituye un tramo monótono de color gris verdoso, donde los niveles conglomeráticos se encuentran bien tableados y dispuestos paralelamente a la esquistosidad más aparente.

La serie continúa hacia arriba con un conjunto metapelítico constituido, fundamentalmente, por esquistos de color verde oliva con algunas intercalaciones grauwáquicas. La edad de estos materiales es posiblemente Devónico-Carbonífero.

1.1.2.1.4. *Conglomerados* (13)

Este tramo es muy característico dentro de la bibliografía regional. Se trata, por su posición y características, de la formación que Blumenthal (1949) denominó como **Conglomerados de Marbella**. Son conglomerados poligénicos con cantos de cuarzo, grauwacas, filitas, neises, calizas... con diámetros del orden de 5-10 cm en el eje mayor de alargamiento. Los cantos están bien rodados. Esta formación, cuya potencia es de unos 40-50 m, está considerada de edad Carbonífero superior (Boulin y Lys, 1968).

1.1.2.1.5. *Areniscas y margas rojas* (14)

Se dispone de forma discordante sobre la formación anterior. Constituye un conjunto de tonos rojizos, representado por diversas facies, todas ellas formadas en un ambiente de depósito de tipo continental. Hacia la base se sitúa un tramo de conglomerados de 5-10 m de espesor, con cantos de cuarzo bien redondeados dentro de una matriz areniscosa roja.

Otra facies característica, son las areniscas. Estas, en bancos de 50-60 cms. de espesor, bien estratificadas de color rojo, que hacia la parte más alta de la serie va tomando tonalidades más claras, amarillas y hasta blancas. En otros puntos, E de Ardales y Veredón, predominan las facies arcillosas y margosas de tonos rojizos muy vivos, a veces con niveles de yesos. En conjunto, este tramo no supera los 200 m de espesor.

1.1.2.2. *Triásico* (15)

Se atribuyen al Triásico todas las facies carbonatadas que coronan los afloramientos de areniscas rojas. Son generalmente dolomías de aspecto masivo, donde no se observa estratificación. Afloran en el flanco oriental del anticlinorio de Santi Petri, especialmente al N de Almogía. Así, al S del Cortijo Nuevo, en el cerro de cota 541, se observa la siguiente secuencia de abajo arriba:

- Esquistos verdosos y grauwacas posiblemente carboníferas.
- 20 m de conglomerado poligénico de tipo de **C. Marbella**.
- 15 m de areniscas y arcillas rojas permotriásicas.
- 30 m de dolomías masivas de color blanco y gris.

Estos materiales se hallan algunas veces despegados de su base permotriásica, llegando a reposar sobre los esquistos y grauwacas carboníferas.

El espesor máximo alcanza 40 metros.

La edad de este tramo dolomítico es atribuible al Triás (Blumenthal, 1949, Mollat, 1968); para Mon (1971) es de edad Triásico medio.

No se ha encontrado fauna en estos materiales.

1.1.2.3. *Jurásico*

Dentro de la Hoja existen afloramientos pertenecientes al Complejo Maláguide que se han incluido dentro de esta edad. Las relaciones con los materiales subyacentes son siempre tectónicas y por tanto su atribución a la serie maláguide es aún incierta, aunque su posición tectónica y facies son para el autor un criterio aceptable para encuadrarlos como materiales maláguides. Los afloramientos son pequeños y sólo representan breves secciones estratigráficas del Jurásico. Constituyen los relieves calcáreos del Veredón, al E del Chorro y al NE de Ardales, y la Sierra Blanquilla.

En la zona del Veredón los niveles calcáreos son gruesos, a base de calizas blancas y calizas con sílex. Sobre éstas en algunos puntos reposan unos niveles de calizas nodulosas de tipo falsa brecha del Malm.

En el sector al E de Ardales, al Sur de la carretera que une a éste con El Chorro, bajo los niveles cretácicos se presenta un paquete de dolomías y calizas con sílex en bancos finos de unos 30 metros de espesor. Estas calizas con sílex han sido datadas como Dogger (Peyre 1974). Es posible que estas sean correlacionables con el tramo de calizas con sílex del Varedón, igualmente datadas por Peyre (1974) como Dogger. Este afloramiento está tectonicizado tanto a techo como a muro por lo que sus relaciones con el resto de la serie son imprecisas.

Otro afloramiento importante lo constituye la Sierra Blanquilla. La serie se halla truncada en la base con forma mecánica. El espesor total de la serie es de unos 50-60 m. Consta de calizas blancas masivas, sin buena estratificación, posiblemente del Trías superior (Peyre, 1974), sobre las que reposa un paquete de poco espesor de calizas nodulosas de facies **ammonítico rosso**, del Titónico superior (Peyre 1974).

Consideraciones sobre el Jurásico del Complejo Maláguide

Se hace conveniente una pequeña discusión sobre la correlación y pertenencia de estos materiales al Complejo Maláguide en esta zona:

- Se trata de una secuencia jurásica con gran cantidad de lagunas estratigráficas y fuertemente condensada.
- La posición estratigráfica de todos los términos, tanto a techo y a muro, es discutible debido a su complejidad tectónica que afecta a los afloramientos. De hecho la serie jurásica al E de Ardales es interpretada por otros autores como Durand Delga et al. (1967) y Peyre (1974) como posibles materiales de tipo Dorsal.
- Comporta términos de edades desde Lías inferior hasta Titónico s., existiendo grandes y frecuentes lagunas estratigráficas intermedias.

1.1.2.4. *Cretácico*

Se presenta mecanizado en su base sobre distintos materiales. Al igual que para los materiales

jurásicos, algunos afloramientos son de discutible inclusión dentro de la cobertera maláguide. Formando materiales del Cretácico inferior y superior. Estos materiales están encuadrados por Peyre (1974) dentro de la serie denominada **Neocomiense blanco esquistoso**. En el sector del Veredón y al E de Ardales se intercalan en algunos puntos niveles de tipo flysch terciario entre el Jurásico y Cretácico por lo que puede pensarse que se trata de unidades independientes. En otros puntos reposan las capas rojas del Cretácico superior sobre las areniscas rojas del Permo-Trías.

Litológicamente está formado por un conjunto inferior de margocalizas blancas donde se intercalan algunos niveles margosos de edad Neocomiense. Sobre este paquete se presentan margocalizas y margas rosas salmón típicas de capas **rojas** del Cretácico superior, pudiendo llegar hasta el Eoceno con idéntica facies. Las edades comprendidas entre el Neocomiense y el Senoniense no se han reconocido (Peyre, 1974). La potencia máxima reconocida es de unos 100-110 metros.

1.1.2.5 *Mioceno inferior*

Está constituido por unas formaciones transgresivas sobre los materiales de la Zona Bética s. str., es decir, tanto sobre materiales del Complejo Maláguide como Alpujárride. A techo, están montadas tectónicamente por materiales de esta edad, en dos formaciones: Formación de Alozania y Formación de Las Millanas-Viñuelas.

Están muy bien representados en la parte SE de la Hoja, especialmente en las cercanías del Cortijo Clorino.

1.1.2.5.1. *Formación de Alozaina (Co_A) (18)*

Está bien representada en las proximidades del Cortijo La Dehesa en la carretera de Villanueva de la Concepción a Almogía, sobre el km 11,5.

En este sector, sobre las areniscas permo-triásicas reposa un conglomerado poligénico con cantos generalmente bien redondeados de diversa naturaleza: calizas alabeadas, calizas micríticas blancas, areniscas rojas, etc.

Sobre este conglomerado y según los cortes se presentan unas margas grisáceas y calcarenitas en paquetes de pequeño espesor. Estas calcarenitas han dado una fauna de edad Aquitaniense inf. -medio (Peyre, 1974).

En otros cortes, a 1 km al W del Cortijo Clorino, sobre los conglomerados, se presenta una secuencia de areniscas de tonos rojizos muy cuarcíticas, bien estratificada en bancos gruesos, con una potencia de unos 10-12 m.

Para Bourgois et.al. (1972 a y b) la edad estaría comprendida entre Oligoceno terminal y Aquitaniense superior. Gonzalez Donoso et. al. (1981) dan una edad algo superior para esta formación encuadrándola dentro del Burdigaliense basal, en el Corte del Cortijo La Dehesa.

1.1.2.5.2. *Formación de las Millanas-Viñuelas*

Esta formación reposa indiferentemente sobre la Formación de Alosaina, sobre el Permo-Trías o Paleozoico de Málaga y sobre los materiales alpujárrides.

Se han diferenciado cartográficamente tres facies dentro de esta formación:

- Brecha poligénica.
- Silexitas.
- Tufitas.

Según los cortes, estas facies pueden aparecer juntas aunque es raro que así ocurra.

1.1.2.5.2.1. Brecha poligénica

Es una brecha consolidada masiva, de colores grises y negros. El tamaño de los cantos es oscilante desde centímetros hasta el metro. Se trata de cantos de materiales tanto alpujárrides como maláguides, esquistos, calizas alabeadas, neises, mármoles. El espesor de esta brecha es variable; así, en el Cortijo Clorino es de sólo 1 ó 2 metros mientras que más al W, en el Arroyo de la Atalaya, alcanza unos 40-50 metros. No se han encontrado en ningún corte niveles margosos intercalados, tan frecuentes en otros puntos (Bourgois et.al. 1972).

Descansa de manera transgresiva sobre distintos materiales, bien sobre el conglomerado de Alosaina o las areniscas bien directamente sobre materiales metamórficos.

1.1.2.5.2.2. Tufitas (Tf) (20)

Se han encontrado en dos afloramientos, en las proximidades del Cerro del Cura y al W del Cortijo Charino. En el primer caso se presentan aisladas y dispuestas directamente sobre materiales metamórficos maláguides, posiblemente carboníferos. En el segundo se encuentran hacia la base o intercaladas entre las silexitas. Son materiales de aspecto arenoso, en bancos de 0, 2-5, 5 m de espesor, blanquecinos y muy deleznales.

La potencia es igualmente variable oscilando entre 10-30 metros.

1.1.2.5.2.3. Silexitas (21)

Son rocas bien estratificadas, de color blanco, en bancos entre 10 y 15 m de espesor. Dentro de los bancos se encuentran niveles centimétricos de sílex de color oscuro y verdoso.

La posición de estos materiales dentro de la Formación de Las Millanas-Viñuela es clara en este sector: se encuentran a techo de ésta y cabalgadas por materiales numídicos o del Complejo Tecto-Sedimentario (Peyre 1974).

La potencia es variable, llegando a alcanzar como máximo unos 60 metros.

Consideraciones sobre los materiales miocenos transgresivos sobre las Zonas Internas.

- Están constituidos por las llamadas: Formación de Alosaina, de las Millanas-Viñuela (Bourgeois et.al. 1972) (Mormol y Rigo 1973), Vera (1976), Didon et.al. (1969), Boulin et.al. (1973), Mathis (1974).

Formación de Alosaina:

- Descansa discordante sobre materiales de las Zonas Internas.
- Tiene carácter completamente detrítico.
- De edad comprendida entre Stampiense-Aquitaniense hasta Aquitaniense superior (Bourgeois 1974) y Burdigaliense basal (González Donoso et.al., 1981).

Formación de las Millanas-Viñuela:

- Descansa sobre los materiales de las Zonas Internas y sobre la Formación Alosaina.
- Es la primera formación que presenta cantos de materiales alpujárrides.
- Es mas heterogénea que la Formación de Alosaina, apareciendo materiales tufticos y silixitas en los tramos más altos.
- La edad es discutible, pudiendo considerarla como Burdigaliense basal (Bourgeois 1974) (Momot y Rigo 1973) (Boulin et.al. 1973), Burdigaliense inferior, (Bourgeois et.al. 1972) y posible Burdigaliense terminal-Langhiense (Donoso et.al. 1981).
- Es contemporánea posiblemente a las formaciones neonumídicas y de **Arcillas con bloques**.
- Es el último término transgresivo sobre las Zonas Internas precediendo a la del Neonumídico y F. de Arcillas con bloques.

