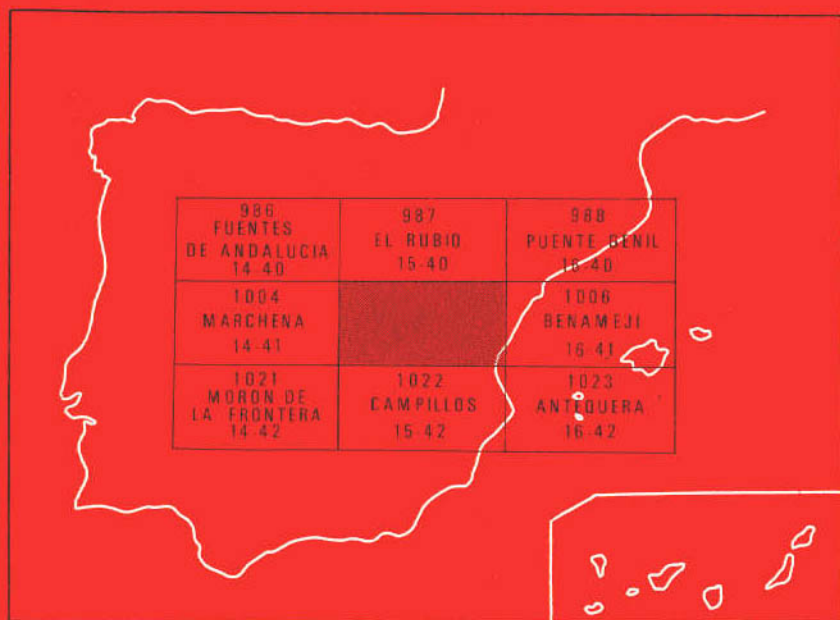


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

OSUNA

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

OSUNA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por T.C.R., S.A., bajo las normas, dirección y supervisión del IGME habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos:

Geología de Campo y Gabinete:

- J. Cruz-Sanjulian.
- J. Divar Rodríguez.

Sedimentología Carbonatos:

- J. González Lastra.

Sedimentología Detríticos:

- A. Maymó.
- E. Remachá.

Micropaleontología:

- E. Moreno de Castro.
- J. Martínez Gallego.
- E. Molina.
- C. Martínez Díaz.

Supervisión IGME:

- P. Ruiz Reig.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - 28036 Madrid -

Composición: RHEA Consultores, S.A. - Paseo de La Habana, 206 - 28036 Madrid

Tirada: Gráficas Mawijo, S.A. - Fuenlabrada (Madrid)

D.L. M-43.275-1986

N.I.P.O.: 232-86-010-2

INDICE

	<u>Páginas</u>
0.- INTRODUCCION	7
0.1.- ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL	10
1.- ESTRATIGRAFIA	13
1.1.- EL SUBBETICO INDIFERENCIADO (MANTO DE ANTEQUERA-OSUNA)	15
1.1.1.- Arcillas, arenisca, limolitas, margas, calizas, calizo-dolomías, ofitas, yesos, carniolas. Trías (T _{G1} - T _{G3})	15
1.1.2.- Calizas oolíticas. Jurásico Inferior?. (J ₁ - J ₂)	17
1.1.3.- Calizas micríticas. Jurásico Medio. (J ₁ - J ₂)	17
1.1.4.- Calizas noduloso-brechoides y calizas micríticas brechoides. Jurásico Superior (J ₃)	17
1.1.5.- Margas y margocalizas grises. Cretácico Inferior, (C ₁₁ - C ₁₆)	18
1.1.6.- Margas blancas y rosadas, margocalizas, calizas margosas, margocalizas silíceas, sílex. Cenomaniense a Cuisiense (C ₁₆ - T ₂₂ ^{Aa})	19
1.1.7.- Margas, calizas biodetríticas, areniscas calcáreas, arenas, brechas, olistolitos calizos. (J). Luteciense a Burdigaliense (T ₂₂ ^{Aa} - T ₁₂ ^{Ba})	20
1.2.- SUBBETICO EXTERNO: UNIDAD DE LA SIERRA DE ESTEPA	22

	<u>Páginas</u>
1.2.1.- Triásico (T_G)	22
1.2.2.- Dolomías. Lías Inferior?. (J_{11})	22
1.2.3.- Calizas micríticas, oolíticas y pisolíticas. Lías inferior a Oxfordiense inferior?. (J_{12} - J_{24})	22
1.2.4.- Calizas nodulosas, calizas brechoides y falsas brechas: Oxfordiense medio a Tithónico superior-Berriasiense. (J_{31} - J_{33})	23
1.2.5.- Margocalizas y margas grises, margas arcillosas verdes y rojas (ocasionalmente con yesos). Cretácico inferior. ($1 C_1$)	24
1.2.6.- Margas, y margocalizas blancas y rosadas con sílex en algunos niveles. Cretácico superior a Paleoceno. (C_2 - T_1)	25
1.2.7.- Margas, areniscas calcáreas, calizas, calizas detríticas y calizas brechoides. Eoceno a Burdigaliense. (T_{21}^{Aa} - T_{12}^{Ba})	26
1.3.- SUBBETICO MEDIO: UNIDAD DE LA SIERRA DE LOS CABALLOS	26
1.3.1.- Dolomías. Lías inferior?. (J_{11} - J_{12})	27
1.3.2.- Calizas con niveles dolomíticos. Lías Inferior-Medio?	27
1.3.3.- Margocalizas grises-amarillentas con "pistas". Lías Medio y Superior?. (J_{12} - J_{14})	27
1.3.4.- Calizas brechoides parcialmente dolomitizadas. Aalenense? (J_{21} - J_{22})	28
1.3.5.- Margas, margocalizas silíceas y con sílex. Dogger?. Malm. (J_{21} - J_{33})	29
1.3.6.- Margocalizas y margas grises. Cretácico Inferior ($2C_1$)	30
1.4.- MATERIALES POST-MANTOS	30
1.4.1.- Terciario	30
1.4.1.1.- Langhiense. (T_{11}^{Bb})	30
1.4.1.2.- Serravaliense. (T_{12}^{Bb} - T_{11}^{Bc})	31
1.4.1.3.- Tortoniense superior-Messiniense (T_{11}^{Bc} - T_{12}^{Bc})	31
1.4.2.- Cuaternario	32
1.4.2.1.- Terrazas antiguas (Q_2T)	32
1.4.2.2.- Cono de deyección (Q_{2cd})	33
1.4.2.3.- Formaciones edáficas y costras de exudación. (Q_2E)	33
1.4.2.4.- Coluviones y derrubios de ladera. (Q_2C)	33
1.4.2.5.- Llanuras aluviales y terrazas recientes. (Q_2Al-T)	33
1.4.2.6.- Fondos de vaguada recientes. (Q_2Al-r)	34
2.- TECTONICA	34
2.1.- ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE ESTEPA	34

	<u>Páginas</u>
2.2.- ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE LOS CABALLOS	36
2.3.- ESTRUCTURA EN EL MANTO DE ANTEQUERA-OSUNA . .	36
2.4.- RELACIONES ENTRE LOS MATERIALES TRIASICOS Y LAS UNIDADES DEL SUBBETICO EXTERNO Y SUBBETI- CO MEDIO	37
3.- HISTORIA GEOLOGICA	41
4.- GEOLOGIA ECONOMICA	44
4.1.- MINERIA	44
4.2.- CANTERAS	44
4.3.- HIDROGEOLOGIA	45
4.3.1.- Materiales carbonáticos, principalmente de los subbéticos Medio y Externo	46
4.3.2.- Materiales margosos-arcillosos, principalmente del subbético indiferenciado (Manto de Antequera-Osuna)	46
4.3.3.- Depósitos cuaternarios	47
5.- BIBLIOGRAFIA	47

0.- INTRODUCCION

La hoja 1541 (Osuna) se extiende entre las coordenadas 37° 10' 04, 9" - 37° 20' 04, 9" Latitud Norte y 4° 51' 10, 9" - 5° 11' 10, 9" Longitud Oeste (Greenwich). Este área pertenece en su totalidad a la provincia de Sevilla, a excepción de dos reducidas superficies en el borde suroriental que corresponden a la de Málaga.

El drenaje superficial se realiza hacia el Norte, hacia el río Guadalquivir. Los cursos más importantes son el río Blanco, que atraviesa la hoja en su parte central y es tributario del Genil, y el Arroyo del Peinado, que vierte sus aguas al río Corbones después de recorrer el borde occidental de la hoja.

Si se exceptúan los modestos relieves subbéticos de la Sierra de Estepa (847 metros en el vértice Becerrero) y las estribaciones de la Sierra de los Caballos (Cerro del Relumbrón, 645 metros), cuya coronación se encuentra al Sur de la hoja, el resto del área está representada por formas suaves monótonas, donde, además, las llanuras aluviales cobran notable extensión. Ello se traduce en una cierta dificultad cartográfica de amplios sectores, modelados en rocas blandas sobre las que se han originado potentes suelos, frecuentemente cubiertos de cultivos. Al mismo tiempo, son muy escasos los cortes en los que puede realizarse un muestreo detallado o un análisis exhaustivo de las superficies de contacto.

Todo ello justifica probablemente el que esta región no haya atraído el interés de los primeros investigadores de la Cordillera, que dirigieron sus esfuerzos primordialmente hacia otros sectores más orientales o bien hacia la región gaditana. No obstante, es obligado señalar entre estos trabajos pioneros los de CALDERON y ARANA (1890, 1893a, 1893b, 1895 y 1896), que, si bien no se refieren estrictamente al área de la hoja, tratan de temas indudablemente conexos como los relativos a las diatomitas de Morón y los materiales terciarios del Guadalquivir. Estos temas volverían a ser tratados mucho más recientemente por COLOM y GAMUNDI (1951) y COLOM (1952).

Además de los materiales neógenos y cuaternarios discordantes, en el sector cartografiado está representado el Subbético en las ya citadas Unidades de la Sierra de Estepa, con una secuencia en la que se identifican desde el Trías al Mioceno inferior, y la Sierra de los Caballos en la que afloran materiales del Jurásico y del Cretácico inferior. El resto del área está ocupada por el Trías con facies germano-andaluza, sobre el que reposan materiales de edades comprendidas entre el Albiense superior y el Mioceno inferior; existen también algunos escasos afloramientos de pequeña extensión de materiales del Jurásico y del Cretácico inferior, de posición más polémica, especialmente la de estos últimos.

Son, sin duda, el significado de esta masa triásica, en continuidad cartográfica con el denominado Trías de Antequera, la atribución de los materiales que soporta y la interpretación de sus relaciones con las citadas unidades subbéticas, los problemas más controvertidos en el área de la hoja.

Por esta razón, una revisión de los antecedentes exige señalar no sólo aquellos que aportan datos concretos del área que nos ocupa sino también algunos trabajos, principalmente de síntesis, en los que se trata de estos problemas de interés más general.

Los trabajos de primer tipo son escasos. Entre ellos hay que citar la nota de COLOM (1936) en la que cita un afloramiento de Eoceno Superior al Sur de Pedrera, en la carretera a Martín de la Jara.

BLUMENTHAL (1949) alude muy brevemente a las Sierras de Estepa y de los Caballos, a las que incluye en un corte transversal de la Cordillera, desde el Genil hasta el Mediterráneo. BLUMENTHAL (op. cit.), que invoca un diapirismo precoz, interpreta estos afloramientos subbéticos "aislados a modo de Klippes, a los cuales parece que se tenga que buscar sus raíces en la cercanía, lo que les clasifica aún como sub-autóctonos o de corrimiento relativamente reducido". En este marco, el Trías germano-andaluz desempeña "un papel especial y trastornador . . . con su muy acusada movilidad". A pesar de estas afirmaciones, BLUMENTHAL (1927) había asignado un carácter alóctono al Trías de Antequera, para el que supuso una raíz al Norte de Sierra Nevada (citrabético), aunque posteriormente (BLUMENTHAL 1930) aceptó su autoctonía.

Este problema relativo al papel de los materiales triásicos, que cubren importantes extensiones en el tercio occidental de la Cordillera bética, ya había sido planteado por STAUB (1926), quien propuso un origen ultrabético para el Trías de "Antequera".

Entre otros antecedentes que merecen ser consignados, se encuentra el trabajo de PERCONIG (1960-1962) que describe, en el Valle del Guadalquivir, deslizamientos gravitatorios en ambiente submarino ("nappes de glissement", "olistostromas") que afectan a materiales neógenos, incluido el Tortoniense. La existencia de tales olistostromas en la región de Ecija fué señalada más tarde por CHAPOND y RUIZ CELAA (1969).

Más recientemente, PEYRE (1974) culmina una serie de publicaciones anteriores en la Memoria de su Tesis Doctoral, en la que el área de la hoja de Osuna no constituye sino un sector marginal. Entre los datos que aporta, puede resumirse que atribuye la Sierra de Estepa al "Subbético con Jurásico calizo" o "Subbético septentrional" en función de la presencia en el Malm de las facies de calizas nodulosas a las que atribuye un carácter recifal; en esta secuencia identifica varios términos desde el Oxfordiense al Berriasiense; en cuanto a materiales más modernos describe una secuencia entre Berriasiense o Valanginiense inferior a Ypresiense, aunque no ha reconocido el Aptiense; señala que falta el Eoceno medio y postula el carácter transgresivo del Eoceno superior y del Oligoceno superior Aquitaniense a Mioceno medio. Por lo que se refiere a la Sierra de los Caballos, PEYRE (op. cit.) sólo hace una breve alusión, en la que la atribuye al "Subbético Sur", "Subbético con Jurásico margoso" o aún "Subbético sentido estricto"; cita la existencia de una serie isoclinal invertida que buza al SE de modo que "esta estructura simple se complica hacia el Oeste, pero la repetición de serie observada no ha podido ser analizada a causa de las condiciones de afloramiento". En cuanto al Trías de Antequera, PEYRE (op. cit.) lo relaciona con la Unidad de Ronda-Torcal (Subbético Interno o Penibético de otros autores) y señala que es ampliamente cabalgante sobre el Subbético; distingue, por otra parte, el "Trías Subbético", si bien considera que existen entre ambos tales analogías que el límite entre uno y otro es incierto.

En el mismo año, CRUZ-SANJULIAN (1974) elaboró su Tesis de Doctorado en la que quedaba incluida la hoja de Osuna. Estos resultados, que han sido revisados y, en parte, modificados por el propio autor, con la colaboración de J. Divar, han servido de base para la elaboración de esta Memoria y la cartografía correspondiente.

