

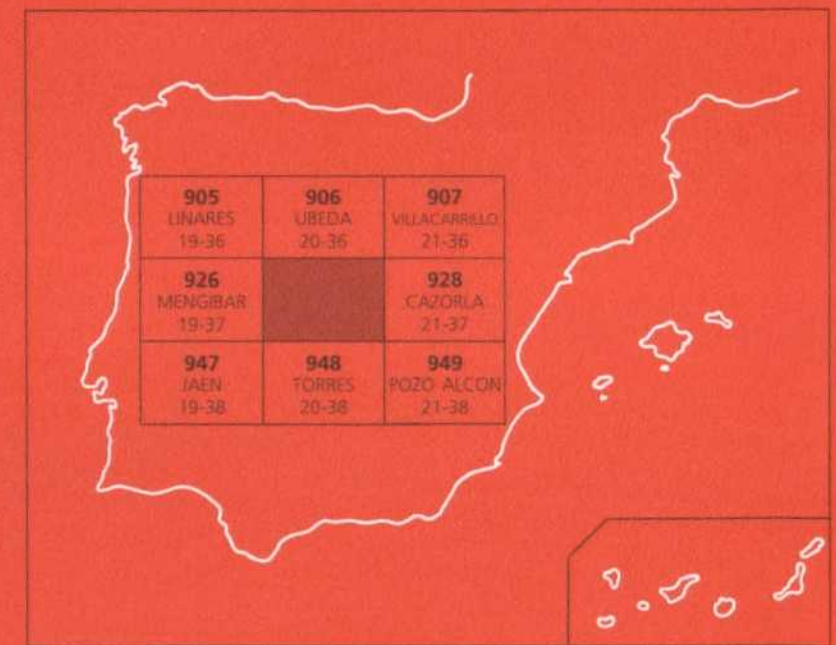


Instituto Tecnológico
Geominero de España

927
20-37

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA ESCALA 1:50.000

Primera edición



BAEZA



Instituto Tecnológico
Geominero de España

Instituto Tecnológico
Geominero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

BAEZA

Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-10.711-1992
I.S.B.N.: 84-7840-121-0
NIPO: 241-92-011-7
Imprime: Gráficas Topacio, S.A.
c/ Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID

HAN INTERVENIDO:

- Cartografía y Memoria: Roldán García, F.J. Licenciado en Ciencias Geológicas; Lupiani Moreno, E. Licenciado en Ciencias Geológicas; Villalobos Megía, M. Licenciado en Ciencias Geológicas y Jerez Mir, L. Doctor en Ciencias Geológicas.
- Sedimentología: Rodríguez Fernández, J. Doctor en Ciencias Geológicas y Roldán García, F.J. Licenciado en Ciencias Geológicas
- Micropaleontología (Levigados y láminas): González Donoso, J.M. Doctor en Ciencias Geológicas; Linares Rodríguez, D. Doctora en Ciencias Geológicas; Serrano Lozano, F. Doctor en Ciencias Geológicas; Martínez Gallego, J. Doctor en Ciencias Geológicas y Granados Granados, L. Licenciado en Ciencias Geológicas
- Nannoplancton: Aguado Merlo, R. Licenciado en Ciencias Geológicas y Martín Pérez, J.A. Licenciado en Ciencias Geológicas
- Geomorfología: Lupiani Moreno, E. Licenciado en Ciencias Geológicas; Roldán García, F.J. Licenciado en Ciencias Geológicas y Serrat Congost, D. (asesoría). Doctor en Ciencias Geológicas
- Dirección y supervisión del ITGE: García Cortés, A. Doctor Ingeniero de Minas

0. INTRODUCCION

0.1. SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS

La Hoja a escala 1:50.000 n° 927 "Baeza" del Mapa Topográfico Nacional, se extiende entre las coordenadas Greenwich siguientes:

37°50'04,8" - 38° 00'04,8" Latitud Norte

3°31'10,8" - 3°11'10,8" Longitud Oeste

Toda la extensión pertenece a la Provincia de Jaén.

El drenaje superficial se hace predominantemente hacia el Oeste, controlado por el Río Guadalquivir, y hacia el Norte por los ríos Guadiana Menor, Jandulilla y Bedmar. También hay numerosos arroyos que discurren, en dirección aproximada N-S, por las lomas de Baeza y Ubeda, y cuyos cauces eventuales van a parar al Guadalquivir.

La orografía de la Hoja, a grandes rasgos, es suave con una morfología de lomas suaves y redondeadas. Sin embargo, al Sur de la Hoja existen relieves aislados que llegan a superar los 1.100 m de cota (Sierra de Jódar).

Las comunicaciones son buenas entre los cinco núcleos de población y las aldeas existentes, creadas estas últimas por el antiguo Instituto Nacional de Colonización Agraria.

Desde el punto de vista económico, esta región depende esencialmente de la agricultura. Hay dos zonas con cultivos diferentes; la parte central de la Hoja, por donde discurre el Río Guadalquivir, donde domina la agricultura de regadío; el resto, en su mayoría, queda tapizada por olivares y cereales de secano.

0.2. ANTECEDENTES

La Hoja está ubicada en plena Depresión del Guadalquivir; sobre este Dominio se han efectuado numerosas investigaciones desde el siglo pasado. En este sentido, se hará referencia a los autores que hayan realizado consideraciones de interés y que tengan alguna incidencia en la descripción de los materiales que cubren esta Hoja.

Caben destacar dos épocas claramente diferentes en el conocimiento de la Depresión del Guadalquivir. Desde mitad del siglo pasado, hasta la década de los años 60, las observaciones efectuadas eran de carácter puntual y los datos obtenidos se correlacionaban a escala regional. A partir de esta década la investigación de hidrocarburos determinó un importante avance.

HAUSSMAN (1844), en un recorrido por las provincias de Granada y Jaén, reconoció materiales del Terciario bajo Cretácico.

MALLADA (1883), publica un mapa sintético sobre la geología de la Provincia de Jaén. Este mapa es fundamentalmente estratigráfico, aunque indica que deben existir importantes accidentes tectónicos, para poder explicar la situación y características de algunos materiales.

En 1890, CALDERON observa que, en las inmediaciones de Morón de la Frontera (Sevilla), existe un Nummulítico formado por calizas, margas, yesos y arcillas abigarradas.

En 1906, NICKLES señala la posible existencia de cabalgamientos en Sierra Mágina y Almadén, al S y SO de la Hoja respectivamente.

DOUVILLE (1906), en un trabajo sistemático, completo de esta región (entre Sierra Nevada y la Meseta), señala que la zona correspondiente al Valle del Guadalquivir, no ha sufrido cabalgamiento alguno. Considera Sierra Mágina autóctona, siendo el Trías circundante la base estratigráfica de la misma.

STAUB (1927), y BLUMENTHAL (1931), son los primeros autores en considerar el Trías alóctono.

FALLOT (1945 y siguientes) indica el carácter desordenado de los afloramientos subbéticos y que los contactos generalmente son mecánicos o presentan frecuentemente "rabbotage basal" (laminación y/o seccionamiento de niveles basales). Además insiste en las continuas relaciones tectónicas entre materiales jurásicos y cretácicos con el Trías.

DROOGER en 1956 publica un trabajo interesante sobre Myogipsinas en el Puente Viejo de Jódar. Señala la presencia de cuarzo bipiramidal procedente del Trías, de orbitolinas procedentes del Cretácico y de la Discocyclinas y Nummulites pertenecientes al Terciario antiguo; todos ellos asociados a las Myogipsinas del Mioceno inferior. Del estudio que hace, interpreta que la mezcla de foraminíferos se debe a la proximidad de la cuenca de depósito de estos materiales, respecto a zonas orogénicas; esto provoca un deslizamiento generalizado de sedimentos, hacia zonas de mayor profundidad.

En 1964 PERCONIG señala en la Depresión del Guadalquivir importantes fenómenos tectónicos, entre los cuales adquieren primordial interés los deslizamientos de masas por gravedad, en ambiente submarino. Estos deslizamientos de materiales se denominan "*nappes de glissement*", según la terminología de los autores franceses, y "*olistostromas*" para los autores italianos.

PERCONIG considera dos tipos de olistostromas:

- Un primer olistostroma constituido por materiales esencialmente triásicos, que engloba elementos jurásicos, cretácicos y paleógenos. El emplazamiento, al menos su fase final, de dicho olistostroma, se puede fijar entre Oligoceno-Mioceno inferior.

- Un segundo olistostroma constituido por margas verdes y/o rojizas, con escasa microfauna que caracteriza el Oligoceno y el Eoceno superior. El emplazamiento de éste tuvo lugar, según este autor, en el Mioceno medio-superior, basándose en los sondeos efectuados para la investigación de hidrocarburos.

A este conjunto de olistostromas PERCONIG lo denomina "*Manto de Carmona*", ya que aflora en las inmediaciones de dicha localidad, donde es sellado por materiales del Mioceno superior.

A partir de la década de los 70 y para el Dominio de la Depresión del Guadalquivir, en la segunda serie del MAGNA se describe la secuencia estratigráfica en base a criterios regionales; para ello se distinguen dos unidades: olistostromas y sedimentos autóctonos.

Los olistostromas comprenden unidades alóctonas y para-autóctonas; las primeras presentan materiales con edades desde el Triásico hasta el Aquitaniense-Burdigaliense (s.l.) y están implicadas, o en relación, con el Orógeno de las Cordilleras Béticas. Las segundas, para-autóctonas, se distribuyen desde el Mioceno medio al Mioceno superior.

Por último los sedimentos autóctonos se depositan antes, simultáneamente y con posterioridad a los desplomes gravitatorios, la edad de los mismos abarca desde el Mioceno superior al Plioceno inferior.

Según la interpretación de los autores de estos mapas, las unidades alóctonas y para-autóctonas están relacionadas con levantamientos de las Cordilleras Béticas, que producen desplomes gravitacionales de gran envergadura sobre la cuenca de sedimentación.

Colindante con la Hoja de Baeza, FOUCAULT (1971) ha realizado la Tesis Doctoral. De este trabajo se extraen algunas consideraciones que son fundamentales para la memoria que se presenta y son las siguientes:

- El Trías se presenta muy desordenado, complicando el trabajo estratigráfico.
- Distingue un Mioceno marino autóctono y lo separa en dos conjuntos: a) Parte basal: calizas con *Amphisteginas* y *Melobesias* asociadas o no a margas, discordante sobre Eoceno o Cretácico. Data esta parte basal como Mioceno inferior, por grandes foraminíferos, *pero que en otros puntos resulta ser más moderna*. b) Parte alta: margas silíceas blancas, de edad Mioceno medio.
- Mioceno superior constituido por margas arenosas ubicadas en la Loma de Ubeda.

Por otra parte, este mismo autor indica que las grandes traslaciones habrían tenido lugar en el Mioceno medio y su progresión se habría efectuado en el Valle del Guadalquivir, depositándose en forma de olistolitos.

La Hoja de Baeza, ha sido estudiada en su conjunto por GARCIA-ROSSELL (1972). Este autor realiza la Tesis Doctoral en la transversal entre Huelma y la Meseta Ibérica, encuadrando dicha

Hoja, en un segmento de la parte septentrional del área estudiada.

Este autor (GARCIA-ROSSELL) sitúa gran parte de los materiales que constituyen la Hoja de Baeza, en lo que él denomina "Complejo del Jandulilla". Lo define como un conjunto de unidades alóctonas formadas por Trías margo-yesífero, con o sin cobertera mesozoica y terciaria, que cabalga a cualquier otra Unidad Subbética o Prebética y que no está enraizado en su borde meridional. La característica esencial que destaca de este "Complejo", es la importancia del paquete margo-yesífero Triásico, respecto de los materiales de cobertera, asimismo destaca que este Trías es citrabético (Trías situado al Norte de la Bética).