1.2. FLYSCH ULTRABETICO

1.2.1. Unidad del Aljibe

Materiales correspondientes a esta unidad afloran extensamente en toda la Hoja de Ardales. En bastantes sectores se encuentran de una forma desordenada; solamente entre el río Guadalhorce y el arroyo de Lenteicar se presentan los materiales formando una estructura uniforme y con gran continuidad lateral. Esta unidad está compuesta por tres términos:

- Areniscas del Aljibe.
- F. Benaiza.
- F. de Arcillas de Jimena según Didon (1969).

En este sector sólo puede comprobarse claramente la presencia de las Areniscas del Aljibe y la F. de Arcillas de Jimena. Dentro de la unidad se ha englobado, por su gran similitud de facies y posición tectónica, la Unidad de Jaralón (Peyre 1974) y la Unidad de Carallana (Peyre 1974).

1.2.1.1. *Areniscas y margas del Aljibe* (23) (24).

Descritas por Gavala (1924) y por Didon (1969), Radón (1978), etc...

Se presentan especialmente entre los Cerros de Alhaja, Purita y Fiscaló en bancos bien estratificados de espesor variable pudiendo tener algunos de estos hasta 10-15 m. de espesor, intercalados entre niveles más margosos de color verde-gris, generalmente de poca potencia. La composición de estas areniscas varía desde una sublitarenita muy inmadura a litarenita muy inmadura (Pendón 1974). El cuarzo es el elemento predominante, llegando a contener más del 75 % del total de la roca. No se ha podido realizar ninguna serie para definir las características sedimentológicas aunque se han observado en muchos puntos estructuras de corrientes, granoclasificaciones normales e inversas, diques de grava, bolos de margas y cantos blandos. Dado que las características esenciales de estas areniscas son similares a las de otros puntos donde han sido estudiadas con más detalle, se interpretan como depósito debido a corrientes de turbidez de tipo debris flow al pie del talud, en el borde continental (continental rise).

Al Sur del Cerro de Alhaja Prieto se encuentra una serie algo diferente al conjunto de los afloramientos de este tipo, (Peyre, 1974); entre grandes barras de areniscas típicas del Aljibe se sitúa en paquetes de margas y areniscas de grano fino. Estas margas grises oscuras en las que se intercalan niveles de 0,30-0,7 de areniscas micáceas, presentan una esquistosidad muy patente.

Formación Benaiza:

Es posible que pertenezcan a esta formación los materiales que afloran en una pequeña zona al S del Cerro del Águila. Se trata de calcarenitas y margas versicolores intercaladas entre las anteriores. Son paquetes de 15-20 cm de espesor con estructuras de granoclasificación, laminación y características turbidíticas claras. Contienen gran cantidad de foraminíferos, especialmente Nummulites.

1.2.1.2. *Formación de arcillas de Jimena* (22)

Se encuentra representada en muchos puntos de la zona, bien asociada a las Areniscas del Aljibe, bien de forma aislada a manera de olistolitos en las formaciones neonumídicas o constituyendo la masa principal de la Formación de **Arcillas con bloques**. Las condiciones de afloramiento son muy malas debido a fenómenos de solifluxión que afectan a estos materiales. Está compuesta por arcillas versicolores, de tonos grises, negros, verdes y rojos en donde existen pequeños lechos calcareníticos y areniscosos. Los tramos areniscosos de orden centimétrico presentan una pátina ferruginosa muy característica.

La edad de esta formación estaría comprendida entre el Cretácico superior-Aquitaniense inferior (Didon, 1969)

1.3. COMPLEJO DORSALIANO

1.3.1. Unidad de Prieta-Nieves

Aflora en una pequeña extensión en la Sierra de Alcaparain. En este sector ha sido estudiada por Kockel (1963) y Bourgois (1972). Correspondería a lo que Blumenthal denominó como **Rondaides** y otros autores (Durand-Delga, 1963; Dralon et.al., 1973; Dürr 1963) como Dorsal Bética.

1.3.1.1. *Trías* (25)

Está compuesto por una serie carbonatada bastante potente. Esencialmente son dolomías de tono oscuro en bancos decimétricos o de varios metros. Dürr (1963) asigna a este tramo una edad del Trías superior por la presencia de *Gyroporella* sp. aff. *verticillata* KAMPTNER.

Hacia el techo presenta una serie más margosa y calizas oolíticas negras. El tránsito de estos dos paquetes se hace de una forma progresiva.

En la Sierra de las Nieves, Dürr (1967) encuentra fauna de edad Retiense.

1.3.1.2. *Brecha de la Nava* (26)

Se debe su individualización a Blumenthal y Dürr (1963), en los Llanos de la Nava en la Sierra de las Nieves. Se trata de una brecha poligénica con elementos angulosos. Los cantos, de diversos tamaños, son de dolomías, calizas con sílex, mármoles, filitas, etc.

Estos cantos están cementados por un material dolomítico en general. Esta formación, de más de 60 m en el sector estudiado, se deposita discordante sobre todos los materiales anteriores.

En cuanto a la edad de estos materiales hay gran controversia; para Blumenthal serían de edad cuaternaria; Dürr le atribuye una edad jurásica y la interpreta como un episodio dentro de los movimientos tectónicos de esta edad.

Para Durand-Delga y Didon (1970) estaría comprendida entre el post-Eoceno y ante-Burdigaliense.

Bourgois (1972), en el flanco W de la Sierra de Alcaparain en el corte denominado de la Cueva, la encuentra sobrepuesta a materiales del Eoceno superior y montada tectónicamente por materiales de la unidad de Bonela-Capellán, en una fase que dicho autor clasifica como post-Aquitaniense. Por tanto la encuadra entre el intervalo correspondiente al Eoceno superior-Aquitaniense.

La génesis de la Brecha de la Nava parece ser que está ligada a depósitos en medios aéreo y fluvial.

1.3.2. Unidad de Bonela-Capellán

Para Kockel (1963) esta unidad pertenecería al Complejo Alpujárride. Dürr (1963) la considera como una Zona Interna metamorfizada de la Unidad de Prieta-Nieves. Está bien desarrollada en el borde N y E de la Sierra de Alcaparain, sobre todo en el cerro El Capellán, de donde toma parte de su nomenclatura. Presenta dos conjuntos litológicos bastante diferentes: unos materiales a la base, con metamorfismo, mientras que hacia el techo, éste tiende a desaparecer.

1.3.2.1. *Triásico* (27)

Mármoles blancos, con pasadas de tonos azulados, sacaroideos. Se presentan en bancos bien estratificados con indicios de mineralizaciones de hierro. El aspecto a nivel de afloramiento es bastante ruinoso, lo que contrasta con los niveles superiores más compactos y tableados. Hacia el techo de los mármoles éstos se van haciendo más azulados. Para Bourgois (1974), estos mármoles podían representar el equivalente metamórfico de las dolomías del Trías superior de la Unidad Prieta-Nieves.

Sobre esta serie se presentan en algunos puntos unos materiales filitosos de diversas tonalidades grises rojizas. Estos materiales pueden ser visibles en los alrededores de la Casa Forestal de la Sierra de Alcaparain. La potencia, visible es pequeña, de unos 20-30 m como máximo.

Para Bourgois (1974) este tramo sería de edad Retiense.

1.3.2.2. *Jurásico* (28).

Formado por calizas con sílex, bien visibles en el sector Oeste de la Sierra de Alaparain. Se presentan en un relieve más suave que los tramos marmóreos de la Unidad de Prieta-Nieves y su contacto hacia la base se hace de forma gradual a las filitas retienses. El techo se halla laminado por un contacto mecánico sobre la Brecha de la Nava. La potencia es superior a los 150 m en casi todos los puntos.

1.3.3. Unidad de tipo Algeciras.

Al igual que en otros apartados, se ha intentado sintetizar en una sola unidad varias formaciones o series dadas por Peyre (1974) con nombres locales. A este criterio se ha llegado conjugando las diferentes analogías litológicas y estructurales que existen entre ellas y al mismo tiempo encuadrándolas en una unidad más generalizada a nivel regional como es la Unidad de Algeciras.

Para el autor esta correspondencia parece viable en este sector O de los flysch de Colmenar y dentro de la Hoja de Ardales. Así la correspondencia sería:

Serie de Chopo	F. de loma de Rojas Serie de colorín	U. de Algeciras
Peyre (1974)		Didon (1969)

1.3.3.1. *Cretácico superior* (29)

Se presenta bajo dos facies diferentes y casi nunca asociadas a nivel de afloramiento:

- Margas rosadas y niveles detríticos (microbrechas). Los cantos de las microbrechas son de cuarzo, sílex y calizas. El tamaño va desde el centímetro hasta el milímetro. Es característica la presencia de prismas de *Inoceramus*. La edad de estas facies es posiblemente Maastrichtiense (Peyre, 1974).
- Margas coloreadas con niveles duros margacalizos. Esta facies es muy parecida al Cretácico del Subbético Medio.

1.3.3.2. *Terciario*

1.3.3.2.1. *Paleoceno-Eoceno* (30)

Compuesto por margas grises con niveles de calizas de *Microcodium*. Aflora en bastantes puntos pero con poca potencia y de forma bastante aislada.

En el Puerto del Rosalejo, Peyre (1974) encuentra fauna de *Nunmulites*, *Asterodiscus* y *Assilinas* de edad Ypresiense. El Eoceno superior está compuesto por arcillas versicolores predominando los tonos verdosos y rojizos con niveles de calcarenitas, areniscas y microbrechas. Los niveles calcareníticos son muy ricos en microfauna y estructuras sedimentarias. Afloran los materiales eocénicos al N y E del Cortijo Colorín, aunque debido a su gran plasticidad presentan frecuentes deslizamientos y es difícil encontrar buenos cortes. La potencia visible es pequeña, del orden de 40-50 metros.

En el pequeño afloramiento al S del Cerro del Gato la presencia de *Halkyardia* mínima permite datarlo como Eoceno superior (Peyre, 1974).

1.3.3.2.2. *Oligoceno* (31) (32)

Aflora este término extensamente dentro de la Hoja. Está representado por una facies característica y fácil de reconocer; se trata de margas y arcillas de colores rojizos y marrón ladrillo con gran cantidad de niveles finos de areniscas de grano fino y niveles calcareníticos con fauna de *Ortofragminas* y *Nunmulites*.

La potencia es superior a los 150 metros.

1.3.3.2.3. *Mioceno inferior* (33)

Al conjunto anterior se superpone una facies compuesta de areniscas micáceas groseras de color marrón con cantos paleozoicos. Entre estas areniscas se presentan niveles margosos de tonos verdosos y grises. Constituye un verdadero flysch turbidítico.

Los bancos bien estratificados, entre 20-50 cm de espesor, presentan granoclasificación, estructuras de carga y corriente, así como ordenamiento interno (secuencias de Bouma). Las

margas son casi siempre azoicas. En niveles duros, Peyre (1974) encuentra fauna del Aquitaniense inferior.

Esta formación es bastante potente, más de 500 m, y cubre grandes extensiones: N y O del Valle de Abdalajís, Loma de Rojas y N de las Sierras del Valle de Abdalajís.

Es asimilable al llamado por Didon (1969) flysch **marno-gréseux micacé**.

El tránsito con el tramo anterior se hace bastante rápido y es bien visible en el campo: E del Valle de Abdalajís, en el camino que va desde este pueblo a La Hoya, etc.

A veces se observan bancos más calcáreos ricos en foraminíferos (*Lepidocyclinas*).

1.4. ZONA SUBBÉTICA

1.4.1. Subbético Interno

Las unidades de este dominio afloran en una banda de dirección N 70° E aproximadamente y constituyen los relieves más abruptos en la zona. Constituyen los macizos de las sierras de Valle de Abdalajís, Huma, Chimenea y Torcal de Antequera.