Aunque la región de estudio de BOURGOIS (1978) no incluye el área de la hoja, conviene recoger, sin embargo, algunas de sus ideas, relativas a problemas que interesan aquí. Para BOURGOIS (op. cit.), los materiales atribuidos habitualmente al Trías germano-andaluz en la parte occidental de la Cordillera, representan en realidad una formación en la que la facies predominan-

te es una "Brecha poligénica de cemento yesífero", de edad post-Neocomien-se. Por otra parte, el mismo autor designa "Complejo del Guadalquivir" a todo lo que se encuentra en posición Nord-Penibética y se hunde bajo éste; este complejo tectono-sedimentario estaría constituido, siempre según BOURGOIS (op. cit.), por un empilamiento de "láminas" decamétricas a deca-kilométricas, procedentes de tres dominios: el Subbético, las "Brechas poligénicas de cemento yesífero" y la "Formación de arcillas con bloques", de edad Burdigaliense; se trataría, en suma, de una "mezcla perfecta", que corresponde a un "mosaico anárquico compuesto de la mayor parte de los dominios externos del orógeno bético".

Cabe añadir, finalmente, que MOLINA (1979) incluyó en su Tesis doctoral un corte en materiales del Langhiense inferior al NE de Estepa.

0.1.- ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL

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 de fenómenos tectónicos mayores, y situada entre los grandes cratones europeo y africano.

Tradicionalmente se distinguen las "Zonas Internas" y las "Zonas Externas", en comparación con Cordilleras de desarrollo geosinclinal, o sea una parte externa con cobertura plegada y a veces con estructura de manto de corrimiento y una parte interna con deformaciones más profundas que afectan al zócalo y que están acompañadas de metamorfismo. Actualizando estos conceptos, podríamos decir que las "Zonas Externas" se sitúan en los bordes de los cratones o placas europea y africana, y presentan características propias en cada borde, mientras que las "Zonas Internas" son comunes a ambos lados del mar de Alborán, situándose en la zona de separación existente entre ambas placas o zonas cratogénicas.

Circunscribiendonos al área ibérica podemos 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 del área africana y europea que rodean al actual mediterráneo.

Las "Zonas Externas" están representadas aquí por:

- la Zona Prebética y
- la Zona Subbética

y las "Zonas Internas" por:

- la Zona Circumbética y
- 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 estas zonas.

La **Zona Prebética**: Es la más externa, 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 tipo continental. Fue definida ya por BLUMENTHAL (1927) y FALLOT (1948), y en base a la potencia de sedimentos, y a las diferencias de facies en el Cretácico y Paleógeno, BAENA y JEREZ (1982) la subdividen en dos dominios:

Prebético externo, y
Prebético interno

La **Zona Subbética**: Se sitúa al Sur de la anterior, y presenta facies pelagicas más profundas a partir del Domeriense, con margas, calizas nodulosas, radiolaritas y hasta faves 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 con vulcanismo submarino. Representa la parte más profunda de la zona Subbética.

El Subbético interno se caracteriza por facies calcáreas durante todo el Jurásico y representa un umbral, posiblemente el límite meridional de las Zonas Externas.

La Zona Subbética es probable que se depositara sobre una corteza continental adelgazada, relacionada con la placa europea. La primera alusión a esta zona corresponde a DOUVILLE.

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 diversas denominaciones según los autores, tales como Dorsal, Predorsales, Zona media, Unidades del Campo de Gibraltar, Substrato de los flysch cretácicos, Subbético ultrainterno, etc. Ha sido definida así por BAENA y JEREZ (1982).

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 fué estructurando a partir del Pliensbachiense. 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, fué invadido por la Zona Bética, que mediante fallas en dirección se desplazó desde regiones más orientales donde había evolucionado (subplaca de Alboran), con lo cual, lo que en principio era una sola zona se estructura en varias partes situadas a uno u otro lado 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 sedimentación, tanto Jurásicas como cretácicas y terciarias varios dominios que denominaremos:

- Complejo de la Alta Cadena
- Complejo Axial
- Complejo Predorsaliano y
- 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 Axial se situaría en el área de "bassin plain" o llanura submarina más profunda durante gran parte de su historia.

El Complejo Predorsaliano estaría situado más cercano a la "Zona Bética" y constituiría en muchos momentos el talud de enlace con la llanura submarina del Complejo Axial. Todos estos Complejos han sido posteriormente empujados y distorsionados 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 le arrastró y dibujó la orla que actualmente constituye alrededor de dicha zona.

Es muy probable que la Zona Circumbética se desarrollase 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 Malaguide
- Complejo Alpujarride
- Complejo Nevado-Filábride

Se trata de tres unidades tectónicas mayores, cuya posición de techo a muro es la descrita anteriormente, pero sin que ello indique como en las zonas anteriores una posición paleogeográfica. Salvo en el Complejo Malaguide, 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 la Cordillera Bética, puesto que afecta a todas las zonas, aunque como es lógico con desigual intensidad. Se trata de la comprensión 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 entre 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, y 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 Trías sufre una extrusión y se extiende en diversas láminas cubriendo amplias zonas, con retazos de su cobertera que han sufrido diversos procesos de despegue mecánico. Estos Trías y sus coberteras no identificadas podrían considerarse como **SUBBETICO indiferenciado**.

Esta colisión pudo ser responsable también de que parte de la Zona Circumbética fuera expulsada hacia el lado ibérico donde montó sobre diversos dominios de la Zona Subbética.

Con posterioridad al Burdigaliense parece que se produjo cierta elevación en la Zona Subbética, quizás como un ajuste isostático después de la colisión. Esta elevación pudo provocar un deslizamiento a un lado y otro de su eje de formaciones aloctonas desenraizadas, que se mezclaron, dando lugar a una masa de aspecto más o menos 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.

Esta Hoja se sitúa plenamente dentro de la Zona Subbética.

1.- ESTRATIGRAFIA

La descripción de la Estratigrafía de los materiales de la Hoja requiere una previa agrupación de dichos materiales en conjuntos con entidad propia, ya sea tectónica, estratigráfica o ambas.

En este sentido, parece aceptable atribuir (CRUZ-SANJULIAN, 1974), en virtud de su situación y de las secuencias observadas, la Unidad de la Sierra de Estepa y la de la Sierra de los Caballos a los Dominios Subbético Externo (septentrional) y Subbético Medio (septentrional), respectivamente, ambos términos utilizados en el sentido de GARCIA-DUEÑAS (1967).

Diferente es el caso del Trías germano-andaluz y de los materiales que descansan sobre aquél. Conviene precisar, ya desde aquí, que no compartimos la idea de que los materiales triásicos representen en su totalidad una brecha poligénica de edad post-Neocomiense, hecho que ya ha sido discutido (CRUZ-SANJULIAN, 1980). Aceptada la pertenencia al Trías de los extensos afloramientos de materiales en facies germano-andaluza del área de la hoja, es necesario añadir que en ningún punto aparecen en la base de las Unidades subbéticas del sector (Sierra de Estepa y de los Caballos), sino que, por el contrario, el contacto cuya naturaleza se discutirá en su momento, se realiza precisamente con los materiales más modernos de estas últimas.

El análisis de esta relación, junto a la existencia de:

- a) afloramientos dispersos y de pequeñas dimensiones de materiales jurásicos sobre el Trías, distintos de los de la misma edad de las Unidades Subbéticas del sector.
- b) escasos y reducidos afloramientos de materiales del Cretácico inferior subbético, a veces claramente "pellizcados" por materiales triásicos y
- c) extensos afloramientos de materiales de edades comprendidas entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior, con facies típicamente subbéticas, sobre los materiales triásicos.

Indujeron a CRUZ-SANJULIAN (1974) a individualizar una nueva unidad alóctona, el Manto de Antequera-Osuna, que englobaría los materiales triásicos, jurásicos y del Cretácico superior a Mioceno inferior. Sin pretender presentar ahora un análisis exhaustivo de la cuestión, cuyos detalles, además de en el trabajo citado, pueden encontrarse en otras publicaciones (CRUZ-SANJULIAN, 1976 a y b), cabe resumir que en ellas se invoca una metacronía en la traslación de dicha unidad: en una primera etapa, sobre el Subbético Medio, al final del Cretáceo inferior, de modo que materiales de esta edad del sustrato podrían incorporarse a la unidad alóctona, mientras que los materiales posteriores a esa primera traslación se depositarían directamente sobre los materiales triásicos. En una segunda etapa, al final del Mioceno inferior, la unidad —que ya contaría con términos desde el Cretácico superior (y Albiense) al Burdigaliense— se superpondría el Dominio Subbético Externo.

En suma se interpreta en los referidos trabajos que los contactos entre el Trías y los distintos términos que aparecen sobre él son de naturaleza estratigráfica, si bien el peculiar comportamiento, sobre todo de los materiales triásicos, condiciona que en muchos casos estén más o menos mecanizados. Para evitar posibles confusiones derivadas de la observación de la cartografía que acompaña a esta Memoria, conviene precisar que, en atención a lo anteriormente expuesto y, sobre todo, a la propuesta realizada al respecto por el I.G.M.E., con vistas a homogeneizar y facilitar futuras síntesis, actualmente en proyecto, tales contactos se han representado sin excepción como mecá-

nicos. No obstante, ello no implica, en nuestra opinión, que el Trías y los materiales que soporta deban ser considerados procedentes de dominios distintos y superpuestos mecánicamente. También se nos ha propuesto, por las mismas razones, introducir la denominación de Subbético indiferenciado, sin que ello suponga por nuestra parte que la utilización de tal calificativo se base en postular que los materiales del Albiense a Mioceno inferior que descansan sobre el Trías representan la cobertera despegada de unidades subbéticas que hoy no afloran y que, por tanto, no pueden ser atribuidas a un Dominio subbético determinado. Antes bien, como ya se ha señalado y se comentará con mayor detalle en próximos capítulos, a falta de argumentos decisivos en contra, no descartamos que tal superposición corresponda a un contacto estratigráfico, más o menos retocado tectónicamente.

1.1.- EL SUBBÉTICO INDIFERENCIADO (MANTO DE ANTEQUERA-OSUNA)

Ya se ha aludido a las razones que obligan a mantener esta doble denominación. En suma, se describirán en este epígrafe todos aquellos materiales, de edades comprendidas entre el Trías y el Mioceno inferior, que no pueden ser atribuidos ni al Subbético Medio (Unidad de la Sierra de los Caballos) ni al Subbético Externo (Unidad de la Sierra de Estepa). Se puede añadir que estos materiales no corresponden tampoco ni a las Unidades del Dominio Subbético Interno ni al denominado Subbético Ultrainterno (CRUZ-SANJULIAN, 1974), que están representados en esta transversal más al Sur, en la hoja de Teba.

De los materiales incluidos en este epígrafe, los que ocupan mayor extensión superficial son, sin duda, los materiales del Trías germano-andaluz. Están también ampliamente representados los de edades comprendidas entre el Albiense superior y el Mioceno inferior. Existen varios afloramientos dispersos que corresponden a distintos términos del Jurásico. Finalmente, se han cartografiado tres pequeños afloramientos del Cretácico inferior en posición tectónica controvertida y cuya pertenencia a la misma unidad puede ser cuestionada.

Es necesario subrayar que en ningún punto del sector, ni tampoco de las áreas vecinas, se encuentran en la misma vertical todos estos términos post-triásicos. Un análisis más detallado de esta cuestión se abordará en el capítulo de Tectónica.

1.1.1.- Arcillas, areniscas, limolitas, margas, calizas, calizo-dolomías, ofitas, yesos, carniolas. Trías. (T_{G1} - T_{G3}).

El análisis de la secuencia triásica presenta múltiples problemas en razón de

la falta de fauna y de la complejidad tectónica. Por otra parte, ningún corte permite conocer la secuencia completa y la continuidad lateral de los escasísimos cortes parciales que pueden establecerse en el área de la Hoja es siempre muy reducida.

Aún a falta de argumentos paleontológicos decisivos en el área de la hoja, puede aceptarse la pertenencia al Muschelkalk (T_{G2}) de los niveles de calizas y calizas dolomíticas negras o muy oscuras, en bancos delgados (20-30 cm) hasta tableadas, a veces finamente laminadas y, en otras ocasiones, brechoides. En idénticos materiales CHAUVE (1968) dató el Muschelkalk superior, lo que estaría de acuerdo, además, con la opinión de otros autores (SCHMIDT 1936, FALLOT, 1930-1934, etc.).

De este modo, los niveles haloclásticos suprayacentes (areniscas rojas a veces con laminaciones cruzadas, arcillas y margas arcillosas de colores abigarrados, limolitas y limos arenosos de colores amarillos y verdes, yesos, sal gema, evidenciada en la salinidad de algunos manantiales, etc.), coronados por dolomías carniolares, deben ser atribuidos al Trías superior. (T_{G3}).

Sin embargo, también existen bajo las calizo-dolomías del Muschelkalk niveles clástico-salinos comparables a los que acaban de ser reseñados. Podría tratarse de un tramo clástico del Muschelkalk medio, a semejanza del evidenciado por VIRGILI (1960-1962), en el NE de España, entre dos tramos calizos y dolomíticos del Muschelkalk inferior y superior. No obstante, tampoco puede descartarse que represente el Trías inferior, de acuerdo con SCHMIDT (1936), lo que significaría la existencia de dos tramos haloclásticos —uno en el Keuper, otro en el Buntsandstein— separados por los niveles carbonatados del Muschelkalk. (T_{G2}).

En cuanto a las rocas ígneas incluidas en los materiales triásicos, se trata de rocas volcánicas o subvolcánicas básicas (Doleritas-Ofitas) de color verde a negro con texturas variables (doleríticas, porfídicas, intersectales), constituidas generalmente por un piroxeno augítico (con frecuencia alterado a anfíbol en los bordes), una Plagioclasa ($An_{63} - An_{55}$ en la mayor parte de los casos) y menas metálicas. Estas rocas ofíticas pueden encontrarse tanto en el tramo superpuesto a las calizas-dolomías negras del Muschelkalk (T_{G2}) como debajo de él, lo que sugiere la posibilidad de que exista más de una intrusión de rocas ígneas, de las que la más antigua podría corresponder, incluso, al Trías inferior.

Únicamente cabe añadir la existencia relativamente frecuente de mineralizaciones de hierro que en el área de la hoja están representadas sobre todo por Magnetita, que parecen estar relacionadas espacialmente con la presencia en superficie de rocas ofíticas. Existen también mineralizaciones de ocre, poco importantes en volumen, situadas en la base de formaciones dolomíticas.

1.1.2.- Calizas oolíticas. Jurásico inferior?. (J_1 - J_2)

Al no poder datarle con seguridad se agrega con el tramo siguiente en la cartografía dándole la Notación J_1 - J_2 , Jurásico Inferior-Medio.