El "Complejo Jandulilla" lo divide, este mismo autor, en dos conjuntos: Unidades del Guadalquivir y Manto de Cambil. Las primeras se sitúan sobre Burdigaliense prebético; diferencia a su vez tres unidades: inferior, intermedia y superior, de acuerdo con la disposición geométrica que ocupan sus series. El segundo cabalga a materiales anteriores al Oligoceno de diferentes Dominios Subbéticos.

Los estudios realizados en la Depresión del Guadalquivir por VIGUIER (1974), entre Carmona y el Golfo de Cádiz, y por BOURGOIS (1978), en la transversal de Ronda (Málaga), ponen de manifiesto que la Depresión del Guadalquivir está formada por un "complejo" de materiales, que se superponen en forma de láminas de orden kilométrico y origen variado, correspondientes a dominios y unidades distintas de las Cordilleras Béticas.

Según VIGUIER (1974), la primera etapa de individualización de dicha Depresión, coincide con la instauración del denominado "Estrecho Nordbético", que en el Mioceno inferior y medio ponía en comunicación el Atlántico y el Mediterráneo. Este "Estrecho Nordbético" constituiría un surco que recibiría importantes aportes olistostrómicos y turbidíticos, procedentes de las Cordilleras Béticas, situadas en posiciones más meridionales.

En el Mioceno superior el olistostroma es sellado por los depósitos del Tortonense superior-Messiniense, de marcado carácter regresivo, que se pone de manifiesto por la migración de facies someras y litorales hacia el Golfo de Cádiz.

0.3. ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Baeza queda enmarcada en plena Depresión del Guadalquivir, limitada esta última por la Meseta Ibérica al Norte y las Cordilleras Béticas al Sur.

La mayoría de los materiales que afloran en la Hoja, han sido atribuidos a las Unidades del Guadalquivir por GARCIA-ROSSELL (1972). La Sierra de Jódar pertenece al Prebético Interno. El resto (Loma de Ubeda), corresponde al Mioceno Superior, que representa el relleno final de la Depresión del Guadalquivir.

1. ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía de la Hoja de Baeza, comporta materiales pertenecientes al Mesozoico, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario.

En primer lugar hay que distinguir el afloramiento situado en las inmediaciones del Jódar (Sierra de Jódar), que pertenece a las Zonas Externas y dentro de éstas al Prebético Interno (1 a 7). La relación espacial que guarda este afloramiento, con respecto a las unidades que integran la Depresión del Guadalquivir, es difícil de saber, por el desarrollo generalizado de glaciares entre ellos. Sin embargo, es visible la discordancia existente entre este conjunto y la Unidad detrítico-carbonatada, pero no se ve su relación con la U. Olistostrómica.

En segundo lugar, cabe destacar el conjunto de unidades que están representadas en la Depresión del Guadalquivir y gran parte de las Zonas Externas. Están constituidas por materiales que pertenecen al intervalo de tiempo Mioceno medio-Plioceno al Cuaternario. Estos materiales neógenos se han agrupado en cuatro unidades diferentes, de acuerdo con su evolución estratigráfica y su distribución temporal; son las siguientes:

- Unidad Olistostrómica (8 a 11).
- Unidad detrítico-carbonatada (12 a 15).
- Unidad de Porcuna-Baeza (16 a 17).
- Unidad Conglomerática (18).

Finalmente se abordarán aquellas formaciones recientes, que se han implantado durante el Cuaternario (19 a 27).

1.1. PREBETICO INTERNO

Está representado por la Unidad de Sierra de Jódar. En ella afloran materiales de edad cretácica, en facies fundamentalmente neríticas, y además se intercalan arenas silíceas tipo Facies Utrillas. Estas características corresponden con las facies detectadas en posiciones paleogeográficas más septentrionales del Prebético Interno.

El afloramiento conforma una estructura anticlinal de dirección NE-SO, cuyo flanco septentrional está verticalizado o ligeramente invertido.

1.1.1. Unidad Sierra de Jódar (Prebético Interno Septentrional) (1 a 7)

La secuencia estratigráfica que comporta esta Unidad, se encuentra bien definida en la Sierra de Jódar, donde se ha levantado la serie estratigráfica de detalle.

Los materiales que se describen en los epígrafes siguientes, están distribuidos en el tiempo, entre el Aptiense inferior y el Cenomaniense. Así pues, no aflora ni el Jurásico, ni el Neocomiense, ni tampoco una gran parte del Cretácico Superior.

1.1.1.1. **Arenas silíceas (1), dolomías arenosas (2) y margas verdes (3)**

Este conjunto presenta 60 a 80 m de arenas silíceas amarillentas, situadas en el extremo oriental de la estructura anticlinal, que hacia el OSO de la misma, pasan lateralmente a dolomías arenosas masivas, de dolomitización tardía.

Las dolomías presentan "sombras" de orbitolínidos y también importantes relictos de calcarenitas ricas en *Orbitolinopsis* sp., *Rectodyctioconus* sp., *Orbitolina* sp., restos de espículas, lamelibranquios, briozoos, equinodermos y gasterópodos.

A continuación le sucede un episodio de unos 30 m de margocalizas y margas verdes.

Todo el conjunto es de edad Aptiense inferior, sin descartar, que los tramos basales de arenas silíceas, cubran parte del Barremiense.

1.1.1.2. **Calizas y margas (4)**

Sobre las margas verde-amarillentas anteriores, se dispone un conjunto de 100 a 110 m de espesor. Está formado por calizas nodulosas margosas, con intercalaciones de calizas en bancos de estratificación plana y eventualmente, alguna intercalación muy delgada de margas verde-amarillentas.

Las calizas son ricas en *Pseudocyclammina* cf. *hedbergi*, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Orbitolinopsis* sp., *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Palaeodyctioconus* sp., *Rectodyctioconus giganteus*, *Orbitolina* sp.

Los últimos 20 m superiores, sólo han librado *Bacinnella irregularis*, *Acicularia* y *Permocalculus*, que pertenecen al Aptiense s. lato.

En dos niveles calizos se han observado Charáceas y también, en un nivel margoso, con *Atopochara* gr. *trivolis* (PECK), que indican la influencia y aporte de agua dulce a la cuenca. Esta influencia es común y generalizada en las facies urgonianas del Prebético Externo Meridional, que conectaría, paleogeográficamente con el Dominio que se estudia en esta serie.

1.1.1.3. **Dolomías masivas (5)**

Encima de las calizas datadas como Aptiense, viene un nivel carbonatado, dolomitizado en su totalidad, con un espesor del orden de 130 m, en el que sólo se han reconocido "sombras"

de *Orbitolinidos* y de moluscos. Las dolomías son, sin duda, de tipo tardío y han perdido completamente su estratificación y textura original.

Este episodio denuncia la proximidad paleogeográfica de un lagoon rico en iones de magnesio (Mg^{++}), situado al Norte de esta cuenca de depósitos.

La edad de este conjunto corresponde a la parte alta del Aptiense superior hasta el Albiense superior.

1.1.1.4. **Calizas y dolomías estratificadas y arenas silíceas** (6)

Sobre las dolomías anteriores se suceden 40 m de dolomías tempranas, bien estratificadas, localmente con algunas intercalaciones de arcillas verdes, la textura es de grano fino a medio.

Una serie detallada, de este conjunto litológico, es la siguiente:

- 10 m de arenas silíceas blancas y amarillentas, en facies de Utrillas típica.
- 20 m de calcarenitas parcialmente dolomitizadas, ricas en *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) gr. *texana* (ROEMER), *Hensonina lenticularis* (HENSON) y a techo de este episodio, *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE) y *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) gr. *aperta* (ERMAN).
- 10 m de dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas.

La presencia de *Neorbitolinopsis conulus*, data el Albiense superior. Los últimos metros de la serie pueden pertenecer al Vraconiense.

1.1.1.5. **Dolomías masivas** (7)

Corresponden al techo de toda la sucesión estratigráfica aflorante en la Hoja de Baeza. Presentan un espesor de unos 140 m, donde se aprecian las dolomías con "sombras" de *Orbitolinidos* hacia la base.

En el flanco sur de la estructura anticlinal, al Norte de la localidad de Jódar, estas dolomías seuxtaponen con las del episodio Aptiense superior-Albiense, sin que medien entre ellas niveles de arenas silíceas. Este fenómeno puede estar originado por el efecto de una dolomitización tardía muy fuerte e intrusiva sobre ambos conjuntos. En este sentido, pues, no se puede descartar que este conjunto incluya niveles dolomitizados del Turoniense y Senoniense.

1.1.2. **Interpretación sedimentaria de la Unidad Sierra de Jódar (Prebético Interno Septentrional)**

El Prebético de la Sierra de Jódar, es comparable por sus facies al de la Sierra de Segura y al de la Sierra de la Muela (Albacete-Murcia). Su posición original debería estar conectada con

estos ámbitos sedimentarios, hacia el SO de las Sierras de Cazorla y de Segura, desde donde habría sido desenraizado y desplazado hasta su posición actual. Hay que tener en cuenta la prolongación natural hacia el SO del extremo occidental del "Arco de Cazorla", como posible cierre original de la plataforma prebética.

Los materiales más antiguos que afloran en el Prebético estudiado, corresponden al Aptiense. En este período se presenta una serie urgoniana cuyas características determinan una zona nerítica, de escasa profundidad, con aporte de arenas silíceas de ámbito litoral y moderados aportes de agua dulce (como lo demuestra la presencia de Charáceas).

El Albiense que culmina localmente en facies Utrillas, se inicia con dolomías masivas. La dolomitización es tardía, sobre carbonatos de plataforma interior, tal como se reconoce en las "sombras" de *Orbitolinidos*. Este ámbito de depósito debía ubicarse próximo a un lagoon rico en sales de Mg^{++} , situado en una posición más septentrional.

En el Albiense superior, se instala un episodio carbonatado de extensión regional muy amplia, en facies nerítica y se intercala entre los terrígenos silíceos. Este predominio de carbonatos, tan constante, debe responder a una etapa de gran estabilidad de la plataforma nerítica.

En el tránsito Albiense-Cenomaniense inferior, se generalizan las facies de plataforma interna marina abierta. Las facies de calizas masivas responden a plataformas neríticas de mar abierto, a veces con una bioturbación considerable.

1.2. UNIDADES DE LA DEPRESION DEL GUADALQUIVIR Y DE LAS ZONAS EXTERNAS

Estas unidades cubren cartográficamente casi la totalidad de la Hoja de Baeza. Se distribuyen en el tiempo desde el Mioceno medio hasta Pliocuaternario (Neógeno).

El estudio del Neógeno es importante para poder conocer la evolución sedimentaria y dinámica del Orógeno de las Cordilleras Béticas y Depresión del Guadalquivir, porque gran parte de la estructuración de estos dominios se produce en esa edad.

La estratigrafía de los sedimentos neógenos se ha abordado de acuerdo con la agrupación en unidades litoestratigráficas, para intervalos de tiempo concreto. Por tanto en el ámbito de la Hoja se han distinguido, de muro a techo las siguientes unidades:

- Unidad Olistostrómica (8 a 11).
- Unidad detrítico-carbonatada (12 a 15).
- Unidad de Porcuna-Baeza (16 y 17).
- Unidad conglomerática (18).

1.2.1. **Unidad Olistostrómica** (8 a 11)

Ha sido definida por ROLDAN (1988), en un sector comprendido entre Espejo y Porcuna.

Esta Unidad forma parte de Olistostroma del Guadalquivir o Manto de Carmona (PERCONIG, 1960-62) y de las Unidades del Guadalquivir (GARCIA ROSSELL, 1972).

Cartográficamente, esta Unidad está muy extendida en toda la Hoja de Baeza, especialmente hacia el Sur del Río Guadalquivir. Aunque los afloramientos en general no son buenos, se ha recurrido a los taludes de carreteras y caminos para poder hacer las mejores observaciones.