Ha habido gran proliferación de términos para denominar a esta zona. Entre los autores que la han estudiado se puede hacer un resumen de la siguiente forma:

- Penibético: Blumenthal (1927 b)
Peyre (1960, 1962)
Didon y Peyre (1968)
- Series Meridionales: Peyre (1969)
- Zona de Chorro-Viento: Kockel (1963)
- Unidad de Ronda: Hoppe (1972)
- Zona facial del Sur: Mauthe (1971)
- Unidad de Ronda-Torcal: Bourgois et. al. (1970)
- Subbético Interno: Cruz-Sanjulián (1974)
García Dueñas (1961)

En conjunto se puede subdividir los materiales de esta zona en dos tipos de facies diferentes. La primera de ellas, calcárea, que comprende el Jurásico y, sobre ésta, la típica facies de capas rojas. Una de las características fundamentales de los materiales de esta zona es la gran uniformidad que presentan las secuencias estratigráficas. A pesar de ésto, Cruz-Sanju-lián subdivide el dominio Subbético Interno en : septentrional, meridional y central, en virtud de variaciones locales dentro de las series jurásicas.

Se han levantado numerosos cortes en excelentes condiciones dentro de estos materiales

siendo el más completo y espectacular el del Chorro, donde se corta la secuencia subbética, con unos 700 m de espesor. Para más información puede consultarse la información adicional que acompaña a esta Memoria. Se puede hacer un resumen de las características de los materiales de esta Zona de la siguiente forma:

- La secuencia es continua desde el Trías al Oligoceno.
- El Trías inferior está mal definido; probablemente son areniscas y margas con yeso.
- El Trías medio está caracterizado bajo una facies calcárea.
- El Trías superior comporta margas y dolomías.
- El Jurásico inferior y medio están presentes bajo facies dolomíticas y calcáreas y mal caracterizados paleontológicamente.
- El Jurásico superior muestra unas calizas oolíticas con pasadas de calizas nodulosas del Oxfordiense-Titónico. El Berriasiense presenta la facies de falsas brechas.
- El Cretácico inferior está muy reducido o ausente; en este caso se presenta frecuentemente un **hard ground**.
- El Cretácico medio presenta un Albiense margoso seguido del Cenomaniense margocalizo, que hacia el techo se enriquece en sílex rojo.
- Según los puntos, es el Albiense, Cenomaniense o el Cretácico superior lo que reposa directamente sobre el Jurásico.

1.4.1.1. *Trías* (34).

Aflora en el sector del Chorro, donde se puede encontrar un corte excelente con más de 300 m de potencia, a través del corte de la trinchera del ferrocarril. En la parte basal, que corresponde al núcleo de un anticlinal, se presenta una alternancia de niveles de yesos con algunos bancos de dolomías. En el tramo medio se hacen más abundantes los niveles de margas versicolores con niveles calcáreos, generalmente dolomías. Hacia el techo la serie se enriquece en niveles dolomíticos y calcáreos en bancos gruesos donde son abundantes los restos fósiles, sobre todo Gasterópodos.

1.4.1.2. *Lías-Dogger ?* (36)

Predominan las calizas oolíticas y pisolíticas. El color es variable entre blanco, gris y crema. La estratificación es casi siempre masiva; a veces se observan bancos de 0, 5-1 m de espesor. La textura corresponde a intraoesparita con **gravelles** y fósiles. El tamaño de los oolitos varía hasta llegar a verdaderos pisolitos. No se ha encontrado macrofauna. La potencia es de unos 105 m. en el corte de El Chorro.

1.4.1.3 *Oxfordiense. m. -Kimmeridgiense i.* (37)

Constituyen un buen nivel guía dentro de los materiales del Subbético Interno. Reposan

sobre el tramo anterior de forma gradual y están constituidos por calizas nodulosas brechoides, de color rojo y amarillentas. La estratificación es fina (25-60 cm) en las que frecuentemente se intercalan niveles más deleznable de tonos irisados. Se trata de biopelsmicritas y biopelsmicrita gavellosa. El límite superior viene señalado por una marcada acentuación en el carácter carbonatado y su paso se hace igualmente de forma gradual. Tiene este tramo entre 30 y 50 m de espesor según los puntos y constituye un buen horizonte faunístico.

1.4.1.4 *Kimmeridgiense s. -Berriasiense* (38)

Está constituido por calizas oolíticas, calizas grises y algunos niveles de calizas nodulosas brechoides. La potencia es variable, sobre los 110-130 m. Este tramo destaca en el relieve sobre los materiales del tramo anterior por su mayor competencia. Los estratos son de continuidad lateral variable y, a veces, se intercalan hiladas menos competentes con espesores de 5-10 m. donde se encuentra macrofauna de Ammonites.

Tanto el muro como el techo están claramente definidos, el primero por un cambio brusco del relieve y el segundo por la existencia de un **hard ground** bien desarrollado y muy característico en la zona.

La textura más generalizada es de biomicroesparita con **gravelles**, interclastos, **pellets**, con gran cantidad de foraminíferos. Hacia el techo del tramo se presenta una desarrollada fauna de Tintínidos.

1.4.1.5. *Albiense-Cenomaniense* (39)

Sobre el mencionado **hard ground** descansa un paquete de margas oscuras y verdosas con niveles de margocalizas blancas del Albiense. La potencia de este tramo, cuando aparece, es muy reducida en casi todos los puntos, del orden de 20-30 m. A continuación se presenta un tramo más compacto formado esencialmente por margocalizas amarillentas con gran cantidad de sílex gris y negro de edad Cenomaniense. En conjunto la potencia es de unos 100-150 m.

1.4.1.6 *Turoniense-Maastrichtiense* (40)

Constituye este tramo la facies típica de **capas rojas** en toda la región. Los términos más bajos presentan una gran cantidad de sílex gris y rojo dentro de los niveles margocalcáreos. Para los términos más altos y su datación precisa existe el corte de Tajo de Almarado al E del Valle de Abdalajís, cuyas características son excelentes.

1.4.1.7. *Paleoceno* (41)

Este tramo se presenta bajo la misma facies que el anterior aunque algo más margoso. Esta compuesto por margas rosas salmón, margocalizas y margas rojas y verdosas en los tramos más altos. En el corte de Tajo de Almarado se ha puesto de manifiesto el Daniense con: *Globorotalia compressa*, *Globorotalia pseudobulloides*, *Globigerina trilocolinoides* y el Lute-ciense con *Globorotalia centralis*, *Globigerina yeguaensis*, *Globigerinita dissimilis*, *Globogeri-naspis* sp.

El espesor es de unos 80 m de los cuales unos 60 m corresponden solamente al Eoceno.

1.4.2 Serie de Castellones.

Se incluye dentro del Subbético Interno una serie de materiales aflorantes en el Cerro de Castellones al S de S^o de Huma. Con una secuencia algo diferente a la típica del Subbético Interno y su disposición tectónica, es difícil de establecer sus relaciones paleogeográficas originales dentro del Subbético.

Distribución de facies.

1.4.2.1. *Dolomías y Calizas* (53)

Constituyen la base de la serie, reposando sobre materiales triásicos:

- Las dolomías son de color gris algo tableadas, sobre las que se disponen un paquete de unos 30-35 m de calizas blancas y crema, en algunos puntos de aspecto brechoide.
- Calizas compactas bien estratificadas en bancos de 0,30-0,40 mts. de espesor, de color gris azulado. Son calizas con restos de crinoides, radiolarios y braquiópodos. Su textura corresponde a una biomicrita. Su edad probablemente sea Pliensbaquiense (Peyre 1974)

1.4.2.2. *Calizas con sílex, margas, calizas* (54)

De las calizas con crinoides anteriores se pasa gradualmente a un tramo con abundancia de sílex y margas con calizas intercaladas. En este tramo (Kockel, 1963) encuentra fauna de Hildocerátidos del Toarciense Inferior y Medio.

A continuación se sitúa un paquete de unos 60 mts. de calizas oolíticas, de aspecto masivo y colores grises-azulados para terminar la serie con un tramo de calizas nodulosas.

Estas pueden observarse en la cantera que existe al pié del Cerro de Castellones.

Son abundantes los Ammonites, *Aptychus* y *Pygopes* que han permitido caracterizar el Titónico (Kockel, 1963). Peyre (1974) encuentra una microfauna rica en *Calpionellas* que le permite datar este tramo como Titónico superior.

1.4.2.3. *Brechas poligenicas* (55)

Es una brecha con gran cantidad de bloques de todos los tamaños, generalmente de naturaleza calcárea, embalados en una matriz de margas y margocalizas blancas y grises. Entre los cantos se encuentran calizas de crinoides, calizas con sílex y oolíticas, todas de edad jurásica.

Las margas y margocalizas que constituyen el cemento de la brecha corresponden a una micrita que ha dado fauna del Barremiense, con *Spirillina* cf. *mínima*, *Hedbergella* aff. *trochoidea*, *Gavelinella barremiana* (Peyre, 1974).

1.5. TRIAS DE ANTEQUERA.

Aflora ampliamente en todo el borde norte de la Hoja. Se ha denominado aquí bajo este nombre sin tener en cuenta su posición tectónica ni génesis dentro del contexto regional; es decir, sólo de forma descriptiva. Se habla de **Trías de Antequera** y de Trías Citrabético y Manto de Antequera (Stanb, 1926, 1927, 1934); de Trías Subbético (Chanve, 1968; Durand-Delga, 1966); Manto de Antequera-Osuna (Cruz-Sanjulián, 1972, 1974). Existen por tanto diferentes términos según la interpretación que se le de. En el apartado de Tectónica se ampliarán los distintos conceptos y conclusiones a nivel de la Hoja.

Existen pocos puntos donde se puedan realizar cortes, aunque de los existentes algunos tienen gran interés por la potencia que alcanzan, como es el caso del Cerro de Aguila, al E de la estación de Gobantes. Este corte puede ser examinado en detalle en la documentación complementaria.

Las distintas facies existentes de edad triásica son:

1.5.1. Calizas y dolomías (42)

Es característico su color negro o muy oscuro. Están bien estratificadas generalmente, con frecuencia en bancos finos 30-40 cm, lo que les confiere un aspecto tableado. Afloran extensamente en la cumbre del Cerro Aguila con una potencia de unos 30-40 m. Esta facies es asimilable para todos los autores al Muschelkalk.

1.5.2. Areniscas y arcillas, brechas (42)

Predominan en las arcillas, ocasionalmente margas arcillosas o más frecuentemente margas, los colores verdes y rojos. Las areniscas son cuarzosas, de grano fino, y abundan términos intermedios entre areniscas y limolitas. El color es en la mayor parte de los casos rojo y amarillo. Por tanto aquí, como en el caso de las arcillas, pueden encontrarse colores distintos y a menudo espectaculares.

La relación con los niveles carbonatados del Muschelkalk no está muy clara aunque, en el sector del Cerro Aguila, estos materiales se hacen más abundantes hacia el techo de las calizas. Por tanto gran parte de éstos debe de pertenecer al Keuper.

1.4.3. Yesos (44)

Aparecen intercalados dentro de los niveles areniscosos, pero donde aparecen de forma relativamente masiva es al techo de las calizas del Muschelkalk; por tanto son de la misma edad que el tramo anterior.

1.5.4 Ofitas (43)

Aparecen en muy pocos afloramientos cartografiables dentro de la Hoja, aunque sí son numerosos los fragmentos sueltos. Son rocas de color verde oscuro y bastante duras, excepto cuando están alteradas.

1.5.5. Discusión estratigráfica sobre los materiales triásicos.

- 1) En la zona estudiada no se ha observado la presencia de bloques exóticos embalados en la masa de Trías, bastante corrientes en zonas más al E de la zona según Peyre (1974).
- 2) En estos materiales triásicos aflorantes en la Hoja es patente la existencia del Muschelkalk, al menos superior.
- 3) Existe gran controversia entre distintos autores sobre la existencia o atribución de materiales triásicos infra y post-Muschelkalk en el sector y cuyas apreciaciones son las siguientes:

a) Para ciertos autores el Trías superior está presente:

- Blumenthal (1927 a y b)
- Schmidt (1930, 1936)
- Fallot (1930-1934)
- García-Dueñas (1967 a)
- Chauve (1968)
- Cruz-Sanjulián (1974)

Peyre (1974) se inclina a destacar la presencia de Trías superior en el **Trías de Antequera**.

b) En cuanto al Trías inferior, el acuerdo no es tan manifiesto. Son partidarios de su presencia Smidt (1930), Fallot (1930-1934), Chauve (1968); García-Dueñas (1967 a) cree que está poco representado.