Se trata de afloramientos aislados de calizas oolíticas de los que en la hoja de Osuna hay un sólo ejemplo al SE de dicha localidad, en las proximidades del Rancho de Palmitero. Es característico que estas calizas oolíticas, al lado de los habituales colores blanco o crema, presenten tonalidades amarillas y rojas, muy vivas, completamente inusuales en otras unidades subbéticas. La potencia observable en este punto es del orden de 20 metros, pero este valor es netamente superado en regiones más meridionales.

En este caso, las calizas oolíticas contactan directamente con los niveles clástico-salinos del Trías, mientras en las regiones situadas al Sur de la aquí estudiada tienen en su base con frecuencia dolomías grises brechoides y sacaroideas, atribuibles al Lías inferior. Por esta razón, no se puede descartar que alguno de los afloramientos dolomíticos incluidos en el Trías en esta hoja representen en realidad la base del Jurásico.

La microfauna identificada en las calizas oolíticas es banal y su atribución al Jurásico inferior (probablemente Lías inferior) se basa únicamente en su posición en la secuencia en sectores más meridionales y en la semejanza de facies con los materiales de la base del Jurásico de las Unidades subbéticas.

1.1.3.- Calizas micríticas. Jurásico-medio. (J_1 - J_2).

En el cerro del Calvario, en la carretera de Osuna a Martín de la Jara, afloran, sobre los materiales triásicos, 30 metros de calizas micríticas grises, con algunos niveles oolíticos, cuya microfacies permite atribuirlos al Dogger.

Materiales similares afloran en las proximidades (sector de Cerro Prieto, al SE de la Hacienda del Soldado), si bien constituyen aquí olistolitos incluidos en una formación esencialmente margosa del Mioceno inferior. En este caso junto a las calizas grises se encuentran niveles rojizos. La microfauna incluye Protoglobigerinas, filamentos, espículas, ostrácodos, radiolarios, Globochaete y fragmentos de Ammonites, lo que permite suponer una edad Dogger.

1.1.4.- Calizas noduloso-brechoides y calizas micríticas-brechoides. Jurásico superior. (J_3).

En las proximidades de Cortijos Viejos, sobre los materiales triásicos, afloran, en muy deficientes condiciones de observación, calizas noduloso-brechoides de color amarillento. En lámina delgada se identifica Protoglobigerinas, Saccocomidae (muy abundante), Nodosariidae, Globochaete, radiolarios, es-

pículas, embriones de Ammonites y restos de lamelibranquios y gasterópodos, lo que permite atribuir estos materiales al Kimmeridgiense.

Aparentemente sobre estos niveles afloran calizas margosas crema y calizas micríticas brechoides de color rosado; en estas últimas se observan abundantes cortes de Ammonites de difícil extracción. Se han identificado *Phylloceras* sp. Sin embargo, en lámina delgada se han reconocido *Calpionellas* del Tithónico superior-Berriasiense (g. CRUZ-SAN JULIAN, 1974).

Las condiciones del afloramiento sólo permiten asegurar que existen, al menos, 5 metros de estos materiales.

1.1.5.- Margas y margocalizas grises. Cretácico inferior. (C₁₁ - C₁₆).

Los materiales descritos hasta aquí, y los que se describen en el próximo epígrafe, descansan claramente sobre los materiales triásicos. Tan sólo habría que exceptuar pequeños sectores en tal o cual contacto en que la estructura es un poco más compleja.

Por el contrario, al menos en dos de los tres pequeños afloramientos de Cretácico inferior existentes en la hoja, y en otros ejemplos fuera de ella, los materiales triásicos aparecen tanto al techo como al muro de aquéllos y los contactos correspondientes son indudablemente mecánicos.

Este hecho supone una sensible diferencia en cuanto a las relaciones de unos y otros con los materiales triásicos, de modo que CRUZ-SANJULIAN (1974) atribuyó estos materiales del Cretácico inferior a las unidades del Subbético medio. A pesar de ello, la estructuración de esta Memoria justifica el que su estudio se aborde en este punto, si bien con las matizaciones reseñadas.

En todos estos afloramientos se identifican margas y margocalizas de colores grises a grises-amarillentos cuya facies coincide sensiblemente con la de los materiales de la misma edad tanto del Subbético Externo como del Subbético Medio de esta región.

En el Km. 28,9 de la carretera de Ecija a Osuna, en las proximidades del Cortijo de las Cabezuelas, se ha recogido una fauna que puede ser atribuida al Cretácico inferior sin mayores precisiones: *Phylloceras velledae* (MICH), *Phyllopacyceras* sp., *Protetragonites* sp. y *Lytoceras* sp.

En el Cerro del Caballo, al SW de Osuna se ha puesto de manifiesto el Valanginiense con: *Phylloceras velledae* (MICH), *Olcostephanus* sp. y *Lamellaptychus seranonis* (COQ).

Al Oeste del Cerro del Calvario, afloran también idénticos materiales aunque la fauna recolectada ha resultado inclasificable.

Finalmente, el Valanginiense ha sido también reconocido en el Molino de Traba, al SE de Pedrera, con *Bochianites* sp. En este mismo afloramiento se ha identificado también el Albiense con *Anissoceras* sp. y *Mortoniceras* (*Durnovarites*) sp.

1.1.6.- Margas blancas y rosadas, margocalizas, calizas margosas, margocalizas silíceas, sílex. Cenomaniense a Cuisiense. (C₁₆ - T₂₂^{Aa}).

No existe ningún corte que permita analizar la secuencia completa de estos materiales, pero las observaciones en numerosos puntos dispersos confirman que todos ellos presentan una facies muy similar.

El corte más completo, al menos en lo que se refiere a los términos del Cretácico, se encuentra al Norte de Aguadulce, cerca del borde septentrional de la hoja, a lo largo del camino entre el Cortijo Indiano y el Cortijo de la Sierrezuela, en las proximidades del primero.

En este afloramiento, aunque existen ciertas complicaciones estructurales y algunas de observación, han podido identificarse:

- Cenomaniense superior (zona de **Rotalipora cushmani**): margas rosadas (potencia mínima 10 metros, no se observa el muro) a las que siguen 15 metros de margas y margocalizas blancas.
- Turoniense (zona de **Globotruncana helvetica**): 10 metros de calizas margosas blancas silíceas y con sílex y margocalizas silíceas con muy delgadas intercalaciones de margas blancas.
- Coniaciense (zona de **Globotruncana schneegansi**): 2 metros (no se observa ni el techo ni el muro) en los que existen tres bancos de calizas margosas blancas de 35 centímetros de potencia, separados por sendas intercalaciones de margas blancas de grosor comparable.
- Santoniense (zona de **Globotruncana carinata**): al menos 40 metros de margas blancas con intercalaciones de niveles delgados de margocalizas del mismo color. Al techo existe una laguna de observación de varias decenas de metros.
- Campaniense-Maestrichiense inferior: ha sido identificado en lámina delgada en niveles de calizas blancas con intercalaciones de margas blancas (no son observables los materiales situados ni en el techo ni en el muro).

En materiales con una litología muy similar se han puesto de manifiesto, en otros puntos, varias zonas del Eoceno inferior:

- El Ilerdiense terminal (zona de **Globorotalia formosa**): en margas blancas con intercalaciones de margocalizas silíceas y con sílex, en las inmediaciones del Cortijo del Tesoro, al NNW de Aguadulce.
- El Cuisiense (zona de **Globorotalia aragonensis**): en margas blancas, en la carretera de Aguadulce a El Rubio (Km. 8 y 9).
- El límite Cuisiense-Luteciense: con **Globorotalia bullbrooki**, está, representado por margas crema, en el camino de Aguadulce a Martín de la Jara, en las inmediaciones del Molino de Barra y muy cerca de este punto, en el camino que conduce al Cortijo de San Agustín, por margas blancas con niveles de margocalizas silíceas y con sílex.

Hay que hacer constar que en ningún punto de esta hoja han aparecido sobre los materiales triásicos términos cretácicos más antiguos que los descritos en este epígrafe. Sin embargo, en la hoja de Campillos, al Sur del sector aquí estudiado, se ha datado el Albiense superior, en la base de estos materiales, en arcillas verdes con Belemnites y niveles intercalados de calizas margosas, ocasionalmente silíceas y con sílex. Ello supone que, a pesar de no haber sido identificados tales materiales en la hoja de Osuna, no pueda descartarse definitivamente su presencia. Lo mismo puede decirse del Paleoceno, que ha sido también reconocido en el mismo sector de la hoja de Campillos (Pernias) en margas arcillosas rojas y verdes con intercalaciones de margocalizas rosadas.

1.1.7.- Margas, calizas, calizas biodetríticas, areniscas calcáreas, arenas, brechas, olistolitos calizos. Luteciense a Burdigaliense. (T₂₂^{Aa} - T₁₂^{Ba}).

Estos materiales afloran en numerosos puntos de la hoja, a veces sobre los que acaban de ser descritos y en otras ocasiones directamente sobre los materiales triásicos. También aquí la secuencia debe ser reconstruída a partir de observaciones dispersas, pues no existe ningún corte en el que se encuentren superpuestos todos los términos.

El Eoceno medio (Luteciense) está representado en la carretera de Aguadulce a Martín de la Jara, al Sur del Molino de Barra, por margas amarillas que alternan con calizas detríticas que, en algunos niveles, son en realidad brechas calcáreas olistostrómicas; un poco más al Sur, en la Hacienda del Soldado, afloran margas blancas y niveles de arenas amarillas, de la misma edad (zona de Globorotalia bullbrookii).

El pequeño afloramiento situado al W del Cerro del Calvario, en el borde de la carretera Osuna-Martín de la Jara, en este mismo sector, muestra en la base una decena de metros de margas con intercalaciones de calizas y calizas margosas del Luteciense, sobre las que descansan calizas detríticas con muy escasos interestratos margosos del Oligoceno (20 metros) y areniscas calcáreas (5 metros) del Mioceno inferior.

Una secuencia comparable se encuentra en el Cerro de Espartales al SW de Aguadulce. Sobre los materiales triásicos descansa un paquete de unos 50 metros de potencia en el que predominan las margas de colores variados (blanco, crema, gris) con intercalaciones de calizas detríticas ocasionalmente brechoides del Luteciense. Sobre ellas, en los metros finales de la secuencia, predominan los niveles calizos de carácter marcadamente brechoide del Oligoceno.

El Eoceno superior está bien representado en un pequeño afloramiento situado al Sur de Pedrera, en el Km. 2,5 de la carretera a Martín de la Jara y que, como se ha señalado en páginas anteriores, ya había sido citado por COLOM (1936) y, más recientemente, por PEYRE (1974). A lo largo del

talud de la carretera, y directamente sobre los materiales triásicos, se reconoce una alternancia de margas, de colores blancos, verdes y amarillentos, y de calizas detríticas grises muy ricas en microfauna. El grosor de los bancos calizos oscila entre 15 y 40 cm., si bien uno de ellos alcanza un metro. Las capas margosas tienen un grosor equiparable, pero en la parte inferior de la secuencia hay un episodio netamente más potente que llega a los 7 metros. La potencia total observable es de 20 metros. Los niveles finales de margas amarillas han suministrado fauna del Eoceno superior (parte superior de la zona de **Globorotalia cerroazulensis**) y en la base se ha identificado la zona de **Globigerapsis mexicana**, también del Eoceno superior. Se puede adelantar que, entre estos niveles basales y los materiales triásicos sobre los que descansa el conjunto, se ha datado el Aquitaniense basal (parte inferior de la zona de **Globigerinoides primordius**) en margas de color gris amarillento.

El Oligoceno ha sido datado en brechas calizas olistostrómicas incluidas en formaciones margosas, en el borde NE de la hoja. Por su parte, el Oligoceno superior (Chatiense: zona de **Globigerina angulisuturali**) está representado en el relieve de Borreguita por margas arenosas amarillas con intercalaciones de areniscas calcáreas relativamente potentes (la potencia total es de 100 metros, aproximadamente). En este mismo sector, sobre los materiales del Oligoceno afloran margas de colores amarillentos del Aquitaniense (zona de **Globigerinoides primordius**). Es de resaltar que uno de los niveles Aquitanienses muestra una acentuada resedimentación de materiales del Eoceno medio.

En el Aquitaniense y Burdigaliense predominan las formaciones margosas, en las que las condiciones de afloramiento hacen difícil una estimación precisa de la potencia. En los extensos afloramientos situados al NE de Osuna se puede sugerir un valor próximo a los 200 metros. Estas formaciones margosas presentan intercalaciones de brechas olistostrómicas calizas en las que es muy abundante la microfauna. Las margas situadas en la base de los bancos brechoides han sido datadas del Aquitaniense en Cerro Sandino (al NE de Osuna) y otros relieves del sector, como en las proximidades del Cortijo de Aguilillas, o en la Casería de los Yolis, al NNE de Osuna, donde se ha puesto de manifiesto la zona de **Globigerinoides primordius** del Aquitaniense superior. La misma edad presentan los términos correspondientes en el borde NE de la hoja, donde en algunos puntos (al N del Cortijo de Lusitania) las margas alternan ocasionalmente con margocalizas arenosas grisáceas.

En otros casos, las margas tienen una edad Burdigaliense (zona de **Globigerinoides altiapertura**), como ocurre en el Cortijo de Gilenilla, al NW de Aguadulce, o al W del relieve de Canterones, al NW de Estepa. Las formaciones margosas del Burdigaliense del sector de la Hacienda del Soldado incluyen olistolitos de calizas jurásicas de tamaño hectométrico.

En las Viñas, al Sur de Osuna, en una complicada estructura, se han identificado:

- Eoceno medio: margas blancas y margas arcillosas amarillas, areniscas calcáreas, calizas detríticas y niveles de brechas olistostrómicas.
- Eoceno superior: margas amarillas con escasos niveles de brechas olistostrómicas.
- Oligoceno inferior: margas arcillosas amarillas, areniscas calcáreas amarillentas y brechas olistostrómicas de calizas con microfauna abundante, que llegan a ser predominantes respecto a los niveles margosos.
- Oligoceno superior: areniscas amarillas, areniscas calcáreas amarillentas, calizas detríticas grises con microfauna abundante, margas blancas y amarillas y niveles de brechas.

1.2.- SUBBETICO EXTERNO: UNIDAD DE LA SIERRA DE ESTEPA

El rasgo más notable de su secuencia estratigráfica es el carácter calizo de todos los materiales jurásicos lo que, unido a la situación de la unidad, permite su atribución al Dominio Subbético externo septentrional.