De acuerdo con las observaciones de campo, esta Unidad presenta una arquitectura estratigráfica compleja. Arquitectura elaborada a partir de elementos o masas de materiales, que se han deslizado mediante mecanismos gravitatorios. No se han reconocido facies que pudieran asociarse a turbiditas o megaturbiditas.

El límite inferior no se ha observado al no existir en la Hoja materiales de edad más antigua relacionados con la Unidad. Sin embargo, se sabe que esta Unidad se superpone en las Hojas de Jaén y Alcaudete, a materiales de edad Mioceno inferior-medio.

El espesor de la misma no es posible calcularlo, puesto que no se dispone de otros materiales más antiguos, que sirvan de muro o substrato de referencia.

Según datos de sondeos para investigación de hidrocarburos, en Carmona (Sevilla) el espesor del Olistostroma varía de N a S entre 300 m (Carmona-3) y 1.846 m (Carmona-6).

La litología se compone de materiales de diversa naturaleza, como son arcillas y margas de colores variados, areniscas rojas, dolomías (9) y yesos (10), que se reconocen claramente como procedentes de unidades triásicas. Además se han reconocido margas, margocalizas y areniscas calcáreas, pertenecientes al Cretácico y Terciario (11). También existen materiales margosos del Mioceno inferior y parte del medio (Langhiense inferior).

Todos estos elementos proceden de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. El Trías se presenta en facies germano-andaluza, característica de la Zona Subbética. El Cretácico reconocido, tiene facies diferentes, unas correspondientes a las definidas en el Subbético, otras pertenecientes a las Unidades Intermedias y otras al Prebético. El Terciario, en general, corresponde a margas y margocalizas blancas, reconocidas en diferentes series subbéticas y prebéticas.

En la Hoja de Baeza la Unidad Olistostrómica está constituida fundamentalmente por elementos margosos cretácicos y terciarios.

Todos estos materiales de naturaleza y procedencia variada determinan la Unidad Olistostrómica. Unidad constituida principalmente por una mezcla caótica de dichos materiales donde se reconocen los Olistolitos. Estos se presentan en afloramientos bajo dos modalidades, una de

forma más o menos tabular y otra redondeada o subredondeada. En ambos casos corresponden a elementos deslizados que no han sufrido deformación acusada; únicamente manifiestan zonas brechificadas en los márgenes de los mismos. El tamaño de los olistolitos suele variar entre algunos metros y varios hectómetros.

En ocasiones la Unidad Olistostrómica se observa bien estratificada. Estratificación puesta de manifiesto por el acúmulo de clastos angulosos o subangulosos que constituyen auténticos niveles de conglomerados o brechas como se observa en la carretera de Jódar a la Estación de Quesada. Estas brechas suelen tener escasa matriz areno-arcillosa que soporta los cantos. Otras veces los niveles estratificados los forman materiales arcillosos de tonos variados; estos niveles ofrecen un aspecto hojoso, análogo al observado en deslizamientos actuales en taludes de carreteras. En ambos casos, los elementos litológicos observados pertenecen a diversas unidades estratigráficas reconocidas en otros sectores de las Zonas Externas de las cordilleras Béticas.

Las observaciones realizadas en diversas transversales en la Hoja, han permitido deducir el mecanismo que ha generado la implantación de los distintos elementos que constituyen la Unidad Olistostrómica.

Así, se han observado paquetes y bloques deslizados de naturaleza competente (areniscas, margocalizas, dolomías, etc., ...), en los que unas veces se aprecia deformación en los mismos y otras veces no. En ambos casos los olistolitos están inmersos en una matriz lutítico-arenosa y conserva su textura y estructura original. Cuando este proceso se da, HOEDEMAEKER (1973) indica que se trata de un deslizamiento coherente, ya que hay preservación de la estructura interna de los fragmentos de roca. Ejemplos sobre la estructura de estos olistolitos, se pueden observar en el cuadrante suroccidental de la Hoja.

En ocasiones se observa en el campo que los márgenes de los olistolitos presentan una acusada brechificación. Este fenómeno se ha interpretado, como que el olistolito se ha deslizado en un medio en el que la cohesión entre las partículas del sedimento es menor, el rozamiento por tanto es mayor, y en consecuencia se puede brechificar en los bordes.

Cuando la Unidad Olistostrómica presenta estratos de naturaleza brechoide, el mecanismo de transporte que genera el proceso de deslizamiento, puede asociarse a flujos de sedimentos en masa. Dicho mecanismo responde al tipo *debris-flow*.

Es frecuente observar fenómenos de *slumping* ligados tanto a los paquetes deslizados como a los niveles brechoides. Estos fenómenos se producen normalmente cuando los sedimentos están asociados a una pendiente.

Así pues, la paleopendiente determina la dirección y sentido en que se producen los *slumpings*. Las medidas efectuadas sobre la vergencia del plano axial de dichos *slumpings*, nos indican una componente O-NO, dato de gran valor para poder reconstruir la paleogeografía.

En resumen, los olistolitos constituyen paquetes o bloques deslizados que pueden preservar la estructura interna o no. Además se reconocen *mass-flows* constituidos por *debris-flows* y *mud-*

flows. Los primeros pueden proceder de la disgregación de los olistolitos, de hecho las litologías son idénticas y lo único que difiere es el tamaño; los segundos se producen cuando el deslizamiento afecta a materiales más margosos.

La edad de la Unidad Olistostrómica ha sido definida por ROLDAN y GARCIA CORTES (1988), como Langhiense superior-Serravalliense inferior. Se ha datado la Unidad suprayacente como Serravalliense-Tortonense inferior. Los cantos embebidos en la Unidad Olistostrómica, no dan nunca edades superiores al Langhiense inferior.

Todos los argumentos expuestos anteriormente, permiten establecer con ciertas garantías la edad de esta Unidad.

Así, la Unidad Olistostrómica se habría depositado, en la Hoja de Baeza, entre el Langhiense superior-Serravalliense inferior.

En definitiva se evidencia una clara heterocronía del emplazamiento de esta Unidad de carácter olistostrómico.

1.2.2. **Unidad detrítico-carbonatada** (12 a 15)

Se sitúa en discordancia, indistintamente sobre la Unidad Olistostrómica, descrita anteriormente, o sobre el afloramiento prebético de la Sierra de Jódar.

La mayor parte de esta Unidad presenta facies de margas blancas y hacia la base calizas de algas y/o calcarenitas. También existen algunos afloramientos con facies de características turbidíticas, facies de conglomerados y facies de margas blancas con olistolitos.

1.2.2.1. **Areniscas calcáreas, margas y conglomerados** (12)

Estas facies aparecen en afloramientos aislados, discordantes sobre la U. Olistostrómica y generalmente en estructuras sinclinales o bien subhorizontales sobre dicha Unidad.

A grandes rasgos, constituyen una alternancia de areniscas calcáreas (con un porcentaje elevado de cuarzo), y margas blancas. A veces existen niveles de calcarenitas, intercalados entre los estratos de areniscas, que constituyen un auténtico puré de globigerínidos y otras formas resedimentadas del Cretácico y Terciario. También se observan niveles brechoides de areniscas calcáreas y calizas de algas, que se interpretan como el producto de la erosión y posterior depósito de materiales de edad equivalente, situados, en otros puntos de la cuenca.

La morfología de los estratos, es tabular a escala de afloramiento, si bien se observan en un punto (Vértice Gato, en el borde oriental de la Hoja), estratos cuneiformes.

La base de los estratos suele ser plana, con escasas huellas de corriente en el muro. Cuando éstas se observan, indican una dirección y sentido de aportes de componente a SSE a NNO, sin embargo se han medido algunas de componente prácticamente E a O.

El análisis efectuado sobre afloramientos, en torno a esta disparidad en el sentido de las paleocorrientes, ha permitido determinar cierta variabilidad de facies en función de la paleocorriente (dirección de aportes). Así, se advierte en los materiales que muestran estructuras con dirección y sentido de paleocorrientes de componente SSE a NNO, una facies de areniscas ricas en cuarzo, probablemente provenientes de los relieves prebéticos. Los materiales que muestran direcciones y sentidos de paleocorrientes de E a O, presentan facies fundamentalmente calcareníticas. En el seno de las calcarenitas existen fragmentos de calizas de algas y fauna resedimentada, elementos que caracterizan un sistema deposicional nutrido, a partir de una plataforma que simultáneamente se estaba depositando y erosionando.

Las estructuras de ordenamiento interno que se observan, son laminación paralela, "ripples" y escasas gradaciones de tamaño de grano, probablemente debidas a que en general las areniscas muestran homometría en el tamaño de grano.

El estudio petrológico de estas areniscas, revela un contenido en cuarzo superior al 40%, un 15% de fragmentos de calizas, un 10% de fragmentos de areniscas y el resto es cemento calcítico. Este cemento que traba a los granos es de calcita espática.

Los estratos de margas blanquecinas que se intercalan entre las areniscas calcáreas, aumentan de espesor hacia techo, delatando una sucesión grano y estratodecreciente. Se ha observado en dos afloramientos (E de la Estación de Quesada y 1 km al E de Donadío), cantos redondeados incorporados en los estratos de margas, que corresponden a litologías que pertenecen a series prebéticas. Este hecho se interpreta debido a la existencia de relieves de estas series que se estaban erosionando. Erosión que se traduce no sólo con el depósito de estos clastos, sino también de gran parte del material margoso, como así lo revela la cantidad de fauna resedimentada, de edades comprendidas entre el Cretácico y el Mioceno inferior.

A veces, intercalados entre las areniscas calcáreas, aparecen paquetes conglomeráticos, asociados a delgados niveles margosos. Estas facies únicamente se han detectado en el Cerro del Gato. Los clastos pertenecen en su mayoría a materiales que se han reconocido en series subbéticas y prebéticas.

Las estructuras de ordenamiento interno que se advierten en las areniscas calcáreas, son laminaciones paralelas. También se aprecian esporádicos clastos de diversas litologías, flotando en la matriz. Los cantos de los conglomerados están soportados por una matriz lutítico-arenosa. La base de los estratos suele ser plana, y en ocasiones se ven cicatrices erosivas, en el techo de los bancos de areniscas. El proceso sedimentario que generó estos depósitos, debió estar relacionado con en emplazamiento en masa de los conglomerados, tipo "debris-flow", en un medio marino probablemente de tipo plataforma en el que se estarían depositando las areniscas calcáreas.

1.2.2.2. **Calizas de algas y calcarenitas blancas** (13)

Sus afloramientos se hallan salpicados cartográficamente sobre la Unidad Olistostrómica, sobre el Prebético de la Sierra de Jódar, y a veces intercalados en margas blancas pertenecientes a la misma Unidad.

Se encuentran bien representadas en la localidad de Jimena, en las inmediaciones de Jódar, donde sus afloramientos orlan la Sierra de Jódar, cerca de Garcíez, en Cerro Nando y en la Sierra de Don Pedro. Todos ellos son afloramientos que superan los 2 km² de extensión. Además existen otros muchos distribuidos por la Hoja, de dimensiones mucho más reducidas.

La facies predominante es de calizas de algas y calcarenitas, con esporádicos y delgados niveles de margas blancas intercaladas. Se presentan generalmente masivas o bien en gruesos estratos, que superan a veces los 2 m de espesor. No se observan casi nunca estructuras de ordenamiento interno a excepción de algunas laminaciones paralelas.

Litológicamente, este conjunto está formado por calizas blancas o ligeramente grisáceas, bioclásticas, que en ocasiones constituyen un auténtico biolito de algas rodofíceas (*Archaeolithothamnium*). Además suelen contener nummulítidos, foraminíferos, radiolarios, restos de briozoos y equinodermos, biofacies que denuncia un medio deposicional nerítico, de plataforma interna.