4) De las observaciones realizadas por el autor dentro del ámbito de esta Hoja se puede decir que:

a) Existe el Trías superior o, al menos, materiales post Muschelkalk. Se pone en evidencia en la serie del Cerro del Águila.

Esta se encuentra claramente invertida y sobre los materiales calcáreos del Muschelkalk se desarrolla una serie rítmica de areniscas, arenas y yesos.

b) Parece existir una relación espacial entre los afloramientos calcáreos y las masas más importantes de yesos, a su techo, hecho coincidente con algunas observaciones al O de la zona por Cruz-Sanjulián (1974).

c) No se ha llegado a alcanzar un grado de criterio suficiente sobre la existencia de un Trías inferior aunque, por las observaciones realizadas, no está o está muy poco representado. Apreciación que parece coincidir con el criterio de García-Dueñas (1967).

1.6 FORMACIONES TECTO-SEDIMENTARIAS

Parece conveniente diferenciar dentro de este apartado dos conjuntos de materiales de

composición heterogénea, formados posiblemente en uno de los últimos episodios tectónicos de las Cordilleras Béticas en el sector occidental, se trata de:

1° - Neonumídico.

2° - Formación de **Arcillas con bloques**

Ambas formaciones son descritas por Bourgois (1976) y consideradas como variaciones laterales de facies de edad posiblemente Burdigaliense.

Para el autor de esta Memoria, ambos están representados en la Hoja y descritos por los autores que han estudiado anteriormente la zona, aunque con nombres locales. A modo de establecer equivalencias y sintetizar nombres locales se puede tener lo siguiente:

1° - Neonumídico: Complejo Tectono-sedimentario. (Peyre, 1974).
Flysch de Poco Pan (Monnot, Rigo, 1973)

2° - Formación de Arcillas con bloques: Complejo del Águila. (Peyre, 1974).

Ambas formaciones serían sincrónicas en el tiempo (Burdigaliense), diferenciándose solamente en la zona de depósito, y estarían ligadas a fenómenos de elevación de la Cordillera.

El único criterio utilizado aquí para la síntesis de las demás en sólo dos Formaciones y su criterio de equivalencia, estriba en la diferencia existente en los materiales de la matriz de estas formaciones.

1.6.1 Neonumídico (51)

Se trata de una formación arcillo-areniscosa de color ocre y marrón oscuro que, al igual que la Formación de Arcillas con bloques, presenta klippen sedimentarios u olistolitos de distinta naturaleza y edad. Aflora en las zonas en una posición bastante clara, siempre de forma mecánica sobre materiales de las Zonas Internas o los transgresivos sobre éstas.

La distribución y naturaleza de los olistolitos no guarda casi nunca una ordenación temporal ni espacial, sino que se distribuyen dentro de la masa arcillosa-areniscosa de forma aleatoria.

Entre los elementos que constituyen los olistolitos son abundantes los de edad cretácica y se presentan en gran cantidad en la parte sur-central de la Hoja.

Los elementos de la matriz son:

- Flysch neocomiense.
- Capas blancas esquistas (Neocomiense).
- Capas rojas (Cretácico superior-Eoceno).
- Flysch terciarios.
- Brechas.
- Sílexitas.
- Areniscas de tipo Aljibe.

1.6.1.1. *Flysch neocomiense* (46)

Aflora al Sur de la Loma de Rojas en una banda estrecha para ensacharse al N de la Loma de las Calabazas. Es la denominada por Peyre (1969 b) Serie del Arroyo de Lentescar.

Está formado por una serie donde dominan los materiales arcillosos, a veces muy esquistosos, de colores verdosos, rojos, grises oscuros.

Dentro de esta masa arcillosa se sitúan niveles de areniscas cuarcíticas de grano fino, (46 b), con tonos oscuros debido posiblemente al cemento ferruginoso que contengan. Estos niveles es raro que presenten continuidad lateral ni gran potencia debido a fenómenos de soliflucción que afectan a toda la masa. En algunos niveles se han observado estructuras de granoclasificación interna.

Una característica de estos materiales es la presencia de cantos de microbrechas con *Aptychus* y margocalizas grises con *Nannoconus*.

A techo de la serie existen unas margocalizas y margas azuladas de unos 10 m. de espesor (Peyre, 1974) que han librado fauna de Radiolarios y de *Nannoconus* de edad Hauteriviense-Barremiense; hacia la base y en niveles de brechas y micobrechas este autor encuentra *Calpionellas* (*C. Alpina*, *C. Elíptica*) de edad Berriasiense.

1.6.1.2. *Capas blancas esquistosas (Neocomiense)*

Afloran en bastantes puntos dentro de la formación; el afloramiento más grande cubre, Loma de las Calabazas, unos 6 km al SE del Valle de Abdalajís; igualmente existen afloramientos en las proximidades del Cortijo del Almendro, al S de Villanueva de la Concepción.

Se trata de las típicas capas de margocalizas blancas muy esquistosas y replegadas del Cretácico inferior. Casi nunca presentan gran cantidad de niveles margosos.

1.6.1.3 *Capas Rojas (Cretácico superior-Eoceno)*

Margocalizas rosadas y niveles margosos que se encuentran, como la facies anterior, muy tectonizadas. Suelen presentarse asociadas a las anteriores. En un afloramiento al Oeste del Cortijo Madre de Dios, Peyre (1974) encuentra fauna de *Globotruncanas* del Senoniense y *Globorot. lehneri*; *Globorot. centralis*; *Globorot. bullbrookii*; *Globigerina spp*; *Hantkenina dumblei* etc... de edad luteciense.

1.6.1.4. *Flysch terciarios.*

Se presentan en ciertos puntos embalados en la matriz arcillosa; sus relaciones con la matriz son difíciles de estudiar, así como su estructura interna. Están representados en pequeños retazos compuestos por margas rosadas con niveles finos de *Microcodium* (Paleoceno ?), al Sur de la Loma de Las Calabazas. Margas versicolores con niveles areniscosos y calcareníticas finas de tipo Arcillas de Jimena. Calizas de *Microcodium* (Paleoceno), como en las proximidades

de Ardales y en el Arroyo del Higuierón, al S de la carretera de Alora a Carratraca. En este último lugar Monnot y Rigo (1973) levantan un buen corte de los olistolitos terciarios del denominado Fyisch de Poco Pan.

1.6.1.5 *Brechas*

Sólo se han encontrado en pequeños afloramientos en las cercanías del Cortijo Benítez al O de la carretera de Villanueva-Almogía, en el camino que va al Cortijo Clorino.

Están formadas por cantos metamórficos calcáreos, bien redondeados y son muy parecidas a los niveles brechoides de la serie de las Millanas.

1.6.2. Formación de arcillas con bloques (52)

Constituye una formación en donde una masa de arcillas versicolores presenta gran cantidad de olistolitos o klippes sedimentarios, con poco ordenamiento en cuanto a la disposición de los klippes y su naturaleza. A pesar de esta consideración, Peyre (1974) le da el nombre local de Complejo de Aguila y llega a distinguir tres elementos estructurales superpuestos que de abajo arriba denomina:

- Elemento de Cabritos.
- Elemento de la Hoya.
- Elemento de Nogales.

Para el autor, aunque hay superposiciones anormales dentro del seno de esta formación, no se ha encontrado ningún criterio de correlación entre los distintos elementos de forma general. Por lo tanto se describirán los elementos constituyentes de la formación independiente, salvo en algunos casos en donde las series son continuas.

1.6.2.1. *Triás.*

Aparece en bastantes puntos dentro de la formación, a veces jalonando el contacto con las unidades subyacentes. Afloramientos característicos se encuentran al S y O del Cerro Camellos y al N de Hoya. Son margas versicolores con importantes masas de yeso en algunos afloramientos mientras en otros no existen.

Estos materiales no se han visto en las formaciones neonumídicas de la región.

1.6.2.2. *Cretácico inferior.*

Típica facies de margas y margocalizas blancas azuladas.

1.6.2.3. *Cretácico superior.*

Caracterizado por una facies diferente a las subbéticas, formada por margas rosadas y grises con numerosos niveles finos de microbrechas ricas en cuarzo con prismas de Inoceramus.

Peyre (1974) cita en las margas grises una asociación de *Globotruncana stuarti*, *Gl. contusa*, *Gl. fornicata*... del Maastrichtiense.

1.6.2.4. *Paleoceno* (48)

Son calizas areniscosas con restos de microcodium. Están bien estratificadas en bancos finos de 0,30-0,60 cm, con bastantes estructuras internas. Constituyen la mayor parte del afloramiento del Cerro del Aguila. La potencia es de 200-250 m.

1.6.2.5. *Eoceno* (49)

Encima de las calizas con microcodium reposan unas calizas organógenas con gran cantidad de Nummulites. Son fáciles de distinguir de las anteriores por dar un relieve más suave. De edad posiblemente ilerdiense superior-base del Cuisiense (Peyre 1974).

1.6.2.6. *Oligoceno* (50)

Compuesto por calcarenitas bien visibles al N del Cortijo de Los Cabritos, con abundancia de cantos jurásicos, ha dado fauna del paso Stampiense-Aquitaniense.

1.6.2.7. *Aquitaniense*

Areniscas de tipo Aljibe.

1.6.2.8. *Aquitaniense-Burdigaliense*

Constituido por silixitas, muy abundantes dentro de esta formación. Frecuentemente aparecen asociadas a los niveles triásicos en la base de la formación. Otras veces se encuentran completamente desordenadas dentro de la masa arcillosa versicolor que engloba todo el conjunto.

1.7. MIOCENO

Afloran en varias zonas dentro de las Hojas de Ardales y Acaido; los de mayor extensión son los situados en la región del Chorro y al SO de Antequera. Se han diferenciado tres tramos litológicos, todos ellos de edad Mioceno superior; de abajo arriba:

- Areniscas.
- Limos, margas y arenas.
- Conglomerados.

En el sector del Chorro, tanto las areniscas como los conglomerados están bien representados, alcanzando potencias de más de 300 m. Las areniscas, muy compactas, presentan estructuras de laminación cruzada; los conglomerados cantos de diversos tamaños procedentes de materiales paleozoicos y permotriásicos del Complejo Maláguide.

Los niveles margosos y limosos intercalados se presentan diferenciados al SW de Antequera

bajo los conglomerados. La edad de estos niveles según Serrano (1979) es Tortoniense superior con la asociación: *Globigerina bulloides*, *Globigerina decoraperta*, *Globigerinoides obliquus*, *Turborotalia humerosa*, etc...

1.8. CUATERNARIO

1.8.1 Pleistoceno

1.8.1.1. *Pleistoceno inferior*

1.8.1.1.1. *Pie de monte cementado* (59)

Se desarrolla en la vertiente norte del Torcal de Antequera y Sierra de la Chimenea. Compuesto por cantos angulosos calcáreos formando masas fuertemente cementadas.

1.8.1.2. *Pleistoceno medio*

1.8.1.2.1. *Terrazas* (60) (Gr)

En este apartado se incluyen una serie de depósitos de origen fluvial que quedan colgados respecto al lecho actual del río Guadalhorce.

Todas ellas están constituidas por cantos de rocas metamórficas y calcáreas en general englobados en una matriz arcillosa. Se han distinguido en este periodo dos terrazas T₁ (60); T₂ (62) con cotas relativas respecto al lecho actual de 35-40 m y 30 m, respectivamente.

1.8.1.2.2. *Conos aluviales cementados* (61)

Se desarrollan en las vertientes orientales de la Sierra de Aguas. Están constituidos por cantos de rocas metamórficas y peridotitas aflorantes en la Sierra de Aguas y rocas metamórficas encajantes.