1.2.1.- Triásico (T_G)

No aparece en ningún punto en la base de los materiales jurásicos. Su presencia sólo ha podido ser puesta de manifiesto en un reducido afloramiento, asociado a una superficie de fractura, muy cerca y al Norte de Gilena, en el barranco que separa las elevaciones de Acebuchosa y La Víbora, en donde ha podido identificarse, a pesar de las deficientes condiciones de observación, la clásica asociación de arcillas rojas, yesos y carniolas.

1.2.2.- Dolomías. Lías inferior? (J_{11})

Afloran en la base (no se observa el muro) 10 metros de dolomías brechoides a las que suceden 30 m. de dolomías secundarias blancas o grises, generalmente masivas y en ocasiones laminadas. La atribución al Lías inferior se basa en su posición en la secuencia (en los primeros niveles calizos suprayacentes se ha datado el Lías inferior) y en la comparación con numerosas unidades subbéticas.

1.2.3.- Calizas micríticas, oolíticas y pisolíticas. Lías inferior a Oxfordiense inferior?. (J_{12} - J_{24})

Sobre las dolomías aflora un tramo calizo cuya potencia varía de unos puntos a otros entre 400 y 700 metros. El contacto corresponde al límite de una dolomitización secundaria por lo que es difuso y no coincide con la superficie de estratificación.

En los primeros cien metros de este tramo predominan las calizas grises y blancas, generalmente masivas, aunque en ocasiones en bancos de 10-30 cm.; micríticas y oolíticas. A continuación los niveles oolíticos se hacen más escasos a la vez que se encuentran los primeros niveles de calizas blancas a gris claro con oncolitos, con intercalaciones de calizas micríticas más oscuras; existen también paquetes potentes de calizas blancas masivas (20-30 metros) a las que siguen calizas grises tableadas. En los doscientos metros finales del tramo predominan netamente las calizas blancas masivas con oolitos y oncolitos, estos últimos a veces de gran tamaño (hasta 2 centímetros); se observan, sobre todo hacia el techo del tramo, superficies de interrupción. Este paquete culmina con un nivel de escasa potencia de calizas micríticas rosadas y verdosas con fauna de lamelibranquios y branquiópodos, relativamente abundantes en algunos puntos; el techo de este nivel corresponde a un "hard-ground".

El Lías inferior ha sido identificado en lámina delgada con *Paleodasyclus mediterraneus* en los primeros bancos calizos; mientras que, a partir de 10 metros por encima del contacto, se ha puesto de manifiesto la presencia de *Vidalina martana* y de *Laurania gr. deserta*.

El Dogger ha podido ser datado en este tramo, en lámina delgada, con *Protopeneroplis striata*, *Spiraloconulus perconigi* y *Lucasella cayeuxi*, en varias muestras a partir de los niveles situados a 70 metros por encima de la base del paquete calizo. PEYRE (1974), por su parte, puso de manifiesto con Braquiópodos el Bajociense Bathoniense, en calizas rosadas con *Encrinus*, y el Aalenense inferior.

1.2.4.- Calizas nodulosas, calizas brechoides y falsas brechas: Oxfordiense medio a Tithónico superior-Berriasiense. (J₃₁ - J₃₃).

Están representadas en un tramo de una potencia máxima del orden de 25 metros aunque comúnmente no aparecen en una misma vertical todos los términos. En efecto, son muy frecuentes en este tramo las superficies de interrupción.

En una secuencia completa, reconstruida a partir de las observaciones en varios puntos, se encontrarían en la base calizas nodulosas verdes y rojizas a las que siguen calizas nodulosas algo margosas y brechoides para terminar con un paquete de calizas nodulosas-brechoides rojas y amarillas con escasos interstratos margosos.

En este tramo se han datado con macrofauna (cf. CRUZ-SANJULIAN, 1974): Oxfordiense medio, zona de transversarium (*Holcophylloceras mediterraneum* (NEUM)). *Sowerbicerias tortisulcatum* (D'ORB), *Lytoceras* sp., *Trimarginites* sp., *Strebliticeras* sp., *Perisphinctes* sp., *Ellapidoceras* sp. *affinis*, *E. perarmatum* (SOW), *Gregoryceras* sp.), el Oxfordiense medio, zona de bi-

furcatus (*Sowerbicerias tortisulcatum* (D'ORB), *Lyticeras* sp., *Calliphylloceras* sp., *Trsmarginites stenorhynchus* (OPPEL), *Strebliticeras extern nodosum* (DORN), *Atractites* sp., *Gregoryceras* sp., *Dichotomoceras bifurcatus* (QUENST), el Oxfordiense superior, zona de bimammatum (*Sowerbicerias tortisulcatum* (D'ORB), *Epipeltoceras treptense* (ENAY), el Kimmeridgiense (*Protetragonites* sp., *Taramelliceras* sp., *Virgatosphinctinae* sp., *Aspidoceras binodus* (QUENST), *Aspidoceras* sp., *Nebroditis* (*Mesosimo3eras*) sm. cf. N. (M.) *rota* (BUCKHARDT) y el Tithónico (*Phylloceras* sp., *Ptychophylloceras* sp.). PEYRE (1974) identifica un Kimmeridgiense terminal subzona de setatum *Taramelliceras pugilis* (NEUMAYR) y *T. subpugile* (FONT). En lámina delgada se han identificado el Kimmeridgiense y el Tithónico superior (zonas A-2 y A-3); PEYRE (1974), por su parte, puso también de manifiesto el Berriasiense con *Calpionellas*.

Es de resaltar que en algunos puntos, los niveles terminales de este tramo de calizas brechoides y "falsas brechas" descansan directamente sobre las calizas oolíticas mediante un "hard-ground" glauconítico. La superficie de contacto, irregular, parece responder entonces a un "Karst" probablemente submarino. En la base de la formación suprayacente son relativamente numerosos los cantos de calizas oolíticas.

Es probable que falte el Oxfordiense inferior y parte del Oxfordiense medio como ha evidenciado SEQUEIROS (1972) en varios puntos de la Zona Subbética.

1.2.5.- Margocalizas y margas grises, margas arcillosas verdes y rojas (ocasionalmente con yesos). Cretácico inferior. ($1C_1$).

En la base predominan los niveles margosos grises y amarillentos. Hacia arriba se intercalan niveles de margocalizas grises y margas de color grisáceo y, ocasionalmente, verdosos. Son abundantes los nódulos piritosos y la macrofauna. El Albiense superior, datado con microfauna, presenta las facies de margas arcillosas y arcillas verdes y rojas, con yesos secundarios, relativamente abundantes, y niveles intercalados de calizas margosas grises.

Han sido identificados, además el Valanginiense inferior (*Kilianella* sp.), el Valanginiense medio-superior a Hauteriviense inferior (*Phyllopachyceras* sp., *Protetragonites* sp., *Bochianites* sp., *Neocomites* sp., *Neolissoceras* sp., *Olcostephanus* sp., *Lyticoceras* sp.—, Hauteriviense superior (*Anahumulina* sp.), el Barremiense inferior (*Barremites* sp., *Phyllopachyceras infundibulum*, *Valdedorsella* sp., *Pulchellia* sp., *Subpulchellia* sp., *Spitidiscus* sp.), el Barremiense medio-superior (*Pachyceras infundibulum*, *Costidiscus rektivostatus* D'ORB), el Aptiense superior-Albiense (*Hedbergella planispira*, *Hedbergella trocoidea*, *Globigerinelloides* sp.), el Albiense medio (*Hosplites* sp.) y el Vraconiense con *Turrilites* (*Bergericeras*) sp., y *Puzosia* sp.

PEYRE (1974) cita la existencia, fuera de los límites de la hoja, de materiales del Cretácico inferior que descansan directamente sobre calizas con *Enocrinus* y *Braquiópodos* del Aaleniense inferior, de modo que en el análisis detallado del contacto se encuentran rellenando "cavidades" excavadas en los materiales infrayacentes.

La complejidad estructural y las condiciones de afloramiento hacen difícil una evaluación precisa de la potencia total de este tramo. El valor máximo puede ser próximo a los 400 metros. Conviene advertir que en amplios sectores del borde Sur de la Sierra de Estepa, el Cretácico inferior llega a faltar por completo, de modo que son los materiales del Cretácico superior o incluso el Paleógeno los que descansan directamente sobre las calizas jurásicas.

1.2.6.- Margas y margocalizas blancas y rosadas, con sílex en algunos niveles. Cretácico superior a Paleoceno. (C₂ - T₁).

Se trata de un conjunto bastante monótono en el que alternan margas, margocalizas y calizas margosas, frecuentemente tableadas, de color blanco, rosado o francamente rojo, ocasionalmente con sílex ("capas rojas").

Este tramo comienza con margas blancas que alternan con margocalizas silíceas y con sílex del Cenomaniense (zona de *Rotalipora greenmornensis*); en niveles de margocalizas y margas blanco-grisáceas y margas rojas se ha datado el Cenomaniense superior. El Cenomaniense terminal está representado por margas blancas con calizas margosas tableadas en bancos centimétricos y calizas margosas blancas en bancos decimétricos en los que o faltan o son muy escasas las intercalaciones margosas. El Turoniense inferior se ha identificado en niveles muy finos (aproximadamente del orden del centímetro) de margas blancas intercaladas en margo-calizas tableadas del mismo color, a las que siguen margocalizas rosadas con escasas intercalaciones margosas. En el Coniaciense predominan las margas rosadas; la zona de *Globotruncana schneegansi* ha sido puesta de manifiesto en margas rosadas con intercalaciones muy finas, centimétricas de margocalizas rosadas. En el Santoniense predominan también los niveles de margas y margocalizas rosadas, mientras que el Campaniense superior ha sido datado en niveles de margocalizas blancas y rosadas con intercalaciones margosas. En el borde Sur de la Sierra de Estepa se ha datado el Campaniense en margas y margocalizas blancas que descansan directamente sobre las calizas jurásicas. El Maastrichtiense inferior (zona de *Rugotruncana subcircumnodifer*) está representado por margas rosadas y margocalizas rojas, y rosadas, mientras que en niveles de margas francamente rojas que alternan con margocalizas rosadas, se ha puesto de manifiesto la zona de *Globotruncana gansseri*. PEYRE (1974) cita la presencia del Paleoceno (e incluso el Ypresien-se) en margocalizas y margas en facies comparables.

La potencia estimada para todo el tramo es del orden de 250 metros, si bien esta cifra sólo tiene un valor relativo habida cuenta la complejidad estructural observada.

1.2.7.- Margas, areniscas calcáreas calizas, calizas detríticas y calizas brechoi-des. Eoceno a Burdigaliense. (T₂₁^{Aa} - T₁₂^{Ba}).

Si bien este tramo aparece al Norte y Noroeste de la Sierra de Estepa sobre los materiales del Cretácico superior-Paleoceno que acaban de ser descritos, existen varios afloramientos en los que descansan directamente sobre diversos términos del Jurásico y del Cretácico.

En uno de estos afloramientos, en los que es indiscutible el carácter transgresivo, como el relieve del Castillo de Estepa, se ha identificado el Eoceno inferior, medio, superior y el Oligoceno en una secuencia en la que alternan en la base margas y calizas margosas para pasar hacia arriba a predominar las calizas biodetríticas.

La sucesión termina en este punto con niveles brechoideos cuyos cantos, subangulosos a subredondados, están constituidos predominantemente por calizas jurásicas.

En las inmediaciones del Cortijo del Viso se ha podido reconocer la presencia del Eoceno medio (parte basal: zona de *Hantkenina aragonensis*) en niveles margosos intercalados entre calizas detríticas.

El Oligoceno ha sido identificado en niveles de calizas detríticas, mientras que el tránsito Oligoceno superior-Aquitaniense está representado por areniscas calcáreas y calizas detríticas en el seno de formaciones predominantemente margosas. La secuencia termina con margas, de color crema del Burdigaliense.

Las condiciones de afloramiento no permiten un análisis detallado de la secuencia, cuya potencia puede estimarse del orden del centenar de metros.

1.3.- SUBBÉTICO MEDIO: UNIDAD DE LA SIERRA DE LOS CABALLOS.

Como ya se ha indicado anteriormente, la atribución de esta Unidad al Subbético medio está basada fundamentalmente, además de en su situación, en la presencia de materiales margosos en el Jurásico.

En el área de la hoja de Osuna no afloran todos los términos de esta secuencia y las condiciones de observación son netamente desfavorables; el único corte en el que puede establecerse la sucesión se encuentra más al Sur, en la Hoja de Campillos, y en él se basa la descripción que sigue.

Tampoco aquí aflora el Trías en la base de los materiales jurásicos.

1.3.1.- Dolomías, Lías inferior (J_{11} - J_{12})

Constituyen prácticamente la totalidad del relieve de la Sierra.

La base del Jurásico se caracteriza por una sucesión de dolomías que en la Sierra de los Caballos presentan un considerable espesor (probablemente más de 300 m.) en el que se han estudiado los 120 metros superiores.

En la parte basal, no incluida en la columna, se han visto algunas brechas asociadas a las dolomías.

En ocasiones aparecen restos bioclásticos más o menos dolomitizados (gasterópodos, lamelibranquios, equinodermos) y estructuras orgánicas (bioturbación, porosidad fenestral) que indican un origen somero para el conjunto del episodio dolomítico.

La parte más alta presenta un importante sistema cárstico subactual desarrollado en relación con un sistema de fracturas.

Todas estas características hacen que se pueda precisar poco acerca del medio de depósito, aunque hay evidencias suficientes para asegurar que se trata de un medio marino somero, probablemente algo restringido, originalmente con depósito calcáreo que se ha transformado en dolomía por procesos posteriores.

La carencia de fauna condiciona que la atribución al Lías inferior se base en su posición en la secuencia y en la correlación con otros sectores de la zona Subbética.

1.3.2.- Calizas con niveles dolomíticos. Lías inferior-medio?.

No afloran en el área de la hoja. (véase hoja de Campillos, 1.022).

1.3.3.- Margocalizas grises-amarillentas con "pistas". Lías medio y superior?. (J_{12} - J_{14}).

Durante el Lías Medio y superior, en la parte axial de la plataforma jurásica se depositan facies relativamente más profundas en las que se mezclan los restos del lavado de plataforma con organismos bentónicos autóctonos (esponjas) y planctónicos, y margas.

Este conjunto bastante desarrollado, no ha podido estudiarse con extensión, sólo son accesibles a la observación en el citado corte unos 20 metros de estos materiales. Sin embargo, las condiciones topográficas permiten suponer que la potencia total del tramo es de, al menos, 200 metros, aunque esta cifra debe ser considerada con reservas.