La composición petrológica es variable. En ocasiones está formada por un 40% de esparita, 20% de fragmentos de rocas, un 15% de cuarzo, otro 15% de fósiles y el 10% restante son intraclastos. Otras veces, la roca está formada por más del 70% de fósiles, un 10 a 20% de matriz micrítica y el resto es cemento de calcita espática.

1.2.2.3. **Margas blancas con niveles de calcarenitas (14)**

Adquieren máxima representación cartográfica en la mitad occidental de la Hoja, aunque también existen afloramientos superiores a varios kilómetros cuadrados cerca de la Sierra de Don Pedro.

Por lo general están a techo de las dos facies descritas anteriormente (areniscas calcáreas y calizas), sin embargo pueden reposar directamente, de forma discordante, sobre la Unidad Olistostrómica.

Estas facies están constituidas esencialmente por margas calcáreas blancas, esporádicamente intercalan lechos centimétricos de calcarenitas, calizas de algas y areniscas calcáreas, todos ellos distribuidos esencialmente hacia la base de la secuencia. Los afloramientos de margas blancas suelen presentarse masivos, ocasionalmente se les advierte una tenue laminación paralela, debida a la presencia de niveles milimétricos de limos silíceos. A veces las margas tienen un porcentaje elevado de diatomeas. Tradicionalmente a estas facies se les han denominado, en otros sectores, albarizas y/o moronitas.

1.2.2.4. **Margas blancas con olistolitos (15)**

Únicamente están representadas en Cerro Gordo y Cerro del Cuco, unos 5 km al NNO de la localidad de Jódar.

Tienen la misma composición litológica y características texturales y estructurales que las facies de margas descritas en el epígrafe anterior. La única diferencia es que éstas presentan involucradas en su seno, fragmentos de litología variada que se han emplazado gravitacionalmente, algunos de ellos de gran volumen.

Estos fragmentos u olistolitos son de calizas de algas y calcarenitas predominantemente, aunque existen bloques donde se aprecia la estratificación de margas y calcarenitas, todos ellos pertenecientes a distintas facies que integran esta Unidad.

También se han observado brechas intraformacionales constituidas por clastos más o menos redondeados de calizas bioclásticas.

Estas facies se interpretan que están asociadas a un talud, próximo a una plataforma marina.

1.2.2.5. **Espesor de la Unidad detrítico-carbonatada**

Dada la escasa entidad de los afloramientos, la poca continuidad lateral de los mismos, todo ello unido a la variabilidad de facies existentes, no se puede precisar un espesor medio para esta Unidad.

No obstante, si se puede dar un orden de magnitud en cuanto al espesor mínimo en algunos de los afloramientos. Así pues, en la carretera de Larva (ángulo suroriental de la Hoja), la potencia mínima de areniscas calcáreas y margas blancas, supera los 250 m. La secuencia de calizas y margas blancas aflorante en Jimena, puede superar los 350 m de espesor. En Cerro Nando y en la Sierra de Don Pedro, sólo las facies de calizas presentan una potencia superior a 150 m.

1.2.2.6. **Interpretación sedimentaria**

La facies de areniscas calcáreas y margas, presentan en la base de los estratos ocasionalmente canalizaciones y huellas de corrientes. Las estructuras de ordenamiento interno dominantes son laminación paralela y "ripples" de corriente (términos b y c, en el sentido de BOUMA, 1962); las estratificaciones gradadas son minoritarias debido a la generalizada homometría en el tamaño de grano.

De acuerdo con las observaciones expuestas anteriormente, las facies presentes corresponden a la asociación de facies *D* y *E* de MUTTI y RICCI LUCHI (1972) y WALKER (1967 y 1970). En ocasiones y para tramos litológicos concretos, no superiores a 10 m, puede estar presente la asociación de facies *C*, aunque se pueden establecer como asociaciones más comunes las *D* y *E*.

Únicamente en el Cerro de Gato, se advierte una secuencia estrato y granocreciente constituida por areniscas calcáreas y conglomerados. la facies detectada puede corresponder a la asociación de facies *A* y *B* de los autores reseñados anteriormente.

Estas asociaciones de facies son congruentes en el primer caso, con un contexto de abanico distal; mientras que en el segundo podrían corresponder a un abanico medio, donde se advierten fenómenos de *debris flow* asociados.

La mala calidad de afloramientos, la distribución discontinua de los mismos y las constantes variaciones de facies, no permiten determinar si las facies de abanico distal detectadas, estuvieran conectadas o no con las de abanico medio, aflorantes en el Cerro del Gato. No obstante, si se tiene en cuenta la gran distribución areal de las facies de abanico distal, con respecto a la de abanico medio, hay que suponer que debería existir más de un sistema deposicional.

Las facies de calizas de algas y calcarenitas con su biofacies asociada, denuncian que éstas se han depositado en un ambiente de plataforma somera.

Las facies de margas blancas con esporádicos niveles de calcarenitas, algunos de ellos de marcado carácter turbidítico, representan los últimos períodos de actividad de los sistemas turbidíticos. En este mismo sentido apunta la presencia de abundante fauna resedimentada.

Los niveles de brechas intraformacionales y los olistolitos, asociados a estas facies, junto con elementos redepositados procedentes de una plataforma (parches de algas rojas, fauna diversa, etc., ...), hace vislumbrar una zona de talud, que debería conectar parte de la plataforma carbonatada con los sistemas deposicionales de carácter turbidítico.

La reconstrucción paleogeográfica precisa en este sector es muy difícil de obtener, por dos motivos, de una parte la mala calidad de afloramientos, de otra la tectónica sobreimpuesta que han sufrido éstos sedimentos en una etapa posterior.

1.2.2.7. **Edad de la Unidad detrítico-carbonatada**

Las dataciones se han efectuado sobre la fauna y flora existentes, concretamente sobre foraminíferos planctónicos y nannoplancton.

Esta Unidad presenta problemas de datación en algunas de sus facies, debido a la cantidad de fauna resedimentada. Esta fauna resedimentada tiene en ocasiones asociaciones perfectamente conservadas, que pueden pertenecer a intervalos de tiempo comprendido entre el Cretácico y el Mioceno inferior.

De acuerdo con la problemática planteada anteriormente, se ha comprobado de forma experimental, que los estudios de microfauna y microflora indicaban inicialmente algunos aspectos contradictorios en cuanto a dataciones precisas. En este sentido, se han demostrado tramos de margas de 40 ó 50 cm de espesor, de donde se han tomado varias muestras. Teóricamente todas las muestras cogidas, insistimos sobre margas de un mismo tramo deberían dar la misma edad, en cambio se dieron los siguientes resultados:

- Edades diferentes por ejemplo unas Paleoceno y otras Mioceno inferior.
- A veces, las muestras tomadas a muro del tramo presentaban una fauna o flora más joven.
- Otras veces una misma muestra presenta dos o más asociaciones faunísticas que son incompatibles entre sí.
- Es frecuente encontrar niveles estériles o azoicos dentro del mismo tramo.
- Hay microfauna, por ejemplo del Cretácico superior que está excepcionalmente bien conservada, mientras que otra más reciente, tiene mala preservación.
- Comúnmente existe gran variedad de fauna de edades comprendidas entre el Cretácico inferior y Mioceno inferior.
- En contadas ocasiones se ha determinado el Mioceno medio; cuando esto ha sido posible es por la presencia de escasísimas formas (tanto foraminíferos como nannoplancton), que generalmente tienen una deficiente preservación.

De estas observaciones se desprende que el problema de la datación precisa está originado por los acusados fenómenos de resedimentación. Resedimentación que ha provocado en numerosas ocasiones, y en trabajo cartográficos anteriores al que se presenta, que parte de las facies que integran esta Unidad, se incluyen los otros intervalos de tiempo (v.g. Mioceno inferior).

Hay que indicar que esta Unidad, con sus facies asociadas, se sitúa discordantemente encima de la Unidad Olistostrómica datada como Langhiense superior-Serravalliense inferior. Por otra parte, los materiales de esta Unidad corresponden a edades serravallienses determinadas por:

- Nannoplancton: *Discoaster kugleri* (MARTINI y BRAMLETTE), *D. exilis* (MARTINI y BRAMLETTE), *D. bollii* (M. y B.), *Cyclococcolithus macintyrei* (BUKRY y BRAMLETTE), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER), *Cyclococcolithus miopelagicus* (BUKRY), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, SCHILLER), *Dictyococcites antarcticus* (HAQ.).
- Foraminíferos: *Globorotalia praemenardii* (CUSHMAN y STAINFORTH), *Orbulina universa* (D'ORBIGNY), *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES y BRADY).

La edad más moderna detectada corresponde al Tortoniense inferior en función de:

- Nannoplancton: *Discoaster hamatus* (MARTINI y BRAMLETTE), *D. intercalaris* (BUKRY), *D. calcaris* (GARTNER), *D. bollii* (M. y B.), *D. challengerii* (BRAMLETTE y RIEDEL), *D. variabilis* (M. y B.), *D. brouweri* (TAN.), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER).
- Foraminíferos: *Turborotalia acostaensis* (BLOW.), *T. incompta* (CIFELLI), *T. pachyderma* (EHRENBERG), *T. continua* (BLOW.), *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES y BRADY).

Por tanto se estima, con los datos micropaleontológicos obtenidos, que el intervalo de tiempo que representa la Unidad está comprendido entre el Serravaliense y el Tortoniense inferior.

1.2.3. **Unidad de Porcuna-Baeza** (16 y 17)

Sobre la Unidad detrítico-carbonatada con sus facies asociadas, o bien sobre la Unidad Olistostrómica, se disponen discordantemente los materiales de esta Unidad. Cartográficamente está representada en el tercio norte de esta Hoja.

El contacto basal de esta Unidad, en el sector objeto de estudio, no se observa con nitidez, a causa de no presentar resalte topográfico y estar parcialmente oculto por cultivos. no obstante, en base a la cartografía regional realizada, puede concluirse que constituye una discordancia, porque se apoya indistintamente sobre diversas unidades.

Por la posición subhorizontal de estos materiales, y según la diferencia de cotas entre el muro de esta Unidad y el nivel aflorante más alto de la serie, puede deducirse que el espesor de los mismos, es superior a 500 m.

La morfología, observada tanto a nivel de afloramiento como cartográficamente, es eminentemente tabular.

Mediante una discordancia, detectada a escala cartográfica, se dispone, sobre las unidades infrayacentes, un conjunto fundamentalmente de margas grises y azules en corte fresco, y marrón claro a amarillento en superficie.

En paso gradual y a techo de las facies anteriores, aparece un conjunto de paquetes de limos, areniscas bioclásticas y calcarenitas con intercalaciones de margas, que en ocasiones superan los 40 m de espesor. Estos paquetes detríticos están bien representados en las inmediaciones de Baeza.

La composición litológica de estos niveles suele presentar los siguientes elementos: de un 30 a 50% de lamelibranchios de concha fina, el resto corresponde a elementos siliciclásticos, en su mayor parte, cuarzo redondeado. En función de que estos niveles presenten una cementación más o menos carbonatada y una componente bioclástica diferencial, dominarán los limos, areniscas calcáreas o calcarenitas indistintamente.

En líneas generales el tamaño de grano es de arena fina a media, muy seleccionada. Los estratos son tabulares y de gran extensión lateral, a pesar de tener un espesor inferior a 2 m. Estos estratos alternan con niveles centimétricos de margas gris-azuladas o bien con margas blancas de naturaleza diatomítica.

Las superficies de estratificación suelen ser paralelas y generalmente planas. En ocasiones se advierten bolas o lentes de lodo que siguen unos horizontes preferenciales, que deben corresponder a niveles de margas en su origen. Estas lentes de lodo, pueden incluso llegar a

desaparecer por reactivación de corrientes, quedando los niveles detríticos amalgamados. Como estructuras de ordenamiento interno más comunes, destacan, laminación paralela probablemente de alta energía.