1.8.1.3. *Pleistoceno superior*

1.8.1.3.1. *Coluvión antiguo* (64)

Se presenta muy generalizado en las sierras calizas del norte de la Hoja, especialmente en ambas vertientes del Torcal. Se caracteriza por su gran proporción de clastos respecto a la matriz que es muy pobre. Muy característico de este tipo de materiales son los que se sitúan en el borde NE de la Hoja, en proximidad de la carretera de Antequera a Villanueva de la Concepción. Estos coluviones, cuyos cantos son de calizas oolíticas y nodulosas de la serie jurásica del Torcal, se encuentran buzando en sentido contrario al de la primitiva pendiente. Este fenómeno está ligado a efectos de una tectónica reciente que afecta a la zona con fallas de dirección N 75-80° E.

1.8.1.3.1.2. Arcillas de descalcificación (65)

En los macizos calcáreos jurásicos del Subbético Interno se desarrollan en un suelo de tono rojizo que da relieves deprimidos y planos que contrastan con el relieve fuerte circundante de las calizas. Se han constituido por fenómenos de disolución que han concentrado arcillas en ciertas zonas. A veces se encuentran cubriendo el fondo de dolinas de reducidas dimensiones y frecuentemente se presentan en zonas deprimidas producidas por intersección de fracturas.

1.8.1.3.1.3. Conos aluviales (67)

Se presentan casi siempre de forma aislada en las partes más deprimidas de los bordes de los grandes relieves de la zona, aunque son de poco espesor y están desconectados unos de otros. Están compuestos por alternancias de niveles de conglomerados y cantos sueltos entre los que se intercalan pequeños paquetes de arcillas y limos de tonos marrones. La naturaleza de los clastos es diferente dependiendo del área madre; así, los situados en los bordes de los relieves subbéticos presentan gran dominio de calizas y los que se presentan al Oeste de la Sierra de Aguas, predominio de cantos metamórficos e igneos.

1.8.1.2.1.4. Deslizamientos en masa (68)

Tienen gran desarrollo especialmente en relación con los materiales margosos y areniscosos de las unidades de tipo flysch, especialmente en las zonas donde éstos llegan a conectar con los materiales subbéticos de mayor contraste morfológico. Existen gran cantidad de éstos de pequeñas dimensiones que no se han cartografiado y que se presentan aislados; otras veces son grandes masas que han deslizado con menos intensidad pero que modifican de gran manera la estructura sedimentaria original. Gran parte de los terrenos situados entre Villanueva de la Concepción y el Torcal han sufrido fenómenos de este tipo.

1.8.1.2.1.5. Terrazas (63) (66) y (69)

Al igual que las anteriormente descritas, corresponden a niveles de acumulación más bajos respecto al lecho actual del río Guadalhorce; la naturaleza de sus elementos es similar; se sitúan a las siguientes cotas relativas + 20 m (63); + 7-15 m (66) y + 7-10 m (69).

1.8.1.3.1.6 Coluviones recientes (70)

Se presentan en el borde de los escarpes de los relieves del Subbético Interno y algunos dentro de materiales calcareníticos de la Formación de Arcillas con bloques. Están formados por un masa arcillosa que engloba una serie de cantos caóticos. En los bordes de relieves calcáreos se presentan estos materiales apenas sin matriz, con cantos carbonatados y no cementados.

1.8.1.3.1.7 Glacis recientes (71)

Se presentan muy poco desarrollados y representados en la Hoja. Solamente en su zona norte se pueden ver algunos ejemplos.

1.8.2. Holoceno

1.8.2.1. *Terrazas* (72)

Formadas por el depósito más moderno sobre el lecho actual del río, se sitúan sobre 2-3 m. sobre dicho nivel. Están formadas por clastos de calizas y rocas metamórficas englobadas en una matriz arcillosa.

1.8.2.2. *Conos de deyección* (73)

Son la última generación de conos de depósito. Están formados por un material suelto, no muy grueso. Son poco potentes y de perfiles morfológicos con poca convexidad. Se forman a la salida de algunos valles o ramblas colectoras.

Actúan como mecanismos morfogenéticos activos, es decir, como áreas de esparcimiento de agua que en ocasiones puede generar nuevas acumulaciones de depósitos.

1.8.2.3. *Canchales* (74)

Al pie de los relieves montañosos del Subbético Interno es muy frecuente la existencia de depósitos recientes constituídos por materiales sueltos a base de cantos calcáreos. Muy espectaculares son los que se presentan en el borde N del Torcal de Antequera y Sierras del Valle de Abdalajís.

1.8.2.4. *Aluvial* (75)

Se han agrupado aquí los sedimentos de aluvión y cualquiera de aquellas otras que recubren los fondos de valles. El principal depósito de estos materiales se sitúa en el Valle del río Guadalhorce. Existen también algunos de cierta importancia dentro de la zona de materiales alpujárrides y maláguides al S de la Hoja. En ésta predominan los cantos subangulosos de rocas metamórficas como esquistos con andalucita, grauwaca, gneis.

2. TECTONICA

Dentro de la Hoja de Ardales quedan localizadas dos de las grandes divisiones de las Cordilleras Béticas. Son la Zona Bética y la Zona Subbética. Entre éstas existe una serie de unidades encuadradas en la llamada Zona Circumbética, cuya disparidad de litología y comportamiento tectónico hacen esta área muy problemática. Por tanto a las particularidades estructurales internas se suman las dificultades de observación al quedar todas las anteriormente citadas cubiertas por un conjunto de formaciones de tipo flychoide encuadradas dentro de las llamadas Unidades de Colmenar.

Se hará en primer lugar una exposición de la estructura interna de las diferentes unidades y complejos de cada dominio, para tratar a continuación una cronología aproximada de los eventos tectónicos que se han sucedido en los materiales de la Hoja.

2.1. ZONA BETICA

2.1.1. Complejo Alpujárride

Constituyen los materiales más bajos tectónicamente de los aflorantes en la Hoja.

En general presentan una esquistosidad S_1 la cual es paralela o subparalela a la estratificación. Una fase F_2 que pliega a la S_1 según pliegues isoclinales.

Un caso muy representativo de esta última fase lo constituye el pliegue anticlinal del Veredón.

2.1.2. Complejo Maláguide.

Las deformaciones observadas a nivel de afloramiento son las siguientes:

- Una fase F_1 que origina la esquistosidad observada en el campo y más patente.
- Una fase F_2 que pliega a la S_1 .
- Fase F_3 que da lugar a micropliegues Kinks que producen el alabeamiento de las calizas **alabeadas** (Silúrico-Devónico).

Estas deformaciones citadas afectan a materiales infrapérmicos, lo que daría como hercínica la edad de las deformaciones.

De forma regional, esta unidad es la más alta del conjunto de la Zona Bética y está superpuesta mecánicamente al Complejo Alpujárride mediante una superficie de corrimiento de primer orden.

Posteriormente al emplazamiento de este Complejo, se origina el deslizamiento de algunos de sus tramos a favor de niveles favorables, niveles de filitas y superficies discordantes, que origina la superposición y corrimiento de algunos conjuntos litológicos.

2.2 ZONA CIRCUMBETICA

2.2.1. Complejo Dorsaliano

En esta zona podemos distinguir dos unidades tectónicas con diferentes características

estructurales y metamórficas; la inferior está constituida por la Unidad de Roseta-Nieves, sin metamorfismo, y la superior, Unidad de Bonela-Capellán, con un metamorfismo decreciente hacia el techo.

El salto en el metamorfismo justifica la afirmación de que la Unidad de Prieta-Nieves tiene una posición infrayacente a la de Bonela-Capellán, por fenómenos tectónicos.

2.2.1.1. *Unidad de Prieta-Nieves*

Está constituida en este sector por dolomías triásicas y la Brecha de la Nava, discordante, a techo. En el sector del Cerro El Capellán, las capas se encuentran fuertemente verticalizadas y posiblemente invertidas. Para Bourgois (1970) la estructura de esta unidad corresponde a un pliegue sinclinal tumbado.

2.2.1.2. *Unidad de Bonela-Capellán*

En este sector la serie se encuentra claramente invertida reposando los mármoles triásicos sobre las calizas con sílex, con buzamientos de 30-35° al NE.

2.2.2. *Unidad de Algeciras.*

Reposa en contacto cabalgante sobre los materiales subbéticos. Presenta una estructura interna bastante compleja en algunos puntos, aunque en general corresponde a una serie monoclinial vergente al Norte e invertida en sus términos. Hacia el Sur, en la Loma de Rojas, la serie queda truncada a techo por un cabalgamiento de vergencia Sur y poco ángulo que la pone en contacto con los materiales neónumídicos.

Es cabalgada a su vez por materiales constituyentes de la F. de Arcillas con bloques y U. del Aljibe.

2.2.3. *Unidad del Aljibe.*

Se superpone a todos los dominios y unidades representados anteriormente. La calidad de los afloramientos en conjunto no es buena para poner de manifiesto sus formas estructurales. Solamente en el sector de Fiscala, al SE del Valle de Abdalajís, se presenta en forma de sinforma colgada sobre los materiales de la U. de Algeciras y laminada tectónicamente en su base. Las intercalaciones de Areniscas de Aljibe entre una masa margosa son el único indicador de la estructura.

2.3. SUBBETICO INTERNO

Para la descripción dividiremos esta Zona en tres sectores: Sector del Chorro-Valle de Abdalajís, Sierra de Chimenea-Camorro Alto y Sector del Torcal de Antequera.

2.3.1. *Sector del Chorro-Valle de Abdalajís*

Sector muy complicado en cuanto a su interpretación en relación con las Zonas Internas.

En el frente meridional, formado por las Sierras de Huma y Tajo del Cuervo, los materiales subbéticos se encuentran verticalizados con dirección N-75° E. Hacia el N estos materiales se van poniendo más horizontales desarrollándose un sistema de escamas de vergencia N, de poco ángulo generalmente. En estas escamas existe la superposición repetida de materiales jurásicos sobre los cretácicos de la misma unidad. Se pueden resumir las características de este sector de la forma siguiente:

- 1°- Individualización tectónica del sector según grandes fracturas de zócalo de dirección N 75-80° E.
- 2°- Pliegues anticlinales (Sierra del Valle) de dirección N 50-60° E.
- 3°- Sistema de fallas inversas de vergencia N, de pequeño ángulo.
- 4°- Fallas inversas retrocabalgantes (Tajo del Estudiante) con vergencia S.
- 5°- Sistema de fallas distensivas de direcciones:
 - a) N 75-80° E, posiblemente por rejuvenecimiento de otras más profundas.
 - b) Sistema conjugado de direcciones N 20° E y N 140° E.

2.3.2. Sector de Sierra de Chimenea-Camorro Alto.

Constituye una secuencia muy simple, a manera de serie isoclinal con buzamiento 40-50° al SE. Jalonado en su vertiente norte por una gran fractura N 75-80°, al Sur por una fractura distensiva N 110-120° E y al W por una posible falla que pasando por el Puerto de la Escaleruela la individualiza tectónicamente del Torcal. En su estructura interna es corriente el sistema de fracturas de dirección N 70° E y N 140° E.

2.3.3. Sector del Torcal de Antequera

Ya Blumenthal (1930) reconoce una estructura de pliegue en champiñón con los flancos subverticalizados y su parte central muy tabular. La zona suroccidental está dominada por pequeñas fallas y fracturas de dirección N 70° E y N 150° E. Sobre éstas en todo el Torcal se desarrollan fallas distensivas de dirección N 80-85° E y N 150° E. Las primeras hacia el Suroeste van girando hasta situarse sobre los N 20° E.

Al igual que en la Sierra de la Chimenea, su borde norte está marcado por una gran fractura, continuación de la anterior.

2.4. TRIAS DE ANTEQUERA

Como ya se ha indicado en el apartado de Estratigrafía parece verosímil la correlación de este Trías con los materiales triásicos de base del Subbético Interno, aunque ésta es difícil a nivel de esta Hoja. En todo caso el comportamiento de estos materiales responde fuertemente

a su condición de gran plasticidad frente a los esfuerzos tectónicos. Esto parece ocurrir al N de la Hoja donde el contacto de éste con los materiales de tipo flysch corresponde en muchos puntos a fallas normales con cierta componente de desgarre, fuertemente brechificadas. En otros sectores aparece claramente cabalgante sobre éstos. A su condición de gran plasticidad se une una tectónica reciente que enmascara las posibles estructuras primarias, lo que da a este conjunto un aspecto bastante caótico.