En este sector estos materiales sólo han suministrado lamelibranquios de pequeño tamaño indeterminables, "pistas", verosíblemente de gusanos, y un gasterópodo silicificado. Sin embargo, la atribución al Lías medio y superior

está justificada, pues materiales idénticos en los Picos de Almadenes (hoja de Campillos) han suministrado fauna de Ammonites que han permitido poner de manifiesto varias zonas del Toarciense: el Toarciense inferior (zona de serpentinum) con *Hildaites* sp., el Toarciense inferior o medio con *Pseudoliceras* sp. y *Harpoceras* sp., el Toarciense superior (zona de fallaciosum) con *Pseudogrammoceras* gr. *fallaciosum* (BAYLE) y la parte alta del Toarciense superior (zona de aalensis) con *Dumortieria* gr. *costula* (REINECKE).

1.3.4.- Calizas brechoides parcialmente dolomitizadas. Aaleniense?. (J₂₁ - J₂₂).

Aunque, una vez más, las condiciones de observación no permiten una comprobación rigurosa al respecto, parece que la potencia de este tramo, que alcanza un valor máximo del orden de 50 metros en la hoja de Campillos, disminuye progresivamente hacia el NE, hasta llegar a desaparecer en el borde meridional de esta hoja.

Se trata de dolomías masivas con estratos gruesos a muy gruesos, irregulares, discontinuos lateralmente en los que en ocasiones se pueden identificar contactos erosivos y estratificaciones cruzadas. Están afectadas por una intensa brechificación asociada a la dolomitización y otra posterior de origen probablemente tectónico, lo que impide el análisis preciso de la sucesión de facies, siendo las observaciones de carácter puntual.

Las microfacies más características que se han visto son grainstones y packstones de oolitos, (predominante), wackestones bioclásticos, packstones y wackestones de pelets, a veces con porosidad fenestral y laminaciones de algas.

Todos estos criterios son suficientes para reconocer un medio máximo somero, con alternancia, probablemente cíclica, entre facies de alta energía (barras y/o canales oolíticos) con otros de zonas más protegidas llegando al medio intermareal (dispelets, laminaciones de algas).

Por comparación con facies similares en otros puntos, y teniendo en cuenta la rápida variación lateral de espesor que presenta el conjunto, podemos pensar que el elemento generador de la secuencia son las barras oolíticas que producen una zona de sombra con alta productividad. Esto implica además una subsidencia diferencial bastante activa en la zona.

Hacia el techo de la secuencia aparece una zona probablemente sideritizada que puede corresponder a una interrupción de la sedimentación con formación de "hard-ground". Las condiciones del afloramiento no han permitido asegurarlos totalmente.

Sólo la presencia de "filamentos" permite suponer la edad Dogger. Por otra parte, el carácter brechoide y la presencia de niveles con facies próximas a "turbiditas calizas", podría correlacionarse con las facies del Aaleniense en sectores más orientales del Dominio Subbético Medio (Zegrí y Colomera).

1.3.5.- Margas, margocalizas silíceas y con sílex. Dogger?. Malm. (J₂₁ - J₃₃).

Consisten en una alternancia de calizas y margas claras con abundantes radiolarios calcitizados y filamentos, y frecuentes nódulos y capas de chert.

La secuencia ideal característica presenta una base suavemente erosiva con una cierta gradación de los componentes bioclásticos. Cerca de la base se encuentran calizas packstone de radiolarios fragmentados bioclásticos finamente triturados y filamentos muy poco rotos y ordenados en muchas ocasiones por procesos de tipo turbulento. Muy frecuentemente aparece una intensa bioturbación creada por organismos comedores de sedimento. Es frecuente también la materia orgánica y los óxidos de hierro, indicadores de una diagénesis en medio restringido.

Este tipo de facies pasa gradualmente a calizas wackestone más arcillosas, en las que predominan los bioclastos fragmentados y donde pueden aparecer ammonites. La bioturbación está más irregularmente repartida y permite que en ocasiones se conserve laminación flaser. Pueden aparecer estructuras indicadoras de descompensación entre la velocidad de sedimentación y la cementación (nodulosidad diagenética, costras) debidas a sedimentación muy lenta.

El último término son margas más o menos calcáreas a las que se pasa gradualmente desde las facies anterior por un aumento en el contenido de arcillas.

El depósito se realiza en condiciones de plataforma cerrada, por debajo del nivel de acción de la ola aunque aparecen corrientes capaces de remobilizar parcialmente el sedimento. En cualquier caso, a pesar de que las aguas son suficientemente cálidas, no llegan aportes procedentes de una plataforma carbonatada, sino que la mayor parte de los organismos son planctónicos. Este hecho, puede explicarse porque la plataforma se encuentra a una distancia suficientemente grande, o sencillamente porque ésta no existe o está muy reducida, realizándose la sedimentación en zonas relativamente profundas, pero dentro de la plataforma, con paso brusco a una zona emergida o sin producción de carbonatos.

La abundancia de radiolarios se puede explicar por la existencia de emanaciones volcánicas en algún punto de la cuenca que no tiene que estar necesariamente próximo, lo que produce el necesario enriquecimiento en sílice.

Otro de los componentes característicos a pesar de encontrarse en pequeños porcentajes son los granos de colofana. La asociación de altas cantidades de sílice con los fosfatos es característica, aunque no exclusiva de la presencia de "upwellings", entrada de aguas profundas por corrientes ascendentes que producen una alta concentración de organismos planctónicos y nectónicos.

La presencia de filamentos barbados en lámina delgada permite suponer la presencia del Dogger en la parte basal del tramo. Hay que advertir que en los Picos de Almadenes (hoja de Campillos), se ha encontrado un ejemplar rodado de *Otoites* sp. que aseguraría la presencia del Bajociense inferior.

En lámina delgada se ha identificado en el área de la hoja, el Tithónico superior en facies de margocalizas con sílex.

Aunque dentro de la hoja de Osuna sólo son observables en corte cinco metros de estos materiales que descansan sobre los del tramo anterior. Sin embargo, la potencia real debe ser, a juzgar por las condiciones topográficas, del orden del centenar de metros.

1.3.6.- Margocalizas y margas grises. Cretácico inferior. (2 C₁).

Presentan una facies comparable a la ya descrita en la Sierra de Estepa. Se trata de niveles de margocalizas y margas, generalmente grises, aunque el color en superficie sea generalmente amarillento o blanquecino. Suministran una fauna de ammonites, relativamente abundante en algunos niveles, que han permitido poner de manifiesto: el Berriasiense con *Berriasella* sp., el Valangiense superior-Hauteriviense inferior con *Phylloceras velladae* (MICH), *Bochianites* sp., *Neolissoceras* sp., *Olcostephanus* sp. y *Lyticoceras* sp. el Barremiense, con *Leptoceras* sp., *Metahoplites* sp., *Barremites* sp., *Crioceratites* cf. *rogeri* SARK y *Phyllopachyceras infundibulum*, y un posible Aptiense con *Phylloceras* sp. *Desmoceratidae* (pequeños fragmentos) y un molde pequeño de *Phycoceras* sp., que sería el término más alto reconocido en la secuencia de la Sierra de Los Caballos.

La potencia observable de estos materiales es del orden de 200 metros.

1.4.- MATERIALES POST-MANTOS

1.4.1.- Terciario. (T₁₁^{Bb}).

1.4.1.1.- Langhiense.

El afloramiento más importante de estos materiales se encuentra en el borde NE de la hoja. Predominan netamente las margas grises, algo arenosas, compactas, y las margas blancas. Existen niveles delgados de calizas detríticas, aunque las condiciones de afloramiento no permiten conocer su situación precisa en la secuencia. Se ha reconocido la existencia, en relación con estos materiales, de muy escasos bloques discontinuos decamétricos de brechas olistotrómicas calizas.

La potencia total mínima estimada es de 50 metros. En el único corte en que se puede realizar un muestreo continuo, de unos 20 metros, en su totali-

dad en materiales margosos, se han identificado, de abajo a arriba, las siguientes subzonas del Langhiense inferior, según la zonación establecida por MOLINA (1979): zona de **Praeorbulina glomerosa curva** (subzonas de **P. transitoria** y de **P. glomerosa circularis** y la zona de **Orbulina**, equivalente a la zona N9 de BLOW.

El carácter postmanto de estos materiales está confirmado por el hecho de que descansan sobre términos de distintas edades de la secuencia del Subbético externo de la Sierra de Estepa, y sobre materiales triásicos, cretácicos y terciarios atribuidos al Manto de Antequera-Osuna.

1.4.1.2.- Serravaliense. (T_{12}^{Bb} - T_{11}^{Bc}).

Está representado en los alrededores de Osuna por un paquete margoso de unos 80-100 metros de potencia.

La litología corresponde a margas grises, blancas o amarillentas, generalmente algo arenosas y compactas, con escasos horizontes de margas arcillosas. Son frecuentes los niveles en los que las margas aparecen finamente laminadas.

No existen en esta formación términos más antiguos del Serravaliense, ya que aparece desde la base **Globorotalia gr. menardi** D'ORB. Sin embargo, las margas arenosas del techo de la formación, en el contacto con las areniscas calcáreas del relieve de Canteras (Osuna), pertenecen al Tortoniense (CRUZ-SANJULIAN, 1974).

1.4.1.3.- Tortoniense superior-Messiniense. (T_{11}^{Bc} - T_{12}^{Bc}).

En el sector de Pedrera y Gilena aflora un paquete esencialmente margoso, cuya potencia se puede estimar en, aproximadamente, un centenar de metros. Predominan las margas y margas arcillosas grises, verdosas y amarillentas, compactas, de fractura concoide (disyunción más o menos esférica). Los levigados realizados han puesto de manifiesto la presencia del Tortoniense superior (zona de **Globorotalia acostaensis**) y del Messiniense (zona de **Globorotalia mediterranea**).

Sobre el paquete margoso afloran, al Sur de Pedrera, niveles de arenas y areniscas cuarzosas con una potencia del orden de la veintena de metros; sin embargo, en otras ocasiones, en particular al E de Pedrera, los horizontes detríticos, que incluyen areniscas calcáreas bioclásticas muy compactas, de 2-3 metros de potencia, parecen tener un carácter lenticular y estar incluidos en el paquete margoso.

En los cerros de Acebuchares, al SW de Gilena, en la base de esta formación, pero también en otros puntos, aflora una veintena de metros de calizas finamente brechoides que, en algunos niveles, tienen un aspecto oolítico. Es

de destacar el carácter de algunas muestras de brecha poligénica con cantos de distintas edades y facies (Jurásico superior, Cretácico superior, etc.). Aunque no han podido ser datados con precisión, su posición sugiere atribuirlos a la base de esta formación, sin que dicha hipótesis esté avalada por argumentos paleontológicos decisivos.

Finalmente, en el cerro de Canteras, en Osuna, y en el de Canterones, al NW de Estepa, afloran calcarenitas bioclásticas que pueden ser atribuidas al Tortoniense superior-Messiniense.

En ambos casos la potencia es del orden de 25 metros.

En Osuna predominan las calcarenitas bioclásticas de grano grueso y muy grueso, con estratificación media, cruzada planar de gran escala y bajo ángulo.

En Canterones es de destacar la abundancia de fauna (lamelibranchios, equínidos, corales, etc.) en niveles de calcarenitas bioclásticas de grano grueso y muy grueso. La estratificación es de media a fina y cruzada. Existen también niveles de conglomerados, con cantos poco redondeados y estratificación masiva.

1.4.2.- Cuaternario

Son muy abundantes y variados los depósitos Continentales, que recubren de forma discordante a todos los materiales anteriores. Dicho conjunto se ha subdividido por sus características litológicas y geomorfológicas en los siguientes grupos:

- Terrazas antiguas.
- Conos de deyección.
- Formaciones edáficas y costras de exudación.
- Coluviones y derrubios de ladera.
- Llanuras aluviales y terrazas recientes.
- Fondos de vaguada recientes.

1.4.2.1.- Terrazas antiguas (Q₂ T).

Se han podido distinguir varias terrazas fluviales a lo largo de los cauces actuales de los arroyos Peinado y Soldado, en el tercer cuadrante de la hoja. También una pequeña terraza colgada al N de la carretera Osuna-Estepa cerca ya de ésta segunda localidad (primer cuadrante). Estas terrazas y otras más pequeñas que frecuentemente aparecen colapsadas, así como las enormes extensiones de llanuras aluviales y terrazas conectadas a ellas, parecen en su conjunto constituir un Complejo Sistema de Niveles de terrazas fluviales, relacionadas con las del Río Guadalquivir. Que discurre más al N y NW de la hoja y del que son tributarias todas las Cuencas hidrográficas de la hoja.

Las terrazas tienen una potencia de 1 a 2 m. estando constituidas por conglomerados de matriz margosa y cantos principalmente calcáreos, redondeados a subredondeados, moda 3 cm. y centil 12 cm.

1.4.2.2.- Conos de deyección. (Q₂ cd)

Los más importantes de la hoja se disponen en las laderas Oeste del cauce del río Blanco, que fluye sensiblemente S-N en el Centro de la hoja.

Se apoyan sobre la llanura aluvial de dicho río y están constituidos por materiales finos: Margas areno-arcillosas, que a veces engloban trozos de Costras calcáreas y cantos fundamentalmente de caliza y margo-caliza.

1.4.2.3.- Formaciones edáficas y costras de exudación. (Q₂ E)

Aparecen con gran profusión en toda la superficie de la hoja, debido principalmente a la abundancia de rocas blandas, la escasa dinámica del relieve y la aridez del clima. En el mapa se han representado solo donde su potencia alcanza gran espesor ó dificulta enormemente la observación de los materiales infrayacentes.

En general es muy frecuente sobre los materiales terciarios y cuaternarios (de los diferentes dominios), encontrar una situación calcárea, que llega alcanzar los 2 m. de potencia, compuesta por una masa pulverulenta, cuya parte superior forma una costra compacta. Dicha costra puede sobrepasar 2 metros de potencia y tener gran dureza.

1.4.2.4.- Coluviones y derrubios de ladera (Q₂ C).

No presentan gran desarrollo ni grandes potencias, pero si alcanzan bastante extensión en la vertiente Sur de la Sierra de Estepa y en la ladera N de la Sierra de Caballos. Tienen su origen en la ruptura del equilibrio de los taludes de dichas Sierras. La naturaleza de estos depósitos está íntimamente relacionada con la de los relieves junto a los cuales se desarrollan, estando generalmente constituidos por cantos angulosos y subangulosos, calcareo-dolomíticos, y matriz margo-arcillosa. Es un material mal clasificado y poco compactado.

1.4.2.5.- Llanuras aluviales y terrazas recientes. (Q₂ Al-T).

Constituidos fundamentalmente por arenas, margas y gravas de la erosión fluvial; son por tanto depósitos heterométricos y bastante homogranulares, con clastos calcáreos, procedentes de la erosión de los materiales sedimentarios que afloran en la Región.