El análisis sedimentológico de estos estratos de limos, areniscas calcáreas y/o calcarenitas, permite argumentar que dichos materiales se depositaron en un ambiente de plataforma marina somera. Autores anteriores han estudiado materiales similares, asignándole el mismo medio (VIGUIER, 1974; RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1982; MARTINEZ DEL OLMO *et al*, 1984; etc.).

La presencia de margas hacia la base de esta Unidad, que transicionalmente en la vertical cambia a limos y calcarenitas, denuncia una secuencia granocreciente de carácter regresivo, pasando de facies de cuenca a facies de plataforma.

Las secuencias cíclicas de calcarenitas y limos, y en menor proporción lutitas, la presencia de laminaciones horizontales, posiblemente de alta energía, todo ello unido a ocasionales amalgamaciones entre los niveles detríticos, con evidencias de láminas o lentes de lodo, sugieren que las corrientes fueron originadas por agentes meteorológicos de tipo tormentas.

La presencia de niveles diatomíticos en esta secuencia con dominio de terrígenos, puede estar relacionada con fenómenos de reciclado de aguas oxigenadas y anóxicas. El cambio de estas condiciones químicas de tener oxígeno a no tenerlo, puede producir la muerte masiva de organismos y consecuentemente una rápida sedimentación de los mismos. Este tipo de depósitos puede darse indistintamente en sedimentos de plataforma, como en turbiditas ligadas a abanicos submarinos.

Materiales con un significado similar a los descritos en este sector, los ha puesto de manifiesto RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982), en Alcalá la Real y Montefrío.

La presencia de *Turborotalia humerosa* (TAKAYANAGI y SAITO) y de otros componentes del grupo de *T. acostaensis*-*T. pachyderma* y *Globorotalia plesiotumida* (BLOW y BANNER), *G. dali* (PERCONIG), *Globigerinoides extremus* (BOLLI y BERMUDEZ) y la aparición de *Globorotalia mediterranea* (CATALANO y SPROVIERI), determinan el intervalo Tortoniense superior-Messiniense.

Finalmente, indicar que gran parte de estos materiales, igual que otras unidades infrayacentes, presentan importantes resedimentaciones de fauna correspondiente al Mesozoico y Terciario.

1.2.4. Unidad conglomerática (13)

Se dispone discordante, indistintamente sobre las unidades citadas en epígrafes anteriores: sobre la Unidad de Porcuna-Baeza en las inmediaciones del Río Guadalquivir; sobre la Unidad detrítico-carbonatada en las inmediaciones de la Sierra de Don Pedro; sobre la Unidad Olistostrómica al N de Jódar y en las inmediaciones de Hornos de Peal.

El espesor de esta Unidad no se sabe con seguridad, puesto que lo normal es que esté parcialmente erosionada. No obstante, presenta una potencia mínima superior a los 50 m en el ámbito de la Hoja.

La morfología de los estratos es eminentemente canaliforme, si bien presentan una gran continuidad lateral.

Esta Unidad está constituida fundamentalmente por una secuencia cíclica de conglomerados, con esporádicos niveles de margas o limos blancos hacia la base, cambiando a tonos rosados hacia el techo de dicha secuencia. La naturaleza de los cantos es preferentemente calcárea, aunque los hay de diferente litología como calcarenitas, silíceos, areniscas rojas y verdes, margocalizas, etc., ... Todos ellos corresponden a series estratigráficas pertenecientes a las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, localizadas al Sur y al Este de esta Hoja. La matriz es arenosa o limosa; en ocasiones se detectan niveles de margas blanquecinas, preferentemente hacia la base de la secuencia.

Esta Unidad, en los aledaños del Río Guadalquivir, puede ser confundida con la terraza alta de dicho Río. Sin embargo, se ha observado en las inmediaciones de la Estación de Garcéiz-Jimena, como debajo de algunos afloramientos pertenecientes a la terraza alta, se dispone esta Unidad mediante una discordancia. La presencia de cantos metamórficos en la terraza, provenientes de las Zonas Internas, así como las distintas estructuras de ordenamiento interno, las hace claramente diferentes.

Una columna de detalle levantada en la vecina Hoja de Jaén pone de manifiesto una megasecuencia negativa, que comienza con un tramo basal de margas con canales conglomeráticos, y culmina con un tramo masivo de "debris-flows" de marcado carácter continental.

Las dataciones efectuadas en los niveles de margas blancas basales, indican una edad Mioceno superior sin precisar nada más. La posición estratigráfica de esta Unidad, sobre la de Porcuna-Baeza, datada como Tortoniense superior-Messiniense, junto con la datación mencionada anteriormente, permite asignarle a la base de la Unidad, una edad Messiniense superior. Las facies continentales de los tramos superiores, serían de edad Plioceno o Plio-Cuaternario.

Estos materiales presentan importantes resedimentaciones de fauna, correspondientes al Mesozoico y Terciario y dentro de este último al Mioceno inferior y medio.

1.3. CUATERNARIO (19 a 27)

En este epígrafe se hace referencia a los depósitos generados por la dinámica fluvial, y se han clasificado de acuerdo con sus características litológicas y geomorfológicas.

1.3.1. **Gravas, conglomerados y limos rojos** (19)

Están representados cartográficamente en dos grandes afloramientos situados al NO y ENE de la Sierra de Jódar.

Se disponen en discordancia, indistintamente sobre la Unidad Olistostrómica o sobre la Unidad detrítico-carbonatada. La potencia de estos materiales, en los puntos observados, es superior a 10 m.

La facies sedimentológica más típica observada en la Hoja, consiste en un conjunto de conglomerados y gravas con pasadas de limos. Hay un predominio de facies canalizadas con una generalizada tendencia granodecreciente a techo, que en ocasiones termina con episodios de desarrollo de suelos.

La interpretación sedimentológica de este conjunto, estaría relacionada con un sistema de abanico o abanicos aluviales que progradarían de Sur a Norte. Los aportes están constituidos esencialmente por materiales procedentes de los relieves prebéticos, situados más al Sur, en la Sierra de Jódar, y en la vecina Hoja de Torres.

1.3.2. **Conos aluviales** (20)

Se localizan principalmente, jalonando los márgenes de los ríos. Los más representativos están en los ríos Guadalquivir, Guadiana Menor y Jandulilla.

Los cauces fluviales que dan origen a estos depósitos, tienen escasa cuenca superficial, esto es, son de escasa longitud y poca anchura. Sin embargo, la presencia de numerosos conos coalescentes hace que su distribución cartográfica sea notable.

Litológicamente están formados por materiales procedentes de áreas próximas a su emplazamiento, es decir de cantos, embebidos en una matriz arcillosa, que provienen fundamentalmente de las unidades neógenas subyacentes.

1.3.3. **Derrubios de ladera** (21)

Están ubicados en las vertientes próximas a los mayores relieves. Geográficamente se sitúan en el cuadrante suroccidental de la Hoja.

Su litología la integran cantos angulosos o subangulosos de calizas mesozoicas y terciarias, inmersas en una matriz arcillosa. Su distribución areal está controlada en gran medida, por la gran pendiente donde se desarrollan y por fenómenos de solifluxión asociada a ella.

1.3.4. **Glacis** (22)

Están representados en dos afloramientos. Uno en la vertiente Norte de la Sierra de Jódar. El otro, al Sur de Ubeda en las inmediaciones del Río Guadalquivir.

Desde el punto de vista litológico ambos afloramientos son diferentes. El primero está constituido por cantos de calizas prebéticas, procedentes de la Sierra de Jódar, que tienen una matriz arenoso-limosa. La morfología superficial es de una pendiente muy suave y escasamente inclinada. La morfología del cuerpo sedimentario es claramente cuneiforme, llegando a presentar un espesor superior a 10 m. El segundo afloramiento tiene una litología casi exclusivamente arcillosa; las morfologías superficial e interna son idénticas a las anteriores, si bien el espesor en este caso no supera los 5 m.

1.3.5. **Rellenos de fondo de valle** (23)

Estos materiales se asocian a las partes más deprimidas de los suaves relieves alomados del sector septentrional de la Hoja.

Litológicamente están formados por arcillas de tonos oscuros con esporádicos cantos.

Las zonas donde se ubican, en general suelen presentar escaso o mal drenaje de aguas. Es frecuente, pues, encontrar vertisoles caracterizados por los tonos oscuros e importantes grietas de retracción.

1.3.6. **Terrazas** (24, 25 y 26)

La litología de las mismas es homogénea y está formada por conglomerados, a veces cementados, arenas y limos. Escasamente se localizan niveles de arcillas rojas intercaladas.

Se pueden presentar en algunos puntos (Estación de Garciez-Jimena), escalonadas en tres niveles, entre 2 y 40 m, por encima del curso fluvial activo.

Los tres niveles de terrazas se localizan en los ríos Guadalquivir y Jandulilla, mientras que en el Río Guadiana Menor no tiene representación cartográfica la terraza alta al estar muy erosionada.

1.3.7. **Aluvial y/o lecho de inundación** (27)

Representa todos aquellos materiales ligados al funcionamiento actual o subactual de la red fluvial.

Está bien desarrollado en los ríos Guadalquivir, Guadiana Menor, Jandulilla y Bedmar y en el Arroyo del Val. Las litologías predominantes son gravas, arenas y limos, a excepción del Arroyo del Val, que junto con el resto de la red fluvial, presenta un aluvial eminentemente arcilloso con esporádicos cantos sueltos.

2. TECTONICA

La Hoja de Baeza se sitúa en la Depresión del Guadalquivir y su límite sur está muy próximo al borde septentrional de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

El hecho más notable que influye directamente en la estructuración de la Cordillera, ha sido el emplazamiento de las Zonas Internas ubicadas en posiciones más meridionales. Comúnmente se admite, que el límite Norte de este emplazamiento corresponde con el accidente Cádiz-Alicante; este accidente está representado por una alineación de fractura de salto en dirección (N60°E y dextrorsa), con un desplazamiento conjunto de varios cientos de kilómetros.

La estructuración de las Zonas Externas parece estar controlada por el emplazamiento de las Zonas Internas, y se manifiesta por una aloctonía generalizada de sus unidades, de acuerdo con las observaciones efectuadas en la actualidad sobre su arquitectura estructural. Esta aloctonía parece estar condicionada por dos niveles de despegue, que por su gran plasticidad actúan como lubricantes en el movimiento; dichos niveles corresponden a las arcillas del Trías para el muro (floor thrust) y las margas del Cretácico para el techo (roof thrust). Estos desplazamientos producen una deformación y una fragmentación de las diversas unidades que componen el Dominio de las Zonas Externas.

Los datos regionales de campo que se disponen, junto con la bibliografía consultada, indican que no parece haber grandes discontinuidades regionales entre el Trías y el Burdigaliense inferior, si no son las puramente locales.

En el Burdigaliense superior las zonas Subbética y Prebética emergieron, según se deduce de las observaciones de VAN COUVERING, porque hace 18 m.a. mamíferos pequeños migraron de Africa a Europa y por Hsü *et al* (ambas referencias en HERMES, 1985), que abogan por la unión de Africa y Europa en el Burdigaliense. Esto produjo un levantamiento generalizado de las Zonas Externas. A esta fase orogénica HERMES (1985) la denomina: *paroxismo Burdigaliense*.

El mismo autor indica que a partir del Mioceno medio la sedimentación se localiza en cuencas que presentan una configuración predominantemente alargada, según la dirección N60°E. La sedimentación de estas cuencas, comienza con depósitos de tipo gravitacional, muy potentes, que engloban olistolitos de gran tamaño. Estos depósitos pasan a turbiditas, que acaban por desaparecer y ser reemplazadas por una secuencia margosa que se someriza y termina dando depósitos continentales. Ejemplos de estas cuencas, situadas sobre el dominio de las Zonas Externas, son: Cuenca de Maíz (HERMES, 1985), Cuenca de Moratalla (HOEDEMAEKER, 1973), etc., ... Todas estas cuencas están genéticamente ligadas a una tectónica de desgarre.