3. GEOLOGIA HISTORICA

En la región objeto de este estudio están representadas unidades pertenecientes a las zonas Bética, Circumbética y Subbética. Como consecuencia de la tectónica de mantos existentes en la zona, dividimos este capítulo en tres apartados, estudiando primero la evolución de cada dominio, el emplazamiento de los mantos y en último lugar la sedimentación y evolución tectónica post-manto.

El estudio histórico de los materiales de la Zona Bética encuentra gran dificultad debido a los fenómenos metamórficos que han afectado a estos materiales. Los materiales del Complejo Alpujárride presentan originalmente una carácter fuertemente pelítico en su sedimentación y posiblemente algunos tramos de origen turbidítico. Es de notar la ausencia en la región de materiales de este Complejo de edad post-Werfeniense hecho que puede estar ligado a la tectónica posterior de colocación de mantos.

Está todavía en hipótesis la situación paleogeográfica que tendrían estos materiales en el momento de su depósito; es posible que tengan una patria más oriental que la actual y hayan sido desplazados posteriormente hacia el Oeste por movimientos tangenciales de primer orden.

Ligados posiblemente al metamorfismo de estos materiales alpujárrides podemos considerar los distintos problemas que plantea la masa ultramáfica de peridotitas. Hay hipótesis que ligan el metamorfismo de parte de los materiales del Complejo Alpujárride y Maláguide al fenómeno de intrusión de forma diapírica de los materiales ultramáficos, evento que se produciría antes de la colocación de mantos y durante un lapsus de edad comprendida entre el Cretácico superior-Eoceno (Torres Roldán, 1979).

El Complejo Maláguide comienza con un extenso episodio de sedimentación pelítica con algunos episodios de conglomerados y algún nivel calcáreo de poca continuidad. La presencia de estos niveles conglomeráticos indica un periodo de erosión en algunas zonas de depósito.

A continuación existe una deposición alternante de materiales carbonatados, pelíticos y grauwáquicos. Posiblemente correspondería a una serie rítmica de tipo flysch donde el aporte de carbonatos fue muy abundante y donde alguna de sus facies son verdaderas calizas calizas alabeadas. Sería esta serie la resultante de depósitos en ambientes inestables o preorogénicos, en una edad comprendida en el Silúrico y el Devónico.

A partir del Devónico aumenta el carácter detrítico (grauwacas, pizarras) hasta el Carbonífero donde se produce una emersión de grandes zonas con el depósito de conglomerados con cantos redondeados (Conglomerado de Marbella).

La emersión continúa durante el Pérmico con un carácter más acentuado de continentalidad. Entre la serie permotriásica y el Carbonífero hay una discordancia erosiva que se pone de manifiesto por la presencia de un conglomerado de base y cambio brusco de facies.

A partir del Triásico medio se inicia un proceso transgresivo en todas las áreas del dominio del C. Maláguide. Esta transgresión es correspondida por una pequeña subsidencia diferencial

que permite el depósito de una delgada sucesión estratigráfica hasta el Cretácico superior, con abundantes lagunas durante este episodio.

Este Triás M-S está constituido por facies carbonatadas con depósitos intermedios entre continentales y marinos costeros.

El Jurásico inferior presenta ya un marcado carácter marino, que continúa con series de Dogger poco potentes a base de calizas con gran cantidad de sílex. El Jurásico superior está poco representado, con materiales de poco espesor y en series fuertemente condensadas. Dürr (1967) sugiere la existencia de grandes movimientos tangenciales durante el Jurásico, en concreto el corrimiento del Complejo Maláguide sobre las unidades alpujárrides. Durante el Cretácico inferior se desarrolla en muchos puntos un proceso de clasticación que afecta a los materiales calcáreos de la serie jurásica.

Posteriormente se deposita una serie de margas y margocalizas del Cretácico superior. Las características de la sedimentación durante el Jurásico y Cretácico en el dominio Maláguide corresponden a series muy condensadas; estarían sometidas a un área de sedimentación más o menos estable, de poca profundidad, que podría dar lugar a procesos de emersión momentáneos e interrupciones en la sedimentación.

Los materiales de la Zona Circumbética se depositarían en una zona que en principio se situaría entre las Zonas Externas Ibéricas y las Zonas Externas africanas, a partir del Lías. A partir del Jurásico superior se depositan potentes formaciones turbidíticas que se sucedieron hasta el Mioceno inferior.

Esta zona de depósito sería invadida por los materiales de la Zona Bética, a partir del Eoceno medio-superior. Debido a este fenómeno, lo que en principio era una sola zona de depósito se estructura en varias partes situadas a un lado u otro de la Zona Bética.

El Complejo Dorsaliano correspondería a los materiales posiblemente depositados en correspondencia proximal con la Zona Bética la cual, al trasladarse hacia el Oeste, la arrastró y dibujó la orla que actualmente constituye el alrededor de dicha zona.

Formados por materiales calcáreos durante el Triásico y parte del Jurásico en régimen marino y en zonas con gran desarrollo de una subsidencia bastante fuerte. A techo de estos materiales se desarrolla un depósito de brechas calcáreas (Brecha de la Nava) cuya atribución a un medio sedimentario y a una edad concreta es incierta. Su aspecto concordante sobre los materiales carbonatados en ciertos puntos sugiere a Dürr (1963) un origen aéreo y fluvial de edad jurásica. En el sector de Sierra de Alcaparain aparece claramente discordante y de edad post-Eoceno y ante-Budigaliense (Bourgois, 1978). Gran parte de estos materiales ha sido metamorfizados por la intrusión de los materiales ultramáficos.

Desde el Cretácico al Mioceno inferior se desarrolla en esta zona un depósito potente de materiales turbidíticos.

Los de características más distales corresponderían a los de edad cretácica pasando por

términos intermedios hasta llegar a una posición de cercanía continental representada por las Areniscas de tipo Aljibe, consideradas como depósitos en abanico medio o borde de abanico medio-interno. (Pendón, 1978).

Durante el Paleoceno-Eoceno se presenta en general como facies calcáreas con algunos episodios de conglomerados calcáreos. Se trataría en conjunto de un depósito de turbiditas calcáreas en una llanura submarina o cuenca distal. En el Oligoceno y Mioceno inferior se desarrolla un cambio brusco en el tipo de sedimentación, pasándose al depósito de grandes masas de materiales detríticos unas más proximales, Areniscas del Aljibe, y otras de tipo de depósito de llanuras submarinas (U. de Algeciras).

En la zona Subbética, ya en el dominio de las Zonas Externas, los materiales más antiguos corresponden al Triás, con facies diferentes.

El Triás inferior es poco conocido en la zona pero parece ser muy asimilable a la facies de tipo Keuper, en iguales condiciones que el Triás superior. Se puede considerar que estos materiales se depositaron en un ambiente laguno-continental o epicontinental, de clima árido, en el que se van acumulando grandes espesores de materiales detríticos y evaporíticos. En el Triás medio predomina la sedimentación calcárea que representa un paso de medios de depósito submareales a supramareales. La ausencia de facies intramareales bien desarrolladas, la escasez y pobreza de la fauna bentónica, unida a la aparición de laminaciones de algas, indican un medio de *shabka* hipersalina.

Durante el Jurásico el Subbético Interno constituye una zona de umbral batimétrico. La gran uniformidad de sus secuencias y continuidad lateral parece responder a la existencia de un límite brusco respecto al Subbético Medio, más al Norte, y podría estar representado por juegos de fracturas importantes durante la etapa de depósito. La sedimentación durante el Jurásico es calcárea, con calizas oolíticas, pisolíticas y calizas nodulosas, lo cual puede considerarse como un depósito muy superficial con características arrecifales o periarrecifal.

El carácter regresivo de la serie se va haciendo más patente hacia el techo; así, el Cretácico inferior está muy reducido o no aparece; en este último caso es sustituido por un hard-ground, muy característico en la zona. El Cretácico medio y superior aparece discordante sobre las calizas jurásicas, y en sedimentación hasta el Paleógeno ya estructurado el dominio subbético. A mediados del Eoceno tuvo lugar un hecho de importancia trascendental: el avance, hacia el Oeste, del conjunto de las Zonas Internas.

En el Aquitaniense-Burdigaliense se instaura una cuenca característica entre las posiciones que ocupan el Subbético Interno al N y la Zona Bética al Sur, donde se depositan materiales de tipo detrítico con manifestaciones de tipo volcánico (F. Millanas-Viñuela), que posteriormente será ocupada por materiales de tipo flysch.

Posiblemente en el Burdigaliense inferior se produce el choque de las placas europea y africana. En la Zona Subbética se originan los grandes desplazamientos de mantos con vergancia Norte, que hacen cabalgar unos dominios sobre otros. Los materiales de la Zona Circumbética, situada al S de la Zona Bética, fueron igualmente afectados siendo expulsados

hacia el Norte donde montaron sobre los materiales ya dispuestos. Es el caso de los flysch ultrabéticos.

Con posterioridad al Burdigaliense se produce una elevación de la Zona Subbética. Esta elevación pudo provocar un deslizamiento a un lado y otro de formaciones alóctonas desarraigadas (F. de Arcillas con bloques, Neonumídico).

Antes del Tortoniense de tipo molásico se originan unos movimientos compresivos que producen traslaciones y retrocabalgamientos de vergencia S, fenómeno apreciable en los materiales triásicos que cabalgan a los flysch y unidades tectosedimentarias al Norte de la Hoja.

El Mioceno superior, transgresivo, fosiliza las estructuras descritas. El mismo está deformado en algunos casos, probablemente debido a efectos halocinéticos.

El Plioceno no ha sido identificado en el sector estudiado. Los materiales cuaternarios son todos de origen continental.

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS ULTRABASICAS (1, 2, 3)

En este apartado se ha contado con el estudio realizado por el I.T.G.E. (1972) para el P.N.M. en el Sector de Ronda-Carratraca.

Afloran estas rocas en la Sierra de Aguas, prolongándose hacia el S a la Hoja de Alora. A partir del estudio anteriormente citado se han distinguido tres tipos de unidades litológicas diferenciadas por su composición y textura.

En el SO del macizo aparece una unidad de dunitas piroxénicas, harzburgitas (3), cuyo layering se interrumpe bruscamente en los contactos con la roca de caja. Se estima que esta unidad que es la más inferior de todas las existentes, y en las zonas de contacto con los gneises, no aparece la **facies de borde**.

Sobre esta unidad se presenta un tramo de lertzolitas (2) de composición muy uniforme, en la que se observan piroxenos de hasta 3 cm de tamaño máximo. Al igual que la anterior, su layering se interrumpe por el W en el contacto con la roca de caja y por el E desaparecen también en el borde, pero por medio de contactos tectónicos que las ponen en contacto con materiales neomídicos.

Finalmente, existe un tramo superior de harzburgitas (1), con layering constante en rumbo y buzamiento.

Los contactos entre estas unidades no corresponden a una línea definida observable en el campo, porque entre la composición de cada una de las unidades existen todos los términos de transición. Los bordes de este macizo de rocas se presentan fuertemente serpentinizados.

Existe dentro de las peridotitas una red de filones ácidos, de textura aplítica y pegmatítica.

Las líneas de contacto son en su mayoría magmáticas, aunque al S del macizo se presentan por medio de contactos tectónicos.

La disposición de las unidades litológicas de este macizo de Carratraca sugiere que su intrusión tuvo lugar cuando ya estaba diferenciado. No se ha podido ver matamorfismo de contacto. En estos materiales se observa una desarrollada red de fracturas de dirección dominante N-S y N 50° E.

4.2 ZONA BETICA

4.2.1. Complejo Alpujárride

4.2.1.1. *Gneises* (4)

La expresión cartográfica de la existencia de diferentes isogradas no es posible, dado el pequeño tamaño de afloramiento. Son rocas de marcado carácter migmatítico.

Las asociaciones minerales encontradas son:

- 1) Cuarzo-moscovita-biotita-granate-plagioclasa.
- 2) Cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurolita-andalucita-sillimanita-plagioclasa.
- 3) Cuarzo-biotita-granate-estaurolita-andalucita-distena-sillimanita-plagioclasa-feldespato potásico.
- 4) Cuarzo-biotita-granate-sillimanita-plagioclasa-feldespato potásico.

No existen en este conjunto rocas anfibólicas. El desarrollo de la andalucita y estaurolita es tardío. Lo mismo puede decirse del granate. La distena forma prismas que han crecido en una etapa sin a postcinemática. La sillimanita se presenta en agregados fibrolíticos formados a expensas de la biotita.

4.2.1.2. *Esquistos y cuarcitas con andalucita* (6)

El desarrollo principal de los minerales metamórficos ha tenido lugar a lo largo de una etapa de plegamiento F_2 que pliega una S_1 .

Los tipos de asociaciones minerales encontradas en las muestras son :

- 1) Cuarzo-moscovita-biotita-cloritoide.
- 2) Cuarzo-moscovita-biotita-granate-plagioclasa.
- 3) Cuarzo-moscovita-biotita-cloritoide-estaurolita.
- 4) Cuarzo-moscovita-biotita-estaurolita-andalucita.
- 5) Cuarzo-moscovita-biotita-estaurolita-andalucita.
- 6) Cuarzo-moscovita-biotita-granate-andalucita-plagioclasa.

Además de estos minerales se encuentran cantidades accesorias de apatito, circón y turmalina pardo-verdosa.

En las anfibolitas (5) se han encontrado :

- 1) Cuarzo-epidota-hornblenda.
- 2) Cuarzo-biotita-granate-epidota-hornblenda-oligoclasa.

4.2.1.3 *Micasquistos y cuarcitas*

Se diferencia del tramo anterior en las siguientes características :

- El grafito está ausente o escaso, lo que da un color más claro, casi plateado, a las muestras de mano.
- A este tipo de coloración contribuye también la mayor abundancia de mica blanca.
- La biotita es escasísima.
- Total ausencia de granate.

Las asociaciones minerales más frecuentes son:

- 1) Cuarzo-moscovita-biotita-epidota-andalucita-albita.
- 2) Cuarzo-moscovita-biotita-estauroлита-albita.
- 3) Cuarzo-moscovita-biotita-distena-albita.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

En este capítulo se tratarán los distintos aspectos que ofrece la región referentes al aprovechamiento de los recursos de interés económico. Se tratarán algunos puntos de cierta importancia en la extensión de la Hoja como :

- Rocas industriales y canteras.
- Minería.
- Hidrogeología.

5.1. ROCAS INDUSTRIALES Y CANTERAS

En la Hoja hay rocas que pueden ser explotadas; de hecho se están explotando o ya lo han sido.

Las formaciones calcáreas jurásicas del Subbético Interno constituyen una gran reserva y sirven de materiales canterables para su beneficio como áridos. Asimismo, estos materiales eran explotados para la obtención de cal, existiendo aún algunos restos de antiguos hornos de calcinación a pie de cantera.

Dentro de estos materiales calcáreos es interesante, tanto por la extensión de los afloramientos como por su rendimiento económico, la explotación de calizas nodulosas del Jurásico terminal. El sector donde la concentración de estas canteras es mayor se sitúa en la zona del Torcal Bajo.

Han existido algunas labores de explotación de yesos dentro del Trías; su importancia es pequeña ya que éstos se encuentran en muy pocos sitios de forma masiva.

Las rocas ultrabásicas del macizo de Carratraca han sido estudiadas desde un punto de vista metalogenético por el Plan Nacional de la Minería, en el Programa Sectorial de Níquel (1972). Su aplicación como fundentes para la siderurgia es posible debido al alto contenido en olivino que poseen.

5.2 MINERIA

Desde 1972 no hay ninguna actividad minera en la zona. En el Plan Sectorial del Níquel del IGME, se realizó un estudio de indicios dentro de los materiales peridotíticos para considerar las posibilidades de Ni y Cr en las mismas. Los datos de indicios han sido tomados de dichos estudios realizados por el IGME. Los indicios situados en la Hoja de Ardales son :

El Aguila. Se sitúa dentro de los terrenos pertenecientes al Patrimonio Forestal del Estado de coordenadas 36°51'35" L.N. y 4°04'16" L.O. Se accede al indicio por la carretera de Alora a Carratraca a través de la pista forestal que existe en las cercanías del Puerto de la Sabanilla y que lleva al pico denominado Agua (949).

Consta de unas labores en las que se encuentran dos galerías, la más oriental prácticamente tapada, separadas entre sí unos 10 a 15 metros. Presentan unas direcciones N 20° E y N 80° E

coincidiendo con planos de fracturas. Las paragénesis encontradas son: óxidos rojos y amarillentos y grafito. Se benefició poco mineral.

El Gallego. Igualmente situada dentro de terrenos del Patrimonio Forestal del Estado y coordenadas 36°51'18" L.N. y 4°06'50" L.O. Por la carretera de Alora a Carratraca, sobre el km 18,5, donde se cruzan el arroyo de los Pradillos y la carretera, parte de vereda que asciende hasta el indicio.

Se trata de tres galerías y un pozo de unos 15 m de profundidad. Las galerías, en no muy buen estado, tienen una inclinación de unos 30° y no alcanzan más de 5 ó 6 m.

A la entrada de las galerías se observan algunos filones de dirección aproximada N 45° E y buzando unos 80° al NO, con potencias que oscilan entre 10 y 50 cm. Es decir, filones irregulares donde se aprecia mica, grafito y óxidos de hierro. Son filones de origen metasomático, donde posteriormente soluciones hidrotermales han impregnado a los minerales primitivos de compuesto níquelíferos.

Es el único indicio incluido en el Macizo de Carratraca en el cual se aprecia mineral *in situ*. Ha sido mina de la cual se ha sacado el mineral más escaso y pobre de níquel de todas.

San Agustín. Aproximadamente a unos 300 m al Sur de El Gallego. Es un conjunto de calicatas y pozos excavados en peridotitas y serpentinas compactas. Existen dos calicatas paralelas entre sí y con una dirección N 50° E y una longitud de unos 100 m. Existe otra, oblicua a las anteriores, situada al O de estas, de dirección N 10° O. Existen diques ácidos en diferentes direcciones. La paragénesis encontrada es de níquelina y de niveles verdes también cromíferos.

San Juan. Con la denominación, en conjunto, de S. Juan y debido a su proximidad con esta mina incluimos también las denominadas Mina Rosario y Santa Julia. Con coordenadas 36°51'05" L.N. y 4°07'48" L.O, se accede a ella por el camino de Carratraca a Casarabonela, donde éste cruza los arroyos de Los Pinos y del Moro, al S de Carratraca. Mientras que la mina S. Juan se encuentra prácticamente en la intersección de los arroyos, la mina Rosario está unos 300 m al E y la Santa Julia otros 300 m al S de la Rosario.

Mina Rosario. Galería de dirección N 60° E, unos 20-25 m de longitud, realizada en serpentinas deleznable. No se vió mineral *in situ*.

Santa Julia. Explotación a cielo abierto, como de unos 10 m de radio. Su profundidad es de unos 15 m. La roca encajante es, al igual que la anterior, serpentina deleznable.

San Juan. Existe una calicata desde este indicio a la mina Santa Julia, de dirección N 20° O, de unos 6 m de ancho y 4 de profundidad. Hay gran cantidad de escombreras. También se presentan gran cantidad de diques ácidos de diferentes potencias y direcciones. La paragénesis es: níquelina, mica parda y negra, minerales verdes y cromíferos.

El Sapo. Coordenadas 36°50'52" L.N. y 4°04'50" L.O. Su acceso se realiza por la carretera de

50

Alora a Carratraca y a través de la pista que lleva al Cerro Agua, junto al arroyo de Montija. Se trata de un sistema de explotación por medio de galerías escalonadas. La galería inferior, de unos 150 m de longitud y dirección N 120° E corta, además de serpentinas negras, numerosos diques ácidos con dirección N 80° E.

La paragénesis es de micas transparentes y negras, minerales verdes y amianto. La gran cantidad de labores y su extensión hacen de la zona una de las más interesantes en orden a la exploración de nuevos indicios.

5.3 HIDROGEOLOGIA

La única unidad o zona hidrogeológica importante en la extensión de la Hoja de Ardales es la que constituye los macizos mesozoicos del Subbético Interno, sector del Torcal de Antequera y Valle de Abdalajís. Las demás zonas tienen un comportamiento prácticamente impermeable.

La unidad hidrogeológica del Torcal es el sistema mejor estudiado del sector (IGME: THAUVIN, 1980). Presenta una extensión de materiales carbonatados de unos 34 km² con un sistema kárstico muy bien desarrollado en las calizas jurásicas.

La mayor parte de los caudales de sus recursos descarga a través del manantial de la Villa que es su principal punto de drenaje. Este manantial, con un caudal medio superior a los 400 l/s y con variaciones entre cero y 2.000 l/s, se halla en la actualidad parcialmente regulado por captaciones realizadas en el año 1977 por el IGME (200 l/s) en las proximidades del manantial que abastecen al pueblo de Antequera. Este manantial se sitúa sobre la cota 600 m.s.n.m., punto más bajo de las calizas jurásicas y en contacto con materiales triásicos impermeables. El Torcal puede considerarse como una unidad hidrogeológica independiente (THAUVIN, 1980). En estas condiciones, se puede admitir que no recibe otra alimentación que la lluvia (o la nieve) que cae directamente sobre su superficie y que la parte de aquélla que se infiltra vuelve a salir en su totalidad a través, fundamentalmente, del manantial de la Villa.

Según THAUVIN (1980) el sistema tiene una inercia muy pequeña, es decir, el tiempo de respuesta a una precipitación es sólo de 1-2 días para una lluvia superior a 15 mm. La consecuencia de tan pequeña inercia es una gran variabilidad del caudal de salida y un mediocre papel regulador del acuífero.

Hacia el O, y dentro del mismo sistema, se encuentra el macizo calcáreo de la Sierra de la Chimenea, con las mismas características litológicas e hidrogeológicas que el Torcal. El drenaje de este acuífero se realiza a través del nacimiento de Los Bombillos. Situado en la vertiente septentrional de la citada sierra y a una cota de 660 m.s.n.m, tiene un caudal oscilante entre unos 5 y 20 l/s, dependiendo de las épocas de menor o mayor estiaje. No se ha podido observar directamente el caudal por ir por conducción forzada, por lo que los datos de caudales se han obtenido de comunicaciones orales. Este manantial es utilizado para el suministro de Antequera.

Más al Oeste se sitúan los relieves montañosos de las Sierras del Valle de Abdalajís y Huma,

que constituyen otro sistema hidrogeológico importante.

La unidad del Valle de Abdalajís tiene una superficie de unos 31 km². Se halla compartimentada tectónicamente en varias estructuras cuya conexión hidrogeológica es problemática. Las situadas en el extremo suroccidental son drenadas por manantiales de pequeño caudal, mientras que, en extremo occidental, la mayor parte del drenaje parece que se produce hacia el río Guadalhorce. Los recursos subterráneos se han calculado comprendidos entre 6 y 7 hm³/año (IGME). Solamente existe un sondeo de explotación realizado por el IGME para abastecimiento del Valle de Abdalajís con un caudal de 25 l/s.

Existen dos manantiales controlados desde 1980 por el IGME, de unos 10 l/s, situados en el borde oriental. Sin embargo los de más caudal se localizan en el extremo occidental, (sector del Embalse del Gaitanejo) y aparecieron, según referencias, al perforar los túneles de ferrocarril a su paso por el desfiladero de Los Gaitanes, en el río Guadalhorce.

El sondeo de abastecimiento al Valle de Abdalajís pone de manifiesto oscilaciones estacionales de más de 20 m que son propias de un sistema hidrogeológico de pequeñas dimensiones y consecuentemente de poca capacidad de regulación, en que las variaciones de pluviosidad inciden de modo directo en la piezometría (IGME).

Existen otras surgencias en el sector SO de la Hoja, en las proximidades del pueblo de Carratraca, con caudales no superiores de los 15 l/s. Estos manantiales están ligados a materiales marmóreos y calcáreos de la Sierra de Alcaparaín. El mayor de éstos se sitúa en los alrededores del Cerro de los Arenales y sirve de suministro a Carratraca.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1970) *La sucesión de etapas tectónicas en el dominio alpujárride (Zona Bética, provincia de Granada)*. Cuad. Geol. (1). Univ. Granada. pp 159-181.
- BLUMENTHAL, M. (1927 a) *Zur Bauplan betischer und penibetischer Decken im Norden der Provinz Málaga*. Geol. Rundsch XX, pp 205-210.
- BLUMENTHAL, M (1927 b) *Versuch siner tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central -und Südwest-Andalusien-Eclog..* Geol. Helv. XX, nº4. pp 487-532.
- BLUMENTHAL, M. (1931) *Geologie des Chaines Penibétiques et Subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes (Andalousie)*. Bull. Soc. Geol. France (5) 1. pp 23-94.
- BOULIN, J.; BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; DURAND-DELGA, M.; MAGNE, J.; MATHIS, V.; PEYRE, Y.; RIVIERE, M. y VERA, J.A. (1973) *Age miocene inferieur de la formación de la Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (Province de Málaga, Espagne)*. C.R. Acad. Sc. París t. 276. Serie D. pp. 1245-1248.
- BOURGOIS, J. (1975) *Présence de brèches d' origine sédimentaire á elements de Crétacé au sein du "Trias germano, andalou". Hypotheses sur la signification de cette formation (Andalousien. Espagne)*. B.S.G.F. (7)XVII, nº6. pp 1092-110.
- BOURGOIS, J. (1979) *Origine sédimentaire des "polimiet grauwackes": formation post-triasique impliquéé dans les nappes internes bétiques (Espagne meridionale)*. C.R. Somm. So. Geol. Fr. fase 1 pp 26-29.
- BOURGOIS, J. ; CHAUVE, P. y PEYRE, Y (1972) *Les phenomenes tectono-sédimentaires dans l'W des cordilleres bétiques depuis l' Aquitanién*. Ann. Scien. de l'Université de Beaçon. 3éme serie, fasc. 17. pp 97-112.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; MAGNE, J.; MONNOT, J.; PEYRE, Y.; RIGO, E. y RIVIERE, M (1972). *Les formations de Las Millanas. Série burdigalienne transgresive, sur les zones internes des Cordilleres bétiques occidentales*. C.R, Acad. Sc. París, t. 275, pp 169-172.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; LORENZ, Cl.; MONNOT, J; PEYRE, Y; RIGO, E; y RIVIERE, M. (1972) *La formation d' Alozaina. Serie d' age oliogocéne et aquitanién transgresive sur le Bétique de Málaga (Región d' Alozaina-Tolox, province de Málaga. Espagne)*. C.R. Acad. Sc. París, t. 175 Serie D, pp 531-534.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; DIDON, J. y PEYRE, Y. () *Le Penibétique, Unite de Ronda-Toreal*.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; DIDON, J y PEYRE, Y. () *Le domanie des flyschs dans l' Ouest des Cordillères Bétiques*.
- BOURGOIS, J. (1978) *La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques. Espagne. Donnés Geologiques pour un modele d' evolution de l' Arc de Gibraltar*. Ann.Sci. de l' Université, Geologie 3eme série, fase 30.
- CHAUVE, P.; DIDON, J.; MAGNE, J. y PEYRE, Y. (1967) *Aclaración sobre la edad de los fenómenos tectónicos mayores de las Cordilleras Béticas Occidentales*. Not. y Com. IGME. nº93 pp 97-105.
- CHAUVE, P.; DIDON, J, y PEYRE, Y. (1968) *Le Crétacé inferieur du Penibétique (Zone de Ronda-Torcal). Cordilleres Bétiques, Espagne*. Bull. Soc. Géol. de France (7) X, pp 56-64.

- CHAUVE, P. (1968) *Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale)*. Mem. IGME. t. LXIX, 377.
- CRUZ-SANJULIAN (1972) *Posición tectónica del Trías de Antequera en la transversal de Ronda*. Cuad. Geol. Univ. de Granada (3) pp 165-180.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1974): *Estudio geológico del sector Cañete La Real-Teba-Osuna*. Tesis Universidad de Granada. pp 431.
- CRUZ-SANJULIAN, J.; OLORIZ, F. y SEQUEIROS, L. (1973) *El Jurásico Superior entre el Torcal de Antequera y Cañete La Real (Cordilleras Béticas, Región Occidental)*. Cuad. Geol. Univ. Granada (4) pp 15-25.
- DICKEY, J. S. jr. (1970) *Partial fusion products in alpine-type peridotites. Serrania de Ronda and other examples*. Mineral. Soc. Anuar. Sepc. Pap. 3, pp 33-49.
- DIDON, J.; DURON-DELGA, M.; FONTBOTE, J.M.; MAGNE, J. y PEYRE, Y (1961) *El Oligoceno Superior del Bético de Málaga (Andalucía)*. Not. y Com. IGME nº61 pp 115-130.
- DURAND DELGA, M. (1980) *La Méditerranée occidentale, étapes de sa genése et problèmes structuraux liés á celle-ci.*, Mém. 4 Ser. Soc. Geol. de France, nº10 pp 203-224.
- DURAN DELGA, M. y FONTBOTE, J.M. (1960) *Le problème de l' age des nappes alpujarrides d' Andalousie*. Rev. Geographie et Geol. Dyn (2). Vol. III, fasc. 4. pp 181-187.
- DURAND DELGA, M. ; FONTBOTE, J.M. (1980) *Le cadre structural de la Méditerranée occidentale*. Mem. B.R.G.M. nº115 pp 67-85.
- DURR, S.; HOEPPENOR, R.; HOPPE, P. y KOCKEL, F. (1961) *Géologie des montagnes entre le río Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne meridionale)*.
- FALLOT, P. (1930-1934) *Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaries dans le domaine des Alpes espagnoles*. Geol. Med. Occ. IV.
- FOURCADE, E.; AZEMA, J; CHABRIER, G.; CHAUVE, P.; FOUCAULT, A. y RANGHEARD, Y. (1977) *Liaisons paléogéographiques au mésozoïque entre les zones externes bétiques, Baléares, Corso-Lardes et Alpines*. Revue de Geograhie Phisique et Geol. Dynam (2) vol. XIX, fasc. 4 pp 377-388.
- GARCIA DUEÑAS (1967 a) *La Zona Subbética al Norte de Granada*. Tesis doctoral. Univ. de Granada. 417 pp.
- GARCIA DUEÑAS (1967 b) *Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética*. Not. Com. IGME nº101-102. pp 73-100.
- GARCIA DUEÑAS, V. (1969 b) *Consideraciones sobre la series del Subbético Interno que rodean la Depresión de Granada (Zona Subbética)*. Act. Geol. Hisp. t. IV nº1, pp 9-13.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LOPEZ GARRIDO, y VERA J.A. (1971) *Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas*. Caud. Geol. Ibérica. vol. 2 pp 55-90.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, D. y MOLINA, E. (1981) *Nuevos datos acerca de la edad de los materiales miocénicos transgresivos sobre las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas en la provincia de Málaga*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 79, pp 103-113.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MOLINA, E. y RODRIGUEZ, J. (1981) *Presencia de materiales de edad Burdigaliense y Langhiense en la Depresión de Alcalá la Real (sector central de las Cordilleras Béticas)*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol), 79 pp 115.

- HERMES, J.J. (1978) *The stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Velez Rubio-Caravaca área and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain*". Koninke Nederl Akademie van Wetenschappen, serie B. V 81 (1), pp 1-54.
- HERMES, J.J. y SMIT, J. (1976) *New data on "Silixites" of the west mediterranean area*. Koninke Nederl. Akademie van Wetenschappen. Serie B, 79 n°2, pp 114-112.
- IGME "Hoja Geológica 1:50.000, n°1052 (Alora)."
- IGME "Hoja Geológica 1:50.000, n°1039 (Colmenar)."
- IGME "Hoja Geológica 1:200.000 (Morón de la Frontera)."
- KOCKEL, F. (1963) *Die Geologie des Gebietes zwischen dein Rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Sudspanien)* Geol. Jb, 81, pp 413-480.
- LOOMIS, T.P. (1972) *Contact metamorphism of pelitic rocks by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain*. B.S.G. America, pp 2449-2474.
- LOOMIS, T.P. (1972) *Diapiric emplacement Ronda Ultramafic Intrusion*". B.S.G. American, pp 2249-2475.
- MARTIN-ALGARRA, A.; OLORIZ, F. y ESTEVEZ, A. (1979) *La serie de La Almela. Precisiones y consideraciones sobre el contacto entre Zonas Internas y Externas en la transversal de Ronda*. Caud. Geol. Universidad de Granada (10), pp 283-291.
- MAUTHE, F. (1971) *La geología de la Serranía de Ronda (Cordillera Bética Occidental)*. Bol. Geol. y Min. IGME T. LXXXII-I, pp 1-36.
- MON, R. (1969) *Rapports entre la nappe de Málaga et els unites Alpujarrides á l' Ouest de Málaga (Espagne)*. C.R. Acad. Sec. París, t. 268pp 1008-1011.
- MON, R. (1971) *Estudio geológico del extremo occidental de los Montes de Málaga y la Sierra de Cartama (Provincia de Málaga)*. Bol. Geo. y Minero T. LXXXII-II, pp 131-146.
- MONNOT, J. y RIGO, E. (1973) *Contribution a l' etude geologique du bassin des flyschs de la región de Tolox-Alozaina (Province de Málaga-Espagne)*. Thésés Université de Besançon.
- PEYRE, Y. (1959) *Presence d' elements alloctones dans la zone du Flysch de Colmenar (Andalousie)*. C.R. Acad. Sec. t. 249, pp 2086-2088.
- PEYRE, Y. (1960-62) *Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères Bétiques sur la Transversale de Málaga. laits nouveaux, problémes et hipothéses*. Livre Mem. Prof. P. Fallot. I. pp 199-208.
- PEYRE, Y. (1974) *Geologie d' Antequera et de la región (Cordillere Bétiques, Espagne)*. Thésis Institut. Nat. Agronomique Paris-Grignon.
- PRIEM, H.; BOETRIJK, N.; HEBEDA; OEN, I.; VERDURMEN, E. y VERSCHURE, R. (1979) *Iso-topic Dating of the emplacement of the Ultramafic Masses in the Serrania de Ronda, southern Spain*. Contrib. Mineras Petrol. 70 pp 103-109.
- SCHMIDT, M. (1930) *Weitere studien in der Iberisch Balearischen Trias*. Sitz. Preuss. Akad. Wiss. Phys. Math. Klasse, XXVI.
- SCHMIDT, M. (1936) *Fossilien der Spanischen Trias*. Abhand Heidelberg Akad. Wiss. XXII, pp 140.

- SERRANO, F. (1979) *Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- THOMPSON, M. (1978). *Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain*. Geol. Soc. of American Bulletin. V 89, pp 172-180.
- TORRES ROLDAN, R. (1979) *The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost alpine belt*. Anu. Jour. of Science, rol 279, pp 15-51.
- TORRES ROLDAN, R. (1979) *La evolución tectometamórfica del macizo de los Reales*. Tesis Universidad de Granada, pp 230.
- VAN DE FLIERT, J.R.; GRAVEN, H.; HERMES, J. y DE SMET, M. (1980) *On stratigraphic anomalies asociated vith major transcurrent faulting*. Edogas geol. Helv. Vol. 73/1, pp 223-237.
- WILDI, W. (1979) *Evolution de la plateforme carbonatée de type austro-alpin de la Dorsale calcaire (Rif. interne, Maroc septentrional) au Mésozoïque*. Revue. Soc. Geol. France (7) t. XXI n°1 pp 49-56.