Estos depósitos alcanzan considerable extensión en todo el NW de la hoja, llegando a conectarse a través de las hojas vecinas con los grandes depósitos cuaternarios y fluviales de la Depresión del Guadalquivir.

Llegan a alcanzar potencias considerables, sobrepasando en algunos puntos de los cauces del arroyo Peinado y del río Blanco, los 5 m. de espesor.

1.4.2.6.- Fondos de vaguada recientes (Q_2 Alr)

En los actuales cauces de los ríos y arroyos que discurren por la Región se forman con frecuencia pequeños depósitos de fangos y arenas-margosas producto de la erosión reciente y de la acusada variación estacional en la Región. Estos depósitos tienen en general granulometría fina y pocos cantos. La potencia de estos depósitos es muy variable, la presencia de redes de muy distinta jerarquía y la ausencia de puntos que permitan el control de espesores, impiden precisar la potencia de estos depósitos. De todas formas y teniendo en cuenta otros factores, como los caracteres morfológicos de los Valles, se puede estimar que varían entre 0,30 m. y 2 m. de espesor siendo su máximo desarrollo en el río Blanco y en los arroyos Salado, Peinado, Salado de Pedrera, De Ribera y Granados.

Se han incluido también en este epígrafe las terrazas bajas (1-2 metros) del Río Blanco y del Arroyo Peinado que por sus pequeñas dimensiones no han sido diferenciadas en la Cartografía.

2.- TECTONICA.

2.1.- ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE ESTEPA.

La estructura corresponde en síntesis a un domo anticlinal vergente al Norte. Esta vergencia se manifiesta en la existencia de fallas inversas de la que la más patente es la que superpone las calizas jurásicas sobre los materiales del Cretácico inferior al SW de Estepa.

Si la estructura es simple en conjunto, presenta, sin embargo, ciertas complicaciones en el detalle. Existen, por ejemplo, buen número de pliegues cuyas direcciones no coinciden con el alargamiento máximo ($N 80^{\circ} E$) de la estructura. Gracias a la presencia de afloramientos de calizas nodulosas se identifican pliegues de dirección $N 40^{\circ} W$, $N 15^{\circ} W$ y $N 15^{\circ} E$, entre los más importantes. En algunos casos, la coexistencia de pliegues con más de una de estas direcciones origina una disposición muy próxima a la que puede considerarse estructura en "caja de huevos". En el borde SE de la masa caliza, en buena parte fuera de los límites de la hoja, existe una zona de pliegues apretados, de dirección aproximada $N 60^{\circ} E$, y escamas de vergencia al NNW.

Las estructuras de plegamientos en los materiales blandos del Cretácico y Terciario es notablemente más compleja y difícil de analizar, en virtud, sobre todo, de las condiciones de afloramiento. Son numerosos los pliegues de escala hectométrica y decamétrica, entre los que no son raros los de dirección cercana a la N-S. Sin embargo, la distribución cartográfica de estos materiales refleja que en conjunto adoptan la ya aludida estructura en domo.

Es de resaltar que, al margen de esta normal diferencia de comportamiento, resultado de la distancia competencia, ningún argumento milita en favor de un despegue generalizado entre los materiales jurásicos y cretácicos, que se encuentran en contacto normal, más o menos retocado, en buena parte de la estructura y, en particular, en el borde NE (cf. PEYRE, 1974). Del mismo modo, exceptuadas las complicaciones estructurales a que se ha hecho referencia, la distribución cartográfica de los materiales respectivos no evidencia tampoco un despegue importante entre Cretácico inferior y Cretácico superior-Terciario que, por el contrario, aparecen en continuidad.

Esto no ocurre, sin embargo, en el borde Sur de la estructura, en el que hay que adelantar que las observaciones que es factible realizar son menos numerosas, debido a la presencia de materiales neógenos discordantes y a una nada despreciable formación de suelos. A pesar de ello se puede asegurar que faltan términos de la secuencia, de tal modo que el Cretácico inferior llega a descansar directamente sobre materiales del Aalenense (PEYRE, 1974); otro tanto puede decirse del Cretácico superior y Paleógeno que llegan a superponerse a los materiales jurásicos. Observaciones similares pueden realizarse también en el borde Norte de la estructura, donde existen afloramientos del Paleógeno y de capas rojas sobre distintos términos del Cretácico inferior. Parece verosímil que estos hechos puedan interpretarse en el marco de una posible estructuración precoz, que quizá no se ajena a la halocinesis de los materiales triásicos de la base de la secuencia subbética. Por otra parte, el estudio de sectores más meridionales permite suponer la existencia de una tectónica anterior al Cretácico superior, lo que estaría en consonancia con datos de muy diversas procedencias (cf. CRUZ-SANJULIAN, 1974). A todo ello cabría añadir que, durante el Jurásico, el depósito de los materiales de la Sierra de Estepa se realizó en un medio somero con frecuentes interrupciones en la sedimentación, que llegan a emersión, de distinta duración.

Las direcciones de fractura predominantes en la Sierra de Estepa son $N30^{\circ}$ - $60^{\circ}W$, $N40^{\circ}$ - $70^{\circ}E$, y, aproximadamente, N-S.

En relación con una de estas últimas existe un afloramiento diapírico de materiales triásicos, de muy pequeña extensión, al NNW de Gilena, muy cerca de la población.

2.2.- ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE LOS CABALLOS.

La reducida superficie ocupada en la hoja de Osuna por materiales de esta unidad justifica que la correspondiente descripción estructural sea muy breve.

Únicamente cabe resaltar la vergencia al NW de la estructura, evidenciada por la falla inversa que superpone las dolomías de la base de la secuencia sobre otros términos jurásicos; al mismo tiempo, se advierte una inversión en el borde Norte de los afloramientos calizos y dolomíticos.

Por lo demás, los materiales del Jurásico medio y superior y del Cretácico inferior, abstracción hecha de complicaciones de detalle, buzan en conjunto hacia el NW, donde los más recientes contactan con los materiales triásicos atribuidos al Manto de Antequera-Osuna.

En cuanto a las relaciones entre Subbético Externo y Medio, nada se puede asegurar a partir de datos procedentes del área de la hoja. Sin embargo, tanto las vergencias observadas como los datos de áreas próximas sugieren que existe un corrimiento hacia el Norte de estos elementos subbéticos.

2.3.- ESTRUCTURAS EN EL MANTO DE ANTEQUERA-OSUNA.

La estructura en los materiales triásicos de esta Unidad es muy difícil de analizar en función de la mala calidad de los afloramientos y de la escasa representatividad de las observaciones puntuales, que rara vez pueden extrapolarse. La razón de ello hay que buscarla en el peculiar comportamiento mecánico de dichos materiales, que da lugar a dispositivos sumamente complicados.

Por el contrario, las estructuras sinformes que albergan en el núcleo los materiales del Cretácico superior y Terciario, presentan una mayor continuidad y su dirección es en muchas ocasiones, próxima a N 60° E.

Aunque estas estructuras sinformes pueden presentar en el detalle una notable complejidad, son manifiestas las diferencias con el estilo tectónico del sustrato triásico, como evidencia, por ejemplo, el trazado de los contactos correspondientes. Por otra parte, e incluso en un mismo afloramiento, varía de unos a otros puntos la edad de los materiales en contacto con el Trías. Todo parece apuntar a la existencia de un despegue entre ambos conjuntos, de modo que los contactos en cuestión estén en su mayoría más o menos mecanizados.

2.4.- RELACIONES ENTRE LOS MATERIALES TRIASICOS Y LAS UNIDADES DEL SUBBETICO EXTERNO Y SUBBETICO MEDIO.

Esta cuestión es, sin duda, la más controvertida de las que se plantean en el área de la Hoja y, como ya se comentó en el capítulo de Introducción, ha sido tratada por buen número de autores desde principios de este siglo.

La primera disyuntiva que cabe considerar es si estos materiales triásicos constituyen la base estratigráfica, autóctona, por tanto, de las Unidades del Subbético externo y del Subbético Medio. En esta hipótesis, y habida cuenta que las estructuras en la Sierra de Estepa y la de los Caballos son claramente antiforales, sería necesario admitir que existe un "rabotage basal" ("cepillamiento basal"), en el sentido de FALLOT (1948), compartido más tarde por CHAUVE (1968), de modo que todos los términos de la secuencia, cualquiera que sea su edad, descansan directamente sobre los materiales triásicos según un contacto más o menos horizontal. Esta hipótesis no está confirmada en la Hoja de Osuna por ningún hecho de observación y, aún admitiendo que las condiciones de afloramiento no son muy favorables, debe reseñarse que allí donde pueden aplicarse los criterios utilizados clásicamente, sugieren lo contrario, es decir, que los materiales más modernos de ambas unidades buzcan hacia el Trías y se hundan bajo éste. Por otra parte, los sondeos con fines hidrogeológicos realizados en el borde Sur de la estructura, no lejos de los afloramientos de materiales triásicos, han atravesado varios centenares de metros de calizas jurásicas (bajo los materiales cretácicos y terciarios) cuando, según esta hipótesis, el Trías debería encontrarse, en virtud del supuesto cepillamiento basal, cerca de la superficie.

Por otra parte, y al margen de las consideraciones anteriores, en esta hipótesis sería necesario explicar la presencia de materiales cretácicos y terciarios directamente sobre el Trías. Estas superposiciones fueron interpretadas por FOUCAULT (1964) como los efectos de una "ablación basal", según la cual las capas competentes jurásicas, después de fragmentarse en bloques, se deslizaban sobre el sustrato triásico separándose, de modo que la coherente margosa incompetente del Cretácico y Terciario se concentraba disarmónicamente en las zonas sinclinales. Esta hipótesis implicaría una distensión y estiramiento de los materiales margosos, a parte de otra serie de objeciones ya expuestas por CHAUVE (1968, pg. 308-309). Este último autor (cf. CHAUVE, pg. 310) explica tales superposiciones a partir de un despegue entre Jurásico-Cretácico inferior y Cretácico superior-Terciario, a favor de los niveles margosos del Cretácico medio; de este modo, una vez plegada la serie subbética en anticlinales con "cepillamiento basal", los términos del Cretácico superior y Terciario se deslizarían hasta superponerse al sustrato triásico. A este respecto cabe matizar que:

- a) no hay pruebas de las etapas intermedias que necesita invocar CHAUVE (op. cit.) para llegar a la existencia de anticlinales cepillados basalmente aislados sobre un sustrato triásico continuo.
- b) aún en el caso de que existieran, probablemente se deberían de encontrar, entre el Trías y los jirones de Cretácico superior y Terciario deslizados sobre él, los efectos de todos los acontecimientos intermedios.
- c) si el mecanismo es único y está condicionado por la existencia de un nivel de despegue muy concreto (el Cretácico medio), no se explica como en numerosos afloramientos falta todo el Cretácico superior y otros términos más recientes, de modo que en unos casos el Eoceno y en otros el Oligoceno o el Mioceno inferior descansan directamente sobre los materiales triásicos.
- d) Es un hecho que deberían subsistir en alguna parte los anticlinales cepillados con materiales del Jurásico superior y Cretácico inferior que hubieran perdido, por este complejo mecanismo, su cobertera del Cretácico superior-Terciario. Habida cuenta que el deslizamiento sería gravitatorio, sería necesario que existiesen amplias zonas antiformes (suficientes para suministrar los extensos afloramientos de Cretácico y Terciario), constituidos por materiales más competentes que el Trías (Jurásico y Cretácico inferior) y a mayor cota que éste (para permitir el deslizamiento). Dado que el deslizamiento hubo de ser posterior al Burdigaliense (que forma parte de las coberteras supuestamente deslizadas), habría que explicar como en el lapso comprendido entre el Langhiense y la actualidad, han desaparecido esos anticlinales constituidos por materiales competentes, que inicialmente coronaban los paleorelieves, mientras subsisten extensas superficies ocupadas precisamente por los materiales blandos que ya constituían, además, las zonas deprimidas.
- e) en la única unidad subbética del sector (Sierra de Estepa) en que se reconoce una secuencia desde el Trías al Mioceno inferior, todos los términos de la secuencia son solidarios y ésta puede ser analizada, con las complicaciones estructurales de menor orden comentadas en su momento, sin que exista ningún otro argumento en favor de un despegue generalizado a nivel del Cretácico medio.

Por todas las razones apuntadas parece que esta hipótesis no explica satisfactoriamente la superposición del Cretácico superior y Terciario sobre el Trías. Por otra parte, en todas las hipótesis esquematizadas hasta aquí, en las que el Trías es autóctono, cabría preguntarse como se explica que el zócalo se encuentre en este sector a varios miles de metros de profundidad.

Otro grupo de hipótesis concede un papel decisivo al diapirismo de los materiales triásicos (DURR et al., 1960-1962; FOUCAULT, 1966; SANZ, 1973,

etc.). En este caso habría que situar tal diapirismo entre Cretáceo inferior y superior. A este respecto se puede señalar que, para explicar las grandes extensiones ocupadas en el sector occidental de la Cordillera por los materiales triásicos, sería necesario invocar un fenómeno de considerables proporciones. En esta línea, los pequeños afloramientos jurásicos y del Cretáceo inferior ligados a los materiales triásicos podrían ser interpretados como arrastrados en el proceso diapírico de las secuencias suprayacentes. Dado que en la Sierra de Estepa no existen entre Cretáceo inferior y superior pruebas de este diapirismo, y otro tanto puede decirse del Subbético Interno de esta transversal, el proceso estaría circunscrito al Dominio Subbético Medio. De este modo, habida cuenta que los materiales triásicos y su cobertera Cretáceo superior-Terciario afloran hoy al Norte de la Sierra de Estepa, sería obligado admitir que el conjunto Trías diapírico más cobertera se desplazó hacia el Norte, después del Burdigaliense y antes del Langhiense inferior, sobre el Subbético externo.

Se ha sugerido también que los materiales triásicos forman parte de un olistostroma (PERCONIG, 1960-1962; DUPUY DE LOME, 1965; CHAPOND y RUIZ CELAA, 1969). Tal carácter olistostrómico no parece poder establecerse en la hoja de Osuna, donde lo que se observa es que el Trías soporta materiales más recientes de diversas edades. En los escasos puntos en los que el Trías se superpone a esta "cobertera", es perfectamente plausible una interpretación estructural, sin necesidad de invocar la existencia de un olistostróma. Ello no quiere decir que más al Norte, en la Depresión del Guadalquivir, los materiales en cuestión no adopten dichos dispositivos.