De acuerdo con las observaciones efectuadas, en el ámbito de la Hoja, los principales eventos tectónicos detectados son posteriores al Langhiense inferior, ya que no existen materiales más antiguos de esta edad en continua sucesión estratigráfica. La única duda radica en el afloramiento Prebético de la Sierra de Jódar. Para explicar su posición respecto al resto de

unidades neógenas, caben tres posibilidades: a) que sea el sustrato de estas unidades; b) que sea un bloque desplazado de su posición original, mediante fenómenos de desgarre y que esté prácticamente desenraizado de su antigua situación paleogeográfica; c) que sea un olistolito dentro de la Unidad Olistostrómica.

La posibilidad a) no creemos que sea, puesto que este afloramiento Prebético, presenta una serie comprendida entre el Aptiense inferior y el Cenomaniense. Por tanto, le falta todo el Jurásico y el Neocomiense (que quizás hubiera que suponer que no afloran), pero además le falta gran parte del Cretácico superior, toda la serie paleógena y el Mioceno inferior y parte del medio. La falta importante de series estratigráficas tanto a muro como a techo, no debe estar condicionada por el recubrimiento de materiales más modernos, porque en algunos puntos aflorarían. La explicación quizás habría que buscarla, en una fragmentación parcial de esas series ocasionadas por fenómenos tectónicos.

En cuanto a las posibilidades b y c, genéticamente son parecidas y a la vez son las más lógicas de explicar. En ambos casos la Unidad de la Sierra de Jódar, pensamos que es un bloque "extraño" incorporado, como otros tantos a la Unidad Olistostrómica. Saber si es un olistolito (elemento deslizado y vertido a la cuenca) o si se trata de un bloque desplazado longitudinalmente mediante fallas de salto en dirección, es difícil de concretar sin conocer los afloramientos de las hojas meridionales y orientales.

De acuerdo con las consideraciones efectuadas anteriormente, los materiales más antiguos, que constituyen series estratigráficas continuas, pertenecen al Langhiense superior-Serravallense inferior. Estos materiales están representados, en el ámbito de la Hoja, por la Unidad Olistostrómica, generada por procesos gravitatorios. Procesos que marcan la influencia de la tectónica sobre el proceso sedimentario, donde se identifican elementos procedentes de las Cordilleras Béticas.

De acuerdo con los procesos de deslizamiento, la naturaleza y procedencia de los materiales, las paleopendientes deducidas en base a los fenómenos de *slumping* observados, debe existir una etapa con actividad tectónica de levantamiento, de edad intra-Langhiense. Esta etapa genera la Unidad Olistostrómica a partir del desmantelamiento, por elevación, de las Zonas Externas ubicadas en posiciones más meridionales.

En la Hoja de Jaén a esta misma fase se le ha asociado una etapa de cabalgamientos (Subbético Externo sobre Unidades Intermedias), con sentido de movimientos hacia el OSO.

A continuación, en el Serravallense medio aproximadamente, se detecta una discordancia angular, entre las unidades Olistostrómica y detrítico-carbonatada. Discordancia que debe estar condicionada por una nueva etapa tectónica intra-Serravallense, que ocasiona un nuevo surco, con el relleno de la Unidad detrítico-carbonatada y sus facies asociadas.

Hacia el Tortoniense medio se produce una nueva etapa tectónica con el levantamiento de las Zonas Externas, a la que se le asocia una fracturación NO (dirección conocida regionalmente como del Guadiana Menor); además ocasiona las estructuras observables en la Unidad detrítico-

carbonatada. Ejemplos de ellas se tienen en: Cerro del Cuco, Cerro Chantre y Cerro del Rancho, todas ellas al NO de Jódar. Probablemente la estructura anticlinal deducida en la Sierra de Jódar, corresponda con esta etapa tectónica, porque las calizas de algas (pertenecientes a la U. detrítico-carbonatada) están también verticalizadas incluso invertidas. Por tanto, la discordancia entre las calizas de algas y la serie prebética de la Sierra de Jódar, es anterior a esta fase tectónica.

El levantamiento de las Zonas Externas y el plegamiento asociado de materiales pre-Tortonense superior, ocasiona una flexura donde se instala una nueva cuenca sedimentaria.

La cuenca así diseñada es cubierta por materiales margosos y detríticos, que pueden marcar el principio de una transgresión, al tiempo que se distribuyen discordantemente sobre la Unidad Olistrotrómica y la Unidad detrítico-carbonatada. En definitiva sería la etapa intra-Tortonense, bien representada en otras partes de la Cordillera.

Parece ser que hacia el Plioceno inferior, existe una etapa compresiva, según se deduce de la observación de materiales de esta edad, bajo otros de edad Serravaliense-Tortonense inferior. En el ángulo suroccidental de la Hoja, junto a la carretera que va de Jimena a Mancha Real, parece existir una falla inversa que produce en los cantos de conglomerados, estriás y huellas de presión-disolución, así como superposición de materiales más antiguos, sobre otros de edad más moderna.

En una etapa tardiorogénica tendría lugar la formación de sistemas de fracturas. Fracturas que son difícilmente detectables dada la plasticidad de los terrenos; no obstante, cabe destacar un grupo de fallas de componente N80°E, que son muy coincidentes con las directrices tectónicas de la Cordillera y otro grupo N50°O que coincide con el accidente del Guadiana Menor.

3. GEOMORFOLOGIA

En el mapa adjunto se han representado gráficamente los principales rasgos geomorfológicos de la Hoja Topográfica de Baeza. El estudio geomorfológico base se ha realizado a escala 1/50.000 y en él, sólo se han plasmado las formas y procesos más representativos, con objeto de evitar una excesiva densidad de datos que dificulte la visión del conjunto, al confeccionar el plano definitivo reducido a escala 1/100.000.

3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La Hoja de Baeza se sitúa en el sector oriental del Valle del Guadalquivir en las cercanías de los fuertes relieves calcáreos de las Sierras Subbéticas y Prebéticas.

Es atravesada longitudinalmente por el Río Guadalquivir, y dentro de la Hoja se produce su confluencia con otros cursos importantes, como son los ríos Guadiana Menor y Jandulilla. Este sistema fluvial desarrolla un angosto sistema de terrazas, entre las que se encuentran bastante encajonados los cursos fluviales actuales.

En ambos márgenes del Río se encuentran las típicas formas alomadas de la Depresión del Guadalquivir, siendo más continuas y suaves al Norte que al Sur. En la primera zona, las lomas se suceden hasta alcanzar una superficie estructural superior sobre la que se ubican las localidades de Baeza, Ubeda y otras, situadas todas ellas sobre la cota 780-800 metros. Al Sur del Río, las lomas están solapadas por un grupo de superficies planas, que corresponden con otras tantas formaciones geológicas recientes de carácter detrítico, y del conjunto sobresale una serie de cerros y serrezuelas, escarpadas y poco extensas, constituidas por materiales calcáreos o calcareníticos de diversas edades.

Las mayores cotas de la zona se encuentran precisamente en estas elevaciones, superándose los 1.100 metros de altura en la Sierra de Bedmar-Jódar.

Las principales localidades se encuentran de forma mayoritaria hacia los bordes de la Hoja, dejando un sector central prácticamente despoblado dedicado, preferentemente, al cultivo del olivo y cereales. Los núcleos de población más importantes son Baeza, Jódar y Jimena, siguiéndoles a mayor distancia, en cuanto a número de habitantes, García y Hornos.

La red de comunicaciones es aceptable y está diseñada para unir los núcleos que se encuentran en ambos márgenes del Río Guadalquivir, con lo que tienen una directriz predominante Norte-Sur. Se echa de menos una vía aceptable paralela al cauce.

3.2. FORMAS ESTRUCTURALES

La distinta naturaleza del substrato en ambos márgenes del Río Guadalquivir ha condicionado una morfología estructural bien diferenciada. En el sector alomado que

domina el margen derecho, la forma estructural más representativa es una sucesión de escarpes existentes en las cercanías de Baeza, producidas por unas intercalaciones de areniscas cementadas, dentro de las margas del Mioceno superior. Cuando la erosión ha dejado al descubierto el techo de estos niveles, se han desarrollado diversas superficies estructurales más o menos degradadas.

En la margen izquierda destacan los relieves abruptos de cerros y serrezuelas, las cuales corresponden a diversos elementos o bloques de naturaleza calcárea, englobados en un conjunto olistostrómico de matriz margosa, o a calizas y areniscas de la unidad geológica que la recubre. Cuando los bloques calcáreos son pequeños la erosión diferencial hace que afloren como salientes rocosos, mientras que sin son de mayor tamaño suelen dar crestas o escarpes. Otras formas asociadas a estos materiales son las barras rocosas ("hog-back"), que se dan al adquirir una posición vertical estratos compactos de areniscas.

3.3. MORFOLOGIA FLUVIAL Y TORRENCIAL

La morfología fluvial de la Hoja está condicionada por el trazado del Río Guadalquivir, el cual actúa como colector o nivel de base de la escorrentía existente.

Por su margen derecho confluyen arroyos de poca entidad, entre los que destaca el Val, mientras que por su izquierdo recibe a los ríos Guadiana Menor, Jandulilla y Bedmar.

Los cursos de mayor entidad han desarrollado un complejo sistema de hasta tres terrazas fluviales, en las que se encuentran bastante encajados los cauces y lechos de inundación.

La terraza alta sólo se ha localizado en dos relieves residuales, ubicados en las confluencias del Guadalquivir con los ríos Guadiana Menor y Bedmar, a unos 25 metros de los cauces actuales; su litología corresponde a unos conglomerados y arenas bastante cementados, distinguiéndose de otras formaciones detríticas próximas, por presentar cantos de naturaleza metamórfica, proveniente de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas y transportadas por el Río Guadiana Menor. Su potencia es superior a 10 metros.

La terraza media es la de mayor extensión y sobre ella se asienta la mayoría de los cultivos intensivos del sector. Al igual que la anterior, su litología es de conglomerados y arenas canalizadas con alto índice de redondeamiento, y en ocasiones fuertemente cementados, presentando sobre ellos una fértil capa limosa. Su potencia oscila en torno a 5 metros y se encuentra colgada sobre el cauce actual unos 10 metros.

La terraza baja está escasamente representada en el Río Guadalquivir y en mayor medida en el Guadiana Menor. En ésta se ha desarrollado un ciclo de aterramiento complejo en el que incluyen 3 ó 4 niveles de "microterrazas", con un salto entre ellas de 0,5-1 metro como máximo. Uno de los puntos donde mejor se observan los distintos niveles que integran el ciclo, se localiza en las cercanías de Cortijo de Rueda, aguas abajo del embalse de Pedro Marín. La litología es similar a las anteriormente descritas, aunque los sedimentos no están cementados, lo que ha

propiciado la instalación de algunas graveras que las explotan como áridos. La terraza se encuentra parcialmente colgada y se sitúa de 3 a 5 metros por encima del cauce actual.

Este último suele ser estrecho y sin apenas lecho de inundación.

En el caso del Río Guadalquivir el trazado del cauce es meandriforme y ha desarrollado unos depósitos de "point-bar" normalmente poco extensos. Por su parte el Río Guadiana Menor tiene meandros menos acusados y tramos rectos donde ocasionalmente se desarrollan canales anastomosados ("braided").

La mayor parte del resto de los cursos fluviales de la Hoja no han desarrollado depósitos fluviales propios y los existentes en su cauce provienen, en su mayoría, de derrubios de ladera, o abanicos fluviales instalados en los márgenes.

Otras formas asociadas a este Sistema Morfológico, son los conos aluviales y los rellenos coluviales de fondo de valle.