En parecidos términos, BOURGOIS (1978) propone que todos los materiales triásicos de la parte occidental de la Cordillera constituyen en realidad una "brecha poligénica de cemento yesífero", de edad pos-Neocomiense, que, a su vez, forma parte de un conjunto tectono-sedimentario, el Complejo del Guadalquivir, mosaico anárquico formado por "láminas", hasta decakilométricas, de dichas "brechas", de Subbético y de la Formación de Arcillas con bloques. El concepto de BOURGOIS (op. cit) de "brecha poligénica de cemento yesífero" ya que fue discutido por CRUZ-SANJULIAN (1980), que atribuyó a formaciones recientes depositadas sobre los materiales triásicos uno de los afloramientos en los que aquel autor basaba su interpretación; posteriormente, en la elaboración de la hoja de Campillos se han encontrado, en materiales idénticos, lamelibranquios, que permitirían pensar en una edad del Tortoniense superior-Messiniense. En cuanto al carácter anárquico del "Complejo del Guadalquivir" se puede objetar que las supuestas "láminas" subbéticas incluidas en el mismo se encuentran en una situación relativa perfectamente coherente con la que en el sector central de la Cordillera sirvió para subdividir la zona Subbética, hasta el punto de que ha sido posible una correlación completa (cf. CRUZ-SANJULIAN, 1974).

En atención a que ninguna de estas hipótesis anteriores responde satisfactoriamente a los hechos observados, CRUZ-SANJULIAN (1972, 1974, 1976 a y b) postuló la existencia de una nueva unidad tectónica: el "Manto de Antequera-Osuna". Esta unidad estaría constituida mayoritariamente por los materiales del "Trías de Antequera", pero también por un Jurásico reducido, incompleto y discontinuo y una secuencia desde el Cretácico superior al Mioceno inferior.

La Sierra de Estepa y la Sierra de los Caballos constituyen en esta interpretación sendas ventanas tectónicas antiformes sobre las que afloran los materiales triásicos.

El hecho de que en la secuencia de la Sierra de Los Caballos el material más moderno en contacto con el Trías sea el Cretácico inferior y en la de la Sierra de Estepa el Mioceno inferior se interpreta como el resultado de una metacronía en la traslación: en una primera etapa, después del Cretácico inferior (probablemente en el aptiense superior-albiense inferior), el Manto de Antequera-Osuna habría invadido el Dominio Subbético Medio, de modo que sobre los materiales triásicos se depositan, a partir del Cretácico superior, los sedimentos con facies típicamente subbéticas correspondientes a dicho Dominio. En esta hipótesis, los materiales jurásicos, muy dispersos y de pequeña extensión superficial, que descansan sobre el Trías, podrían representar una cobertera discontinua, reducida e incompleta, resultado de un depósito en condiciones precarias, en un dominio, al Sur del Subbético Medio, pero difícil de situar paleogeográficamente con precisión con la información disponible; por su parte, los escasos afloramientos del Cretácico inferior de facies subbéticas, que aparecen usualmente englobados en los materiales triásicos, representarían "virutas" incorporadas de las unidades subbéticas sobre las que se realizó la traslación. Si, en cambio, se piensa en un proceso diapírico generalizado, que da lugar a que los materiales triásicos ocupen el Dominio Subbético Medio al final del Cretácico inferior, tanto los materiales de esta edad como los materiales jurásicos ligados al Trías habrían sido incorporados a éste durante el proceso diapírico, procedentes de las unidades subbéticas. Cabe cuestionar a este respecto, sin embargo, que las facies de los materiales jurásicos ligados al Trías no tienen siempre equivalentes en las unidades subbéticas conocidas, al menos en esta transversal.

Sea cual sea la hipótesis elegida hasta aquí, en Estepa es forzoso admitir la aloctonía de los materiales triásicos, con su cobertera Cretácico superior y Terciaria, sobre el Dominio Subbético Externo. Efectivamente, la presencia en Estepa de una secuencia subbética continua hasta el Mioceno inferior, sin prueba alguna de diapirismo entre Cretáceo inferior y superior ni de despegue entre ambos, obliga a pensar que el mecanismo que superpuso Cretácico superior y Terciario sobre el Trías tuvo que desarrollarse en otro dominio paleogeográfico; si el conjunto resultante de esta superposición llega a aflorar al

Norte de Estepa y, según todo parece indicar, precisamente sobre los materiales más modernos de esta última unidad, hay que pensar en una segunda etapa de traslación, hacia el Norte, entre el Burdigaliense, que forma parte de la secuencia de Estepa, y el Langhiense inferior que fosiliza los contactos. Esta traslación sería también gravitatoria y no se descarta que haya continuado prosperando hacia el Norte, durante el Mioceno Medio, e incluso el Superior, de modo que haya adoptado dispositivos olistostrómicos en la Depresión del Guadalquivir.

Entre ambas etapas de traslación debió producirse, pues, en el dominio Subbético medio la sedimentación del Cretácico superior y Terciario sobre los materiales triásicos. El hecho de que no coincidan los términos presentes en todos los afloramientos de esta cobertera, puede atribuirse a la existencia de una inestabilidad en el sustrato haloclástico sobre el que se realizaba el depósito. Puede objetarse que esta inestabilidad se habría traducido en la existencia de discordancias entre los distintos términos de esta cobertera, discordancias que no han sido evidenciadas en este trabajo; a ello se puede responder, a su vez, que las condiciones de observación no permiten asegurar la existencia de discordancias, pero tampoco descartar su presencia. Sin embargo, otros criterios son plenamente congruentes con tal inestabilidad, particularmente durante el Paleógeno y el Mioceno inferior: son abundantes las formaciones olistostrómicas, con olistolitos de gran tamaño, que algunas veces pueden estar representados incluso por bloques procedentes de la misma secuencia; han sido numerosos los puntos en los que se ha puesto de manifiesto micropaleontológicamente una resedimentación intensa de términos más antiguos. El mismo comportamiento mecánico de los materiales triásicos puede justificar el que los contactos entre éstos y los términos más recientes estén en su mayoría mecanizados, aunque, en esta interpretación, se trataría de contactos originalmente estratigráficos, como ya se indicó en el capítulo de Introducción.

Se puede añadir, finalmente, que las estructuras de plegamiento en las Unidades Subbéticas, particularmente en Estepa, parecen haberse adquirido en el transcurso de varias etapas, en las primeras de las cuales es muy probable que hayan intervenido procesos halocinéticos. Las últimas etapas de deformación deben ser posteriores a la superposición de unidades, habida cuenta que la superficie de contacto parece ser congruente con la estructura en domo del conjunto.

3.- HISTORIA GEOLOGICA.

Los materiales triásicos haloclásticos, que representan el Buntsandstein y el Keuper, evidencian un ambiente de depósito laguno-continental de clima árido, mientras que los materiales calizo-dolomíticos atribuibles al Muschel-

kalk corresponden a un episodio de depósito marino submareal muy somero a intermareal inferior. Las rocas volcánicas y subvolcánicas incluidas en los materiales triásicos aseguran la existencia de fracturas de esta edad, que parecen ser la manifestación de una tectónica distensiva.

La transgresión liásica condiciona la implantación de un régimen marino generalizado en toda la Zona Subbética. En el Lías inferior la subsidencia es poco acentuada y la homogeneidad de los depósitos dolomíticos y calizos en todas las Unidades implica una escasa diferenciación paleogeográfica.

A partir del Lías medio se produce una individualización de dominios paleogeográficos con diferencias apreciables en las secuencias estratigráficas correspondientes. Esta individualización está relacionada con una situación distensiva entre cuyos efectos, bien conocidos en otros sectores de la Zona Subbética, aunque no hay pruebas de los mismos en la hoja de Osuna, se cuentan la existencia de rocas volcánicas intercaladas en los depósitos de esta edad, brechas intraformacionales, slumping, etc. En esta época, la sedimentación en Osuna se realiza en un medio de plataforma somera, con aguas cálidas, con salinidad normal y sin influjo de aportes detríticos, con subsidencia irregular en el tiempo y en el espacio a lo largo de todo el Jurásico, de modo que son frecuentes las interrupciones en la sedimentación, incluso con emersión. Mientras tanto, en el Dominio Subbético Medio de la Sierra de los Caballos, los depósitos a partir del Toarciense indican una sedimentación margosa pelágica. Este régimen marino, de mayor profundidad relativa, continúa en el Dominio Subbético Medio durante el Dogger y el Malm, aunque existe un episodio de depósitos calizos y calizo-dolomíticos en el Aalenense, índice de un medio más somero, perfectamente de acuerdo con una posible emersión de la misma edad en el Dominio Subbético externo de Estepa.

No se descarta que en el Dominio Subbético externo existan fenómenos halocinéticos anteriores al depósito del Cretácico inferior. Los materiales de esta edad presentan una facies margosa muy semejante en las Sierras de Estepa y de los Caballos, lo que abogaría por una homogeneización de las condiciones batimétricas entre ambos dominios, probablemente de mayor profundidad que en el Jurásico.

Son numerosos los autores que sitúan una etapa orogénica relativamente importante al final del Cretácico inferior, en la Cordillera Bética: desde STAUB (1926) y FALLOT (1948), hasta los trabajos más recientes de VERA (1966), GARCIA-DUEÑAS (1969), MAUTHE (1971) y CRUZ-SANJULIAN (1974). Todavía es más abundante la documentación que hace referencia a dicha tectónica en el Norte de Africa y el resto del ámbito mediterráneo; LESSARD (1955), LEIKINE y MAGNE (1966), LEIKINE (1969), LEIKINE (1969), OBERT (1974), ARGYRIADIS (1974), etc. Aunque no se puede asegurar que los efectos de una etapa tectónica comprensiva de esta edad sean importantes en la hoja de Osuna, si es obligado señalar la presencia de aflora-

mientos del Cretácico superior que descansan directamente sobre distintos términos del Cretácico inferior e incluso sobre los materiales Jurásicos. Por otra parte, en conexión con esta etapa orogénica cabría situar la invasión, en el Aptiense superior-Albiense inferior, del Dominio Subbético medio por los materiales triásicos, ya sea a partir de un dominio situado más al Sur, con condiciones de depósito precarias durante el Jurásico y Cretácico inferior, ya sea en virtud de un proceso diapírico generalizado, como los que se han sugerido en el Norte de Africa. La presencia de los materiales triásicos en la cuenca en este lapso parece demostrada, tanto en el Norte de Africa (LESSARD, 1955; LEIKINE, 1969, etc.), como en la Cordillera Bética (cf. CRUZ-SANJULIAN, 1974).

No existen materiales más recientes que formen parte de una secuencia continúa del Subbético medio en el área de la hoja. Según la interpretación anterior, tales depósitos son los que en la actualidad reposan sobre los materiales triásicos.

En el Cretácico superior-Paleoceno-Eoceno inferior, predomina en ambos dominios subbéticos, sin diferencias apreciables entre ambos, la sedimentación margosa pelágica (con presencia de sílex en algunos niveles). Sin embargo, en Estepa parece haber existido una etapa de deformación anterior al depósito de parte del Eoceno inferior, lo que estaría de acuerdo con datos de BOURGOIS, CHAUVE y PEYRE (1972).

A partir del Eoceno se depositan margas, calizas, areniscas calcáreas y brechas olistostrómicas que evidencian la inestabilidad de la cuenca. Hay que recordar que en otros sectores existen pruebas de una fase tectónica Eocena a la que algunos autores, como PAQUET (1974), conceden gran importancia. Algunos de los hechos descritos en este sector pueden, sin embargo, ser debidos a la acusada movilidad del sustrato triásico.

La secuencia paleógena del Castillo de Estepa muestra una sucesión regresiva que lleva desde facies de carácter pelágico casi puro hasta una plataforma abierta con influencia directa de sedimentos generados en relación con la línea de costa. Es posible que una nueva fase ante-Aquitaniense justifique el carácter transgresivo del Oligoceno superior-Aquitaniense y los depósitos turbidíticos de esta edad.

A los depósitos predominantemente margosos del Burdigaliense sigue una etapa orogénica importante con traslación hacia el Norte de Unidades y acentuación de las estructuras de plegamiento. No se descarta que la traslación del Manto de Antequera-Osuna sobre el Subbético externo pueda estar relacionada con una surrección en el Dominio Subbético Medio.

Los depósitos del Langhiense, predominantemente margosos fosilizan tales contactos. Existen, no obstante, niveles calizos y horizontes de brechas olistostrómicas incluidas en esta formación.

Durante el Serravaliense y Tortoniense inferior, la sedimentación es margosa. El carácter detrítico de buena parte del Tortoniense superior y Messiniense evidencia el inicio de la degradación de los relieves adquiridos en las etapas orogénicas anteriores. Las formaciones calcareníticas que culminan la secuencia del Mioceno superior de la hoja, corresponden a un depósito marino costero de llanura de marea, en el que se aprecia la influencia de esporádicos aportes continentales torrenciales. Los buzamientos que se aprecian en estos materiales ponen de manifiesto que han estado sometidos a deformaciones posteriores a su depósito, aunque no se puede precisar la influencia que hayan podido tener en las mismas los fenómenos halocinéticos. De hecho todo parece indicar que la progresión de los materiales triásicos hacia el Norte, hacia la antefosa representada por la Depresión del Guadalquivir, ha continuado como mínimo hasta el Mioceno Superior.

Los materiales más recientes, cuaternarios, corresponden en su totalidad a depósitos continentales.

4.- GEOLOGIA ECONOMICA

4.1.- MINERIA.

La hoja N^o 82 (Moron de la Frontera) del mapa metalogenético de España escala 1: 200.000 cita dos indicios mineros dentro de la hoja de Osuna.

Se trata de manifestaciones estratiformes de minerales metálicos, concretamente Fe. Ambas labores actualmente improductivas se encuentran en el Término Municipal de Aguadulce (1 y 2). Dichos indicios se encuentran aparentemente relacionados con el contacto entre los materiales triásicos del subbético indiferenciado (Manto de Antequera Osuna) y los materiales cretácico-terciarios: del mismo dominio en el caso del indicio N^o 1, y del subbético externo de Estepa en el caso del indicio N^o 2.

No se han estudiado suficientemente los posibles recursos minerales existentes en la hoja, aunque se reconocen diferentes labores antiguas de exploración, principalmente en los materiales triásicos del subbético indiferenciado (Manto de Antequera-Osuna), y es posible que existan Menas Metálicas de interés, relacionadas con dichos afloramientos.

4.2.- CANTERAS.

Las canteras han tenido y continúan teniendo una gran importancia en la zona, mayor que la minería, sobre todo para la extracción de áridos, rocas de construcción, productos cerámicos y aglomerantes.