Los primeros se desarrollan en los márgenes de los principales cursos fluviales de la Hoja, frecuentemente asociados a derrubios de ladera. En ocasiones estos depósitos enlazan con terrazas fluviales poco desarrolladas, que no han podido ser diferenciadas cartográficamente por la escala utilizada, por lo que se ha distinguido un tipo morfológico más, que hemos denominado depósitos mixtos (aluvial+depósitos de vertientes).

Para el caso de cursos con vertientes poco pendientes y dominadas por materiales margosos, se han desarrollado unos depósitos coluviales de fondo de valle, que corresponden a unas arcillas con esporádicos cantos, y típicos tonos oscuros. Son producto del desmantelamiento superficial de las margas adyacentes.

3.4. MORFOLOGIA DE VERTIENTES

Dentro de este sistema morfodinámico podemos distinguir dos grupos, por un lado los depósitos coluvionares y glacis, y por otros los deslizamientos de ladera.

Los coluviones, o derrubios de ladera, están asociados a los escarpes producidos por los cursos fluviales, o en relación con las principales elevaciones topográficas de la Hoja. Su litología corresponde a cantos angulosos de tamaño medio envueltos en una matriz limosa de típico color rojizo. Distalmente pueden pasar a un glacis de inundación, el cual ocupa las partes más deprimidas del relieve y normalmente está alimentado por varios sistemas deposicionales coalescentes.

También se ha distinguido un glacis coluvial, en el que se han incluido aquellas formas directamente relacionadas con la vertiente adyacente, y que presentan un sedimento que procede directamente de ella. Normalmente este segundo tipo presenta un notable encostramiento superficial, lo que ha favorecido su preservación ante la erosión.

A pesar de dominar los materiales poco consistentes, en la Hoja de Baeza, no son muchos los deslizamientos de ladera existentes. Los más frecuentes se localizan al Suroeste de la estación de FF.CC. de Jódar, en margas blancas del Mioceno medio-superior, las cuales han englobado pequeños bloques desprendidos de las calizas suprayacentes.

Otras zonas favorables para los deslizamientos las constituyen los escarpados márgenes de los principales ríos, en los que se producen desprendimientos de escaso tamaño, así como zonas de pequeños pero frecuentes deslizamientos superficiales. A la altura del embalse de Doña Aldonza, este proceso ha llegado a descalzar una formación tabular de conglomerados cementados, produciéndose desprendimientos en bloques.

3.5. PROCESOS EDAFICOS

Dentro de los procesos edáficos, o pedogenéticos, los que adquieren mayor reflejo morfológico y, de otra parte, los únicos cartografiados, son las costras calcáreas.

Estas se han ubicado preferentemente sobre formaciones detríticas del Mioceno superior-Plioceno y algunos glacis, dando lugar a superficies planas de bordes acusados o escarpados.

Otro proceso edáfico reconocido ha sido la formación incipiente de suelos vérticos, asociados a depósitos de fondo de valle, principalmente.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La Hoja de Baeza está enmarcada en la Depresión del Guadalquivir, por tanto sus materiales están implicados en la evolución de este Dominio paleogeográfico.

Dentro del Mioceno medio y superior este Dominio, se configuró como una cuenca con subsidencia diferencial, con un borde activo de levantamiento (Cordilleras Béticas) y un borde pasivo de antepaís (Meseta Ibérica). Esta subsidencia dio lugar a un surco, a lo largo de un proceso tectosedimentario que quedó reflejado por la implantación de varias unidades deposicionales.

Estas unidades sedimentarias, que se generan en unos intervalos de tiempo concretos, originan las unidades descritas en el epígrafe de Estratigrafía.

Sobre sedimentos anteriores al langhiense superior se deposita una unidad compleja, de edad Langhiense superior-Serravallense inferior generada por acusados fenómenos de deslizamiento. Estos fenómenos se asocian a una tectónica activa, que produce un fuerte levantamiento del borde meridional de la cuenca. Al mismo tiempo se genera un surco más al Norte que recibe cantidades importantes de olistostromas (Unidad Olistostrómica).

Los olistostromas se depositan sobre un substrato ya formado, por materiales de edades comprendidas entre Trías y Langhiense inferior no aflorantes en este sector (quizás zócalo Paleozoico).

La cuenca configurada debería tener áreas donde no llegaran los materiales deslizados, especialmente hacia zonas más septentrionales. En estas zonas es donde debe existir la sedimentación autóctona de la cuenca y que es sincrónica con el emplazamiento de la Unidad Olistostrómica; en el sector de estudio dicha sedimentación autóctona no aflora.

Sobre los materiales depositados en el intervalo de tiempo anterior, se sitúa la Unidad detrítico-carbonatada, de edad Serravallense-Tortonense inferior-(medio?), en franca discordancia angular.

El mecanismo tectónico-sedimentario que controla la implantación de esta Unidad, debió ser similar al que produjo la etapa anterior, con la diferencia que en este caso los movimientos de elevación y subsidencia, debieron ser de menor envergadura dada la escasa representación de olistostromas en esta etapa.

Esta Unidad, en la Hoja de estudio, se alimenta esencialmente de elementos procedentes de zonas meridionales y orientales. Sin embargo, en zonas próximas al borde de la meseta, y cerca del sector que nos ocupa, MARIN SEÑAN (1988) ha definido, para este intervalo de edad, sistemas deltaicos conectados con la Meseta que progradan hacia la cuenca.

Antes de producirse el depósito de los materiales correspondientes al Tortonense superior-Messiniense, los materiales previamente depositados se pliegan. Este plegamiento de la Unidad

Olistostrómica y de la Unidad detrítico-carbonatada, observado en superficie, es tanto más acusado cuanto más al Sur se está de la cuenca de depósito, mientras que hacia el Norte la deformación es casi inexistente.

Esta etapa tectónica, intra-Tortonense, también ha sido descrita en otros sectores de la Cordillera por ESTEVEZ *et al*, 1982.

A continuación se produce una transgresión, en el Tortonense superior, y acontece en el ámbito de la Hoja una sedimentación constituida por depósitos de margas grises-azuladas, interpretados como sedimentos de cuenca.

Sobre los depósitos margosos se sitúan las facies de areniscas calcáreas bioclásticas, originadas en un ambiente de plataforma somera.

Hacia el Mioceno terminal o Plioceno inferior debió acontecer un basculamiento, ligado posiblemente a una surrección de los relieves pertenecientes a las Zonas Externas, situadas en posiciones más meridionales. El nuevo relieve creado fue ávidamente erosionado, con conglomerados, que se depositan inicialmente en un medio marino, para evolucionar, posteriormente, a un medio de depósito continental.

Esta etapa de carácter somerizante indicaría la retirada definitiva del mar hacia el SO, posición que actualmente ocupa en el Golfo de Cádiz.

En el Cuaternario y hasta la actualidad, tiene lugar la erosión y relleno por la red fluvial instaurada, básicamente en el sector objeto de estudio, por los ríos Guadalquivir, Guadiana Menor y Jandulilla.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA

Las explotaciones mineras llevadas a cabo en la Hoja de Baeza son muy escasas y puntuales. Estas se sitúan sobre materiales pertenecientes a la Unidad Olistostrómica.

Existen dos tipos de sustancias minerales que han sido susceptibles de explotación; las sales y los óxidos de hierro. Ambos en relación con los olistolitos de la Unidad mencionada anteriormente.

Las sales se obtienen a partir de salmueras extraídas de varios sondeos, ubicados en las inmediaciones del Cortijo Vega de las Salinas, unos 7 km al SE de Ubeda, (según cita de GARCIA ROSSELL, 1972), las cuales son tratadas en una factoría química localizada en la estación FF.CC. de Jódar.

Los óxidos de hierro se localizan en horizontes estratigráficos intercalados en dolomías de edad Triásica, que se han emplazado posteriormente por fenómenos gravitacionales. Según FENOLL *et al.* (1975), la génesis de estas mineralizaciones se asocian a dos etapas: a) actividad hidrotermal en relación con procesos ígneos de naturaleza básica, b) consecuencia de esa actividad, se produce una removilización y depósito estratiforme de los óxidos de hierro.

Sólo se han detectado en las inmediaciones de Garcéz dos indicios de escasa entidad.

El uso más habitual de estos óxidos de hierro es como materia prima en la fabricación de pinturas especiales (minio).

5.2. CANTERAS

Existen tres canteras en la Hoja; dos de ellas con funcionamiento eventual, de las que se extraen áridos (gravas) para la construcción. Una se ubica en las inmediaciones del Río Guadalquivir, de donde se obtienen gravas y arenas de la terraza media de dicho Río. La otra está situada en el Cerro del Gato, el material extraído se ha empleado en la construcción del Embalse de la Cerrada.

La tercera cantera se sitúa en las inmediaciones del Vértice Atalaya (3 km al E de Garcéz). Antiguamente se extraía piedra de yeso como aglomerante para la construcción. Se ubica dicha cantera en un olistolito de yeso de dimensiones reducidas.

5.3. HIDROGEOLOGIA

Dentro de la Hoja de Baeza los únicos sedimentos que tienen cierto comportamiento permeable, y por consiguiente con la posibilidad de constituir acuíferos, son los carbonatos

prebéticos y del Mioceno medio, las calcarenitas del Mioceno y finalmente los depósitos detríticos recientes.

De ellos, solamente las calizas y dolomías del afloramiento Prebético situado al Oeste de Jódar, las calizas del Mioceno medio ubicadas al Sur de Jimena y las terrazas aluviales del Guadalquivir y Guadiana Menor, son los que ofrecen la extensión necesaria como para constituir acuíferos de cierto interés.

Al primero se le conoce como unidad hidrogeológica de la Serrezuela de Bedmar-Jódar. La superficie de afloramiento permeable es de 14 km², de los que una pequeña porción se encuentra en la Hoja de Torres, y el resto en Baeza. Los recursos estimados se aproximan a 2 Hm³/año, los cuales eran drenados por los manantiales de Carratraca, situados cerca de Bedmar a la cota 680 m y por Fte. de la Dehesilla, en el Norte, a 640 m de cota.

En los últimos años se han efectuado una serie de perforaciones para el abastecimiento a Jódar y Bedmar y para riegos, que han producido el agotamiento de las surgencias y un descenso del nivel piezométrico superior a 30 m.

El acuífero de Jimena alcanza los 3,5 km² de superficie, localizándose gran parte de ella en la Hoja de Torres. Sus recursos subterráneos han sido estimados en trabajos hidrogeológicos previos, en 1 Hm³/año, lo que supone algo más de 30 l/seg. de caudal continuo. La práctica totalidad de estos recursos son drenados por Fte. Cánava, al Sureste de Jimena, estando en la actualidad regulada por un sondeo.

Dentro de las terrazas aluviales ligadas a los ríos Guadalquivir y Guadiana Menor, la única de interés hidrogeológico es la inferior, ya que el resto se encuentran colgadas sobre el cauce actual y, por tanto, no reciben alimentación del río. Las altas concentraciones en sulfatos que presentan las aguas de estos cursos, hacen que las perforaciones efectuadas en sus márgenes no puedan destinarse para consumo humano.

El resto de los afloramientos permeables, en especial los de calcarenitas, sólo ofrecen un interés hidrogeológico puntual.

6. BIBLIOGRAFIA

- ABBATE, E.; BORTOLOTTI, V. y PASSERINI, P. (1970): Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology*. H. Pag. 521-527.
- AZCARATE, J.E. y ESPEJO, J.A. (1977): Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 20-36 (906), Ubeda MAGNA. IGME.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Secr. Public. Univ. Granada*. 83 pp.
- BAENA, J. y JEREZ, L. (1982): "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)". *Col. Informe. IGME*.
- BLUMENTHAL, M. (1931): Geologie des chaines Penibétiques et Subbétiques entre Antequera et Loja, et les zones limitrophes. *Bull. Soc. Geol. France*. 5ª Ser. (I); pág. 23-94. París.
- BOUMA, A.M. (1962): Sedimentology of some flysch deposits (A. graphic approach to facies interpretation). *Elsevier publishing company*, Amsterdam/New York, 1962.
- BOURGOIS, J. (1975): "Présence de brèches d'origine sédimentaire à éléments de Crétacé au sein du Trias germano-andalou. Hypothèses sur la signification". *Bull. Soc. Géol. France* (71 XVII, p. 1095-1100).
- BOURGOIS, J. (1978): La transversale de Ronde. Données géologiques pour un modèle d'évolution à l'arc de Gibraltar. *Tesis Doct. Univ. Besançon*. (Inédita).
- BUSNARDO, R. (1960-62): "Regards sur la géologie de la région de Jaén (Andalousie)". *Livrea a la Mem. du Prof. Fallot. Soc. Geol. France*. Pag. 189-198.
- BUSNARDO, R. (1975): "Prébétique et Subbétique de Jaén à Lucena (Andalousie). Introduction et Trias. *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. nº 65*, 184 p.
- BUSNARDO, R. (1979): "Prébétique et Subbétique de Jaén a Lucena (Andalousie)". *Le Lias Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, nº 74*, 140 p.
- CALDERON Y ARANA, S. (1890): "Edad geológica de los terrenos de Morón de la Frontera". *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, XVII, p. 235-239, 1 fig.
- CASTELLO, R. y PIGNATELLI, R. (1975): Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 17-37 (924), Bujalance. MAGNA-IGME.
- CHAUVE, P. (1968): Etude géologique du Nord de la province de Cadix. *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, t. LXIX. 377 p., 1 corte.

- COMAS, M.C.; RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1982): "El Cretácico de las Unidades Intermedias y Zona Subbética". En: *El Cretácico en España*, Univ. Complutense de Madrid, pág. 570-603.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1974): Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna. *Tesis Doct. Univ. Granada*, 431 p.
- DIDON, J. (1969): Etude géologique du Campo de Gibraltar. (Espagne méridionale). *Thèse Paris*. 539 pg., 124 fig. 3 lam. 1 plano.
- DOUVILLE, R. (1906): Sur les Alpes Subbétiques au Sud du Guadalquivir. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*; V-VI; p. 122-125. Madrid.
- DROOGER, C.W. (1956): Miogypsina at Puente Viejo Spain *Koninkl Nederl Akademie van wetenschappen. Serie B*. 59; nº 1. Amsterdam.
- DUPLAND, L.; GUIGNARD, J. y FORTIN, L. (1965): "Etude géologique des permis de la région de Cordoue (La Rambla-Montilla-Castro del Río-Lucena)". SNPA para ENPASA. 27 pp. IGME. Madrid.
- DUPUY DE LOME, E. (1965): "El concepto de olistostroma y su aplicación a la geología del Subbético". *Bol. IGME*. LXXXVI, pp. 23-74.
- ESTEVEZ, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1986): Sedimentación neógena y tectofacies asociadas a la acción de fallas de salto en dirección. Ejemplo del accidente de Socovos (Zona Prebética. Provincias de Albacete y Murcia). *XI Congreso Español de Sedimentología*. Barcelona 15 a 28 de Sept. de 1986.
- ESTEVEZ, A.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1982): Evidencia de una fase comprensiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológ.* 38, 55-60.
- FALLOT, P. (1945): Estudios Geológicos de la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor. *Mem. Invest. Lucas Mallada*. C.S.I.C. p. 719. Madrid.
- FALLOT, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Est. Geolo.* nº 8; p. 83-172; 12 fig.; 3 lam. Madrid.
- FENOLL, P. y GARCIA ROSSELL, L. (1975): Las mineralizaciones de hierro tipo "ocres rojos" en la localidad de Garcéz (Jaén), España. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.* Vol. XXX (2), pág. 597-610.
- FOUCAULT, A. (1971): Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaën et de Grenade, Espagne meridionale). *Thèse, Paris*.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RUIZ ORTIZ, P. y VERA, J.A. (1982): Turbiditas carbonatadas del Cretácico inferior en el arroyo Bercho. Prebético de Jaén: Interpretación genética e implicaciones paleogeográficas. *Cuad. Geol. Iber.*, 8, pág. 433-447.

- GARCIA HERNANDEZ, M.; LUPIANI, E. y VERA, J.A. (1986): La sedimentación liásica en el sector central del Subbético medio: Una clave para la interpretación de la evolución de un rift intracontinental. *Acta Geol. Hisp.* (en prensa).
- GARCIA ROSSELL, L. (1973): Estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes. Cordilleras Béticas (Provincia de Jaén). *Tesis Doct. Univ. de Granada*. 550 p. (Inédita).
- GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1971): "Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas. *Cuader. Geol. Ibér.* Vol. 2, pp. 55-90.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MARTIN ALGARRA, A.; MOLINA, E. y SERRANO, F. (1985): Sobre la edad y significado tectonosedimentario de la formación del Pantano de Andrade (Cordillera Bética, prov. de Málaga). *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*
- HAUSSMAN (1844): Veber der gebirgssystem, der Sierra Nevada und das gebirge um Jaén. *Abn. d. k. Gessell de Wiss An. Glottingn.*
- HERMES, J.J. (1985): *Algunos aspectos de la estructura de la zona subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional)*. *Estudios Geol.* 41, 157-176.
- HOEDEMAEKER, P.J. (1973): Olistostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Province de Murcia; Spain). *Scripta Geol.* 19, Amsterdam.
- IGME (1987): Contribución de la Exploración Petrolífera al conocimiento de la Geología de España. *IGME. Ríos Rosas*.
- JEREZ, F. (1979): "Contribución a una síntesis de las Cordilleras Béticas". *Bol. Geol. y Min.* T. 90, Fac. 6.
- JEREZ, F. (1981): "Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas". *Bol. Geol. y Min.* T. XCII-I, pp. 1-18.
- LHENAF, R. (1981): "Recherches Géomorphologiques sur les Cordillères Betiques Centro occidentales (Espagne)". *Thèse. Uni. de Lille III*, 2 t. 713 pp.
- LUPIANI, E.; ROLDAN, F.J. y GARCIA CORTES, A. (1988): Nuevos datos sobre la estratigrafía y estructura del afloramiento prebético de Jaén. *II Congreso. Geol. Esp.* Vol. 1, pág. 119-122.
- MALDONADO, A. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1982): "Modelos de sedimentación turbidítica antiguos y modernos: La Formación Cerrajón (Cretácico inferior; Cordilleras Béticas) y los abanicos submarinos del Mediterráneo Noroccidental. *Cuad. Geol. Ibérica.* T. 8, 8: 499-525.
- MALLADA, L. (1983): Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén. *Bol. Com. Map. Geol. España.* T-XI, p. 1-65; 1 Mapa. E. 1:800.000. Madrid.

- MARTINEZ DEL OLMO, W.; LERET, G. y MEGIAS, A.G. (1982): El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico Superior en la Zona Prebética. *Cuad. Geol. Ibérica*. T. 8: 597-614.
- MARTINEZ DEL OLMO, W.; GARCIA MALLO, J.; LERET, G.; SERRANO, A. y SUAREZ, J. (1984): Modelo tectosedimentario del bajo Guadalquivir. *I. Congreso Geológico de España*. T-1 pág. 199-212.
- MARIN, J.M. (1988): Sedimentación detrítica en el borde Norte de la Depresión del Guadalquivir (sector Villanueva de la Reina, Prov. de Jaén). *II Congreso Geológico de España*. Vol. 1, pág. 123-126.
- MARTIN ALGARRA (1987): Evolución Geológica Alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. *Tesis Doctoral*. Univ. de Granada. 2 volúmenes. 1171 pág.
- MEGIAS, A.G. (1982): La evolución del Mar de Albarán y Cadenas Bético-Maghrébides durante el Neógeno. *5º Cong. Latinoamericano de Geol. Buenos Aires*.
- MIALL, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In: *Fluvial Sedimentology*. (Ed. by A.D. Miall), pp. 597-604. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.* 5. Calgary.
- MOLINA CAMARA, J.M. (1987): Análisis de facies del Mesozoico en el subbético Externo (Provincia de Córdoba y Sur de Jaén). *Tesis Doct. Univ. Granada*.
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, R. (1972): Le torbiditi dell'Appenino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 11 pág. 161-199.
- NICKLES, R. (1906): Fenómenos decobijadura en España, en la Zona subbética. *Sol. Com. Map. Geol. Esp.* T-XXVIII; VIII; 2ª serie; p. 77.
- OKADA, H. y BUKRY, D. (1980): Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (BUKRY, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*. Vol. 5, pag. 321 a 325.
- PERCONIG, E. (1960-1962): Sur la constitution géologique de L'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir. (Espagne meridionale). *In livre à la mémoire du Prof. P. Fallot. mem h-série, S.G.F.* t. 1 p. 229-256.
- PERCONIG, E. (1964): La tectónica del Mioceno de la Cuenca del Guadalquivir (España meridional). *Inst. Lucas Mallada. C.S.I.C. Cursillos y conferencias*. IX pág. 271-273.
- PERCONIG, E. y MARTINEZ, C. (1977): Perspectivas petrolíferas de Andalucía Occidental. *Bol. Géol. Min. de España*. T-88-V (417-433).
- PEYRE, Y. (1974): Géologie d'Antequera et de sa région (cordillères bétiques, Espagne). *Thèse Paris*.

- PORTERO, J.M. y ALVARO, M. (1984): La Depresión del Guadalquivir, cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. *I Congreso Español de Geología*. T-III. pág. 241-252.
- PUJALTE, V. (1970): Estudio geológico del sector Sur de Pegalajar (Provincia de Jaén). *Tesis Licen. Univ. de Granada*. (Inédita).
- ROBLES, M.S. (1970): Estudio geológico del sector S^a de Almadén-Cambil. *Tesis Licen. Univ. Granada*. (Inédita).
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1982): El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*, 224 p.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C. (1988): El Corredor de las Alpujarras: un área de sedimentación con movimiento transcurrente. Arquitectura estratigráfica y evolución geodinámica. *II Congreso Geológico de España*. Vol. Simposios, pág. 153-162.
- ROLDAN, F.J. y BORRERO, J. (1985): Mapa y memoria explicativa de la Hoja n° 13-40 (985), Carmona. *MAGNA. IGME*.
- ROLDAN, F.J. y GARCIA CORTES, A. (1988): Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir, Cordilleras Béticas (Prov. de Córdoba y Jaén). *II Congreso Geológico de España*. Vol. 1, pág. 189-192.
- ROLDAN, F.J.; RUIZ-ORTIZ, P. y MOLINA, J.M. (1985): Mapa y memoria explicativa de la Hoja n° 16-39 (967). Baena. *MAGNA-IGME*.
- RUIZ ORTIZ, P.A. (1980): "Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril y Jaén). *Tesis Univ. Granada (Publ. Secr. Publ. Granada)*.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973): "Geología de la transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén). *Tesis Univ. Granada*. 275 pp.
- SERRANO, F. (1979): "Los Foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda, y su comparación con las otras áreas de las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ. de Málaga* pp.
- STAUB, R. (1927): Ideas sobre la tectónica de España. *Real Acad. de Ciencias, bellas artes y nobles letras de Córdoba*.
- VIGUIER, C. (1974): Le Néogène de L'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). *Historie géologique du bassin du bas Guadalquivir. Thèse Bordeaux*. 449 p.
- WALKER, R.G. (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sed. Petrol.*, 37, 1: 25-43.

WALKER, R.G. (1970): Review of the geometry and facies organization of turbidites and turbidite-bearing basins. *Geol. Ass. Canada, Spec. 7*: 219-251.