(1) Indicio N^o 2 en Aguadulce X = 486.400 Y = 297.500

(2) Indicio N^o 3 en Aguadulce X = 488.400 Y = 296.600

Existen multitud de canteras abandonadas a lo largo de la superficie de la hoja y además ocho actualmente en explotación, cuya ubicación es:

1. Seis de las canteras más importantes de la hoja se sitúan en las faldas de la Sierra de Estepa, sobre todo en los alrededores de los pueblos de Estepa, Gilena y Pedrera. Son canteras de gran producción, bastante mecanizadas que suelen empezar el corte en las calizas nodulosas y brechoides del Jurásico Superior ($J_{31} - J_{33}$), para explotar con intensidad las calizas micríticas, oolíticas y pisolíticas del Jurásico Medio ($J_{21} - J_{24}$). Los productos que se extraen de dichas canteras tienen diferentes aplicaciones siendo la más importante su utilización para aglomerantes (cementos y cales), aunque también se usan para ornamentación y para áridos.
2. Al N. de la carretera que une Osuna con El Rubio, en el Cerro del Acebuche (1), existe una cantera que explota las calizas y calizas dolomíticas (TG_2) del Muschelkalk. La explotación de esta cantera es de tipo estacional, pues se dedica principalmente para áridos de construcción, que se emplean sobre todo en el arreglo de las carreteras y caminos de la Región.
3. Al Oeste de la carretera que une Gilena con Pedrera (2), se explotan las margas calcáreas del Serravaliense (T_{12}^{Bb}). Dichas margas se utilizan para productos cerámicos de baja calidad (ladrillos sobre todo), en un moderno horno de tejar instalado al pie de la Cantera.

4.3.- HIDROGEOLOGIA.

Por sus características hidrogeológicas se pueden diferenciar tres tipos de materiales dentro de la hoja:

- Materiales carbonáticos, principalmente de los subbéticos, Medio y Externo.
- Materiales Margo-Arcillosos, principalmente del subbético indiferenciado (Manto de Antequera-Osuna).
- Depósitos cuaternarios.

(1) Cantera del Cerro del Acebuche $X = 477.650$ $Y = 303.950$

(2) Cantera cerámica de Pedrera $X = 491.900$ $Y = 293.450$

4.3.1.- Materiales carbonáticos, principalmente de los subbéticos Medio y Externo.

Se agrupan aquí todos los materiales calcáreos que afloran en los diferentes dominios de la hoja y que constituyen por sus características hidrogeológicas, los mejores acuíferos potenciales de la misma. Ocupan entre el 15 y 20^o/o de la superficie de la hoja. Tienen una permeabilidad primaria baja, pero su permeabilidad secundaria es muy alta, por fisuración y por alteración. El drenaje, dado su relieve, transcurre mayoritariamente por escorrentías superficial, y también debida la fisuración existente, por infiltración. La hidrología subterránea como es usual en estos materiales calcáreos, está estrechamente ligado con fenómenos Karsticos.

Debido a la extensión que ocupa, su capacidad de infiltración ya mencionada y a que la precipitación media anual en esta región es de 600 mm., estos materiales constituyen buenos acuíferos, que fueron aprovechados desde tiempo inmemorial, debido a los manantiales que se producían en las laderas de las Sierras al cortar la superficie topográfica a la Superficie piezométrica, cuando la demanda de agua era escasa y no se explotaban dichos acuíferos. En la actualidad estos acuíferos se explotan industrialmente para el abastecimiento de los núcleos urbanos de la Región y de las pocas industrias existentes. La profundidad media de los pozos perforados en estos materiales alcanza los 240 m. con niveles piezométricos que fluctúan entre 50 y 200 m., caudales sostenidos entre 15 y 40 l/seg.

4.3.2.- Materiales Margosos - Arcillosos, principalmente del subbético indiferenciado (Manto de Antequera-Osuna)

Abarca todos los materiales detríticos-Sedimentarios y afloran en los diferentes dominios de la hoja y constituyen por sus características hidrogeológicas una zona semiimpermeable de bajo potencial desde el punto de vista del aprovechamiento de las aguas subterráneas. Ocupan entre el 55 y 65^o/o de la hoja, tienen una permeabilidad primaria, media a baja que se ve disminuída por los abundantes procesos edáficos y la formación de costras calcáreas tan frecuentes en esta región. El drenaje se da mayoritariamente por escorrentía superficial siendo la infiltración baja, dado su impermeabilidad. Debido a la enorme necesidad de agua en la región; con temperaturas medias anuales de 18^o C y que durante el período estival las temperaturas medias mensuales oscilan entre 22^o y 28^o C, los habitantes y agricultores de la zona han intentado captar aguas en estos materiales en infinidad de ocasiones. Los resultados obtenidos han sido malos en la mayoría de los casos, y sólo en afortunadas ocasiones se han obtenido pozos con caudales superiores a los 5 l/seg.

4.3.3.- Depósitos cuaternarios

Ocupan entre el 20 y el 25^o en la superficie de la hoja, se trata principalmente de depósitos de llanura aluvial y fondos de vaguada, que junto con las terrazas conectadas a ellos pueden resultar acuíferos de tipo medio por su composición y morfología. Dado que el estiaje de los cauces fluviales, a los que están conectados, es muy acusado no suelen dar caudales sostenidos en dicha época del año, debido a que son siempre depósitos de escaso espesor.

Los acuíferos constituídos por estos materiales tienen un riesgo de contaminación alto, y para el correcto aprovechamiento de sus aguas subterráneas, han de observarse las necesarias medidas de control.

De todo lo dicho podemos resumir que dado que la zona no tiene grandes posibilidades de aprovechamiento de la hidrología superficial y, que las características hidrogeológicas óptimas, solo se dan en una parte restringida de la superficie de la región. (Sierras de Estepa y los Caballos), el aprovechamiento industrial de dichos acuíferos deberá someterse a una intensa regulación y vigilancia. Dada la gran importancia que el abastecimiento de agua tiene para la región.

5.- BIBLIOGRAFIA.

- ARGYRIADIS, I. (1974).— "Sur l'orogénèse mésogéenne des temps crétacés".- Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn., (2), XVI, 1, pp. 23-60.
- BLUMENTHAL, M.M. (1927).— "Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central - und Südwest-Andalusien".- Eclog. Geol. Helv., XX, 4, pp. 487-532.
- BLUMENTHAL, M.M. (1930).— "Sur les rapports des zones subbétique et pénibétique à l'hauteur d'Archidona-Alfarnate (prov. de Málaga et Grenade)".- C.R.Ac.Sc. Paris, t. 191, pp. 1018-1020.
- BLUMENTHAL, M.M. (1949).— "Estudio geológico de las cadenas costeras al Oeste de Málaga entre el río Guadalhorce y el río Verde".- Bol. Inst. Geol. Min., LXII, pp. 11-203.
- BOURGOIS, J. (1978).— "La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar".- Annales Scientifiques de l'Univ. de Besaçon, Géologie, 3^e série, fasc. 30, 445 pg.
- BOURGOIS, J; CHAUVE, P. y PEYRE, Y. (1972).— "Essai de chronologie des événements tectono-sédimentaires dans l'Ouest des Cordillères bétiques".- C.R. somm. S.G. F., 8, pp. 428-431.
- BRINKMANN, R. y GALLWITZ, H. (1933).— "Der betische Aussenrand in Südostspanien".- Abh. Gesellsch. Wissensch. z. Göttingen, III, 8, pp. 1-95.

- CALDERON Y ARANA, S. (1890).— "Edad geológica de los terrenos de Morón de la Frontera".- Bol. I.G.M.E., XVII, pp. 235-239.
- CALDERON Y ARANA, S. (1893 a).— "Movimientos pliocénicos y postpliocénicos en el Valle del Guadalquivir". An. Soc. Esp. Hist. Nat., XXII? pp. 5-18.
- CALDERON Y ARANA, S. (1893 b).— "Estructura del terreno terciario del Guadalquivir en la provincia de Sevilla".- Bol. Com. Mapa Geol. España, XX, pp. 313.
- CALDERON Y ARANA, S. (1895).— "Algunas observaciones sobre las arcillas del Valle del Guadalquivir".- An. Soc. Esp. Hist. Nat., XV, pp. 477-493.
- COLOM, G. (1936).— "Estudio de algunos foraminíferos recogidos por el Prof. B. Darder".- Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., XXXVI, pp. 391-402.
- COLOM, G. (1952).— "Aquitanian-Burdigalian deposits of the North Betic Strait, Spain".- Journ. Pal., XXVI, pp. 867-885.
- COLOM, G. y GAMUNDI, J. (1951).— "Sobre la extensión e importancia de las 'moronitas' a lo largo de las formaciones aquitano-burdigalienses del Estrecho Nord-Bético".- Est. Geol., VII, 14, pp. 331-335.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1974).— "Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna (Cordillera bética, región occidental)".- Tesis Doctorales de la Univ. de Granada, n^o 71, Secretariado de Pub. Univ. Granada XII 431 pg.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1976 a).— "Die Antequera-Decke und ihre Beziehungen zum Subbetikum sowie zu den Flyschseinheiten des Campo de Gibraltar (Westliches Betisches Gebirge, Südspanien)".- Geol. Jb., 20, pp. 115-129.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1976 b).— "Essay on the paleogeography of the western part of the Betic Cordillera".- Neuen Jahrbuch f. Geol. u. Paläontologie Monatshefte, 7, pp. 385-394.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1980).— "Formaciones recientes sobre el Trías de Antequera (Cordillera bética, España)".- Acta Geol. Hisp., 15, 3, pp. 65-69.
- CHAPOND, G. y RUIZ CELAA, C. (1969).— "Nota sobre el descubrimiento de olistotrómas en la región de Ecija".- Bol. Geol. Min., LXXX-IV, pp. 333-335.
- CHAUVE, P. (1968).— "Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale)".- Mem. O.G.M.E. LXIX, 377 pg.
- DUPUY DE LOME, E. (1965).— "El concepto de olistostroma y su aplicación a la geología del Subbético".- Bol. I.G.M.E. LXXXVI, pp. 23-74.
- DURR, S.H.; HOPPENER, R.; HOPPE, P. y KOCKEL, F. (1960-1962).— "Géologie des montagnes entre le rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)" Livre Mém. Prof. P. Fallot, Soc. Géol. France, t. I, pp. 209-227.
- FALLOT, P. (1930-1934).— "Essai sur la repartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles".- Géol. Méditerr.

- Occ., IV, 2^a parte, n^o 1 ("Introduction", pp. 1-8; "I: Le Trías", pp. 9-28; "II: Le Lias", pp. 29-64; "III: Le Dogger", pp. 65-72; "IV: Le Jurassique supérieur", pp. 73-118.
- FALLOT, P. (1948).— "Les Cordillères Bétiques".- Est. Geol., IV, pp. 83-172.
- FOUCAULT, A. (1964).— "Sur le phénomène dit d'ablation basale dans la Zone Subbétique (Espagne méridionale)".- C.R.Ac.Sc. Paris, 258, pp. 2621-2624.
- FOUCAULT, A. (1966).— "Le diapirisme des terrains triasiques au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique du NE de la province de Grenade (Espagne méridionale)". B.S.G.F., (7), VII, pp. 527-536.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967).— "Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética".- Notas y Com. I.G.M.E., n^o 101-102, pp. 73-100.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1969).— "Les unités allochtones de la Zone Subbétique dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne)".- Rev. Géogr. phys, Géol. dyn., (2), XI, 2, pp. 211-222.
- I.G.M.E. (1972).— "Hoja Geológica n^o 82 (Morón de la Frontera).- Mapa Geológico de España. E. 1: 200.000. IGME. Madrid.
- I.G.M.E. (1973).— "Hoja n^o 82 (Morón de la Frontera). Mapa de Rocas industriales E. 1: 200.000. IGME. Madrid.
- I.G.M.E. (1974).— "Hoja n^o 82 (Morón de la Frontera).- Mapa Metalogenético de España.- E. 1: 200.000. IGME. Madrid.
- I.G.M.E. (1977).— "Hoja n^o 82 (Morón de la Frontera).- Mapa Geotécnico General.- E. 1: 200.000. IGME. Madrid.
- LEIKINE, M. (1969).— "Présence de Trías résédimenté dans les sédiments crétaqués des Babor occidentaux (région de Bougie, Algérie). Conséquences tectoniques".- B.S.G.F., (7), XI, pp. 69-74.
- LEIKINE M. y MAGNE, J. (1966).— "Existence d'une discordance anté-cénomaniennne dans les Babor, Algérie".- C.R. somm. S.G.F., 4, pp. 159-160.
- LESSARD, L. (1955).— "Faciès bréchiqque dans le Crétacé supérieur et âge des premières manifestations diapiriques du Trias près de Khenchela (Constantinois)".- Publ. Serv. Carte géol. Algérie, 5, pp. 379-390.
- MAUTHE, F. (1971).— "La Geología de la Serranía de Ronda (Cordillera bética occidental)".- Bol. Geol. Min., LXXXII-I pp. 1-36.
- MOLINA, F. (1979).— "Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos plantónicos en el sector central de las Cordilleras béticas (España)".- Pub. Dptos. Paleontología Univ. Granada y Zaragoza, 342 pg., 37 lám.
- OBERT, I. (1974).— "Phases tectoniques mésozoiques d'âge anté-Cénomaniennne dans les Babors (Tell nord-sétifien, Algérie)".- B.S.G.F., (7), XVI, 1, pp. 58-71.
- PAQUET, J. (1974).— "Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occiden-ta-

- le".- B.S.G.F., (7), XVI, 1, pp. 58-71.
- PERCONIG, E. (1960-1962).— "Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du Bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale)".- Livre Mém. Prof. P. Fallot, Soc. Géol. France, t. 1, pp. 229-256.
- PEYRE, Y. (1974).— "Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères bétiques, Espagne)".- Thèse, Univ. Paris, 528 pg.
- SANZ, C. (1973).— "Geología de la transversal Jaén-Frailes (provincia de Jaén)".- Tesis, Univ. Granada, 275 pg.
- SCHMIDT, M. (1936).— "Fossilien der spanischen Trias".- Abhand. Heidelberg Akad. Wiss., XXII, 140 pg.
- SEQUEIROS, L. (1972).— "Biostratigrafía del Oxfordiense del borde NE de Sierra Gorda (Cordilleras Béticas)".- Cuad. Geol., III, n^o 2-3, pp. 95-104.
- STAUB, R. (1926).— "Gedanken zur Tektonik Spaniens".- Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 71, pp. 106-261.
- VERA, J.A. (1966).— "Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes".- Mém. I.G.M.E., 191 pg.
- VIRGILI, C. (1960-1962).— "Le Trias du Nord-Est de l'Espagne".- Livre Mém. Prof. P. Fallot, Soc. Géol. France, t. 1, pp. 301-310.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA