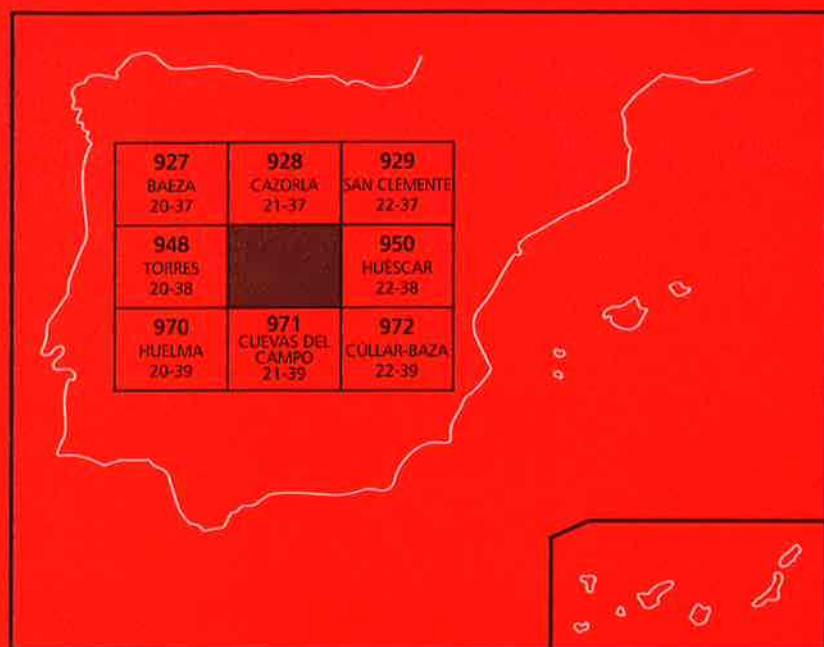




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie-Primera edición



POZO ALCÓN

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

POZO ALCÓN

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

NIPO: 657-06-008-0

ISBN: 84-7840-657-3

Depósito legal: M-51361-2006

La presente hoja ha sido realizada por INVESTIGACIONES GEOLÓGICAS Y MINERAS, S.A. (INGEMISA) con Normas, Dirección y Supervisión del INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME), habiendo intervenido:

Cartografía y Memoria:

ROLDÁN GARCÍA, F.J., Dr. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
LUPIANI MORENO, E., Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
VILLALOBOS MEGÍA, M., Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
CONTRERAS LÓPEZ, E., Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)

Sedimentología:

ROLDÁN GARCÍA, F.J., Dr. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)

Petrología:

MARTÍN PENELA, A., Dr. en Ciencias Geológicas (Univ. Granada)

Micropaleontología:

Foraminíferos

SERRANO LOZANO, F., Dr. en Ciencias Geológicas (Univ. Málaga)

Nannoplancton

MARTÍN PÉREZ, J.A., Lic. en Ciencias Geológicas (Univ. Granada)
AGUADO MERLO, R., Dr. en Ciencias Geológicas (E.U.I.T. Linares)
BOUCHRA EL MAMOUNE, Lic. en Ciencias Geológicas (Univ. Granada)

Macropaleontología:

CHECA GONZÁLEZ, A., Dr. en Ciencias Geológicas (Univ. Granada)

Geomorfología:

CONTRERAS LÓPEZ, E., Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)
ROLDÁN GARCÍA, F.J., Dr. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)

Hidrogeología:

LUPIANI MORENO, E., Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)

Geotecnia:

HIDALGO RUIZ, J., Lic. en Ciencias Geológicas (INGEMISA)

Dirección y Supervisión del IGME:

FERNÁNDEZ-GIANOTTI, J., Dr. en Ciencias Geológicas

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Columnas estratigráficas.
- Informe neotectónico.
- Informe estructural.
- Fichas bibliográficas.

INDICE

	<u>Pág.</u>
INTRODUCCIÓN	7
SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS	7
ANTECEDENTES.....	7
MARCO GEOLÓGICO	9
1.- ESTRATIGRAFÍA	10
1.1.- ZONAS EXTERNAS	10
1.1.1.- Prebético	10
1.1.1.1.- Areniscas y arcillas rojas con yeso (1) (Triásico).....	11
1.1.1.2.- Dolomías masivas y brechoides. A techo calizas oolíticas (2) (Lías Dogger)	11
1.1.1.3.- Calizas nodulosas, margocalizas y margas (3) (Oxfordiense-kimmeridgiense)	12
1.1.1.4.- Calizas parcialmente dolomitizadas (4) (Kimmeridgiense-Portlandiense).....	13
1.1.1.5.- Alternancia de calizas, margocalizas y margas (5). Areniscas y conglomerados (6) (Portlandiense-Berriasiense).....	13
1.1.1.6.- Calizas y margocalizas, dolomías arenosas (7). Areniscas y conglomerados (8) (Berriasiense-Valanginiense)	15
1.1.1.7.- Margas y arenas con niveles de calizas (9) (Berriasiense-Valangiense)	16
1.1.1.8.- Margas arenosas y calcarenitas. Calizas con rudistas (10) (Valanginiense-Albiense)	16
1.1.1.9.- Dolomías masivas y brechoides y calizas tableadas (12) (Albiense-Senoniense)	17
1.1.1.10.- Alternancia de calizas bioclásticas, margocalizas y margas (13) (Senoniense)	18
1.1.1.11.- Alternancia de calizas bioclásticas y margas (14) (Paleoge-no-Mioceno inferior)	19
1.2.- CUENCAS INTERIORES	20
1.2.1.- Unidad Tectónica Compleja. Bloques, cuñas y láminas tectónicas de edad y litología variables (15). Calizas y dolomías Jurásicas (23). Margas calcáreas blancas (16). Areniscas calcáreas (17). Mioceno inferior-Serravalliense	20

1.2.2.- Unidad Olistostrómica. Debritas y olistostromas (18). Olistolitos de dolomías negras (19). Olistolitos de yesos (20). Olistolitos de ofitas (21). Olistolitos de materiales triásicos indiferenciados (22). Olistolitos de calizas jurásicas (23). (Mioceno inferior-Serravallense)	22
1.2.3.- Margas blancas. Localmente limos y niveles de conglomerados (24) (Serravallense-Tortonense inferior).....	23
1.2.4.- Calizas de algas, calcarenitas y/o calizas bioclásticas (25) (Serravallense-Tortonense inferior).....	24
1.2.5.- Margas blancas y alternancia de margas y areniscas bioclásticas amarillas (26). Areniscas calcáreas bioclásticas, localmente conglomerados (27) (Tortonense superior)	25
1.2.6.- Conglomerados, debritas, limos y arcillas rojo-asalmonadas con carbonatos (28) (Vientiense-Pleistoceno inferior).....	26
1.2.7.- Alternancia de arcillas, carbonatos, arenas y conglomerados (29) (Vientiense-Pleistoceno inferior)	28
1.3.- FORMACIONES SUPERFICIALES	28
1.3.1.- Conglomerados, arcillas y costras carbonatadas. Glacis de primera generación (30) (Holoceno).....	28
1.3.2.- Arcillas con cantos de carbonatos. Glacis de segunda generación (31) (Holoceno)	29
1.3.3.- Arcillas con cantos sueltos. Coluviales indiferenciados (32) (Holoceno)	29
1.3.4.- Gravas y arcillas con bloques. Vertiente de bloques (33) (Holoceno).....	29
1.3.5.- Arcillas y bloques. Derrubios de ladera (34) (Holoceno)	30
1.3.6.- Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (35) (Holoceno)	30
1.3.7.- Arenas, limos y arcillas. Abanicos aluviales actuales (36) (Holoceno).....	30
1.3.8.- Arcillas y costras carbonatadas. Depósitos de vertientes (37) (Holoceno)	31
1.3.9.- Gravas, arenas y limos. Llanura de inundación (38) (Holoceno-Actual)	31
2.- TECTÓNICA.....	31
2.1.- TECTÓNICA REGIONAL	32
2.2.- DESCRIPCIÓN DE UNIDADES O LÍMITES ESTRUCTURALES	32
2.2.1.- Prebético	33
2.2.2.- Corredor del Guadiana Menor.....	38
2.2.3.- Cuenca de Guadix-Baza	39
2.2.4.- Sistemas de fractura	39
2.3.- CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN	41

	<u>Pág.</u>
3.- GEOMORFOLOGÍA.....	42
3.1.- DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA	42
3.2.- ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	45
3.2.1.- Estudio Morfoestructural	45
3.2.1.1.- Dominio prebético	45
3.2.1.2.- Depresión de Guadix-Baza	47
3.2.2.- Estudio del Modelado	49
3.2.2.1.- Dominio prebético	49
3.2.2.2.- Depresión de Guadix-Baza	50
3.3.- FORMACIONES SUPERFICIALES	52
3.4.- EVOLUCIÓN DINÁMICA	52
3.5.- TENDENCIAS	55
4.- HISTORIA GEOLÓGICA	55
5.- GEOLOGÍA ECONÓMICA	59
5.1.- HIDROGEOLOGÍA	59
5.1.1.- Climatología	59
5.1.2.- Hidrología Superficial.....	60
5.1.3.- Características Hidrogeológicas	63
5.1.3.1.- Unidad Sierra de Cazorla.....	64
5.1.3.2.- Subunidad Nacimiento del Guadalquivir	64
5.1.3.3.- Subunidad La Canal - Torre del Vinagre.....	65
5.1.3.4.- Subunidad Cabañas - Gualay	65
5.1.3.5.- Subunidad de la Sierra de Castril.....	66
5.1.3.6.- Subunidad de Peralta	67
5.1.3.7.- Subunidad Sierra de Quesada	67
5.1.3.8.- Acuífero Detrítico de Pozo Alcón.....	68
5.1.3.9.- Acuífero del Guadiana Menor	69
5.2.- RECURSOS MINERALES	69
5.2.1.- Minerales Metálicos	69
5.2.2.- Minerales no Metálicos	69
5.2.3.- Rocas Industriales	70
6.- CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	70
7.- PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	71
8.- BIBLIOGRAFÍA	73

INTRODUCCIÓN

SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

Esta hoja se extiende entre las coordenadas Greenwich siguientes:

37°40'04,8"	-	37°50'04,8"	Latitud Norte
2°51'10,8"	-	3°11'10,8"	Longitud Oeste

La extensión de la hoja ocupa las provincias de Jaén y Granada.

El drenaje superficial en la mitad occidental de la hoja, se efectúa principalmente hacia el norte a través del río Guadiana Menor. El tercio oriental de esta hoja drena al río Guadalentín, represado en el embalse de la Bolera, cuyo cauce se dirige hacia el sur, para desembocar en el Guadiana. Una parte de las aguas de escorrentía de los relieves prebéticos, de la Sierra del Pozo, van a parar al río Béjar que discurre hacia el norte por la vecina hoja de Cazorla.

La orografía de la hoja es compleja, ya que existe gran contraste entre los relieves prebéticos, donde destaca la cota del vértice Cabañas (2.028 m), y los relieves del Corredor del Guadiana Menor y los del borde noroccidental de la Depresión de Guadix-Baza, en los que la red fluvial se halla muy encajada.

Las comunicaciones entre los ocho núcleos de población (Pozo Alcón, Campocámara, Cuenca, Hinojares, Ceal, Belerda, Huesa y el Fontanar) son deficientes, precisamente debido a la orografía del terreno. El resto de la hoja dispone, al norte de un camino forestal que accede al Parque Natural de las sierras de Cazorla y las Villas, y al suroeste de otro que va hacia Coto Cherrín que es una reserva del IARA.

Desde el punto de vista económico, la Sierra del Pozo y el embalse de la Bolera son puntos estratégicos para el turismo rural. El resto de la hoja dispone de una agricultura deprimida, excepción hecha de las zonas de huerta que existen alrededor de las localidades y en las vegas de los ríos.

ANTECEDENTES

Es muy extensa la bibliografía existente de la hoja y áreas limítrofes, sin embargo en este epígrafe sólo se hará mención expresa a trabajos realizados en el área objeto de estudio.

FOUCAULT en 1.971 realizó la Tesis Doctoral en la cual integraba la cartografía de una gran parte de la hoja de Pozo Alcón, especialmente de los relieves prebéticos.

Dentro de la división del Prebético, el Prebético Externo, para este autor, comprende todas las series autóctonas que tienen facies marinas someras y continentales; el Prebético Interno y las Unidades Intermedias son de influencia pelágica, con facies flyschoides con carbonatos y arenas. También indica que las Unidades Intermedias cabalgan al Prebético autóctono y éstas son cabalgadas por el Subbético. Este autor sugiere que los desplazamientos tectónicos acontecieron en el Mioceno medio y que estos se vieron frenados por el Prebético autóctono (borde de la Meseta). Interpreta la falla de Tíscar como un accidente de desgarre dextrorso, que tiene un desplazamiento del orden de 6 km; la cronología de esta fractura la sitúa al final del Mioceno o principio del Plioceno.

GARCÍA-ROSSELL (1.972), en la transversal de Ubeda-Huelma, realizó la Tesis Doctoral, la cual recoge algunos afloramientos de la parte occidental de la hoja. Parte de estos afloramientos los incluye en las Unidades del Guadalquivir, y sitúa a estas en el borde de una cuenca prebética en vías de rápido hundimiento. Dichas unidades las concibe como un manto de cabalgamiento continuo, que se desplaza hacia el norte sobre el Subbético y el Prebético, mediante mecanismos gravitatorios.

GARCÍA-HERNÁNDEZ (1.974), estudia las margas con pisolitos del sector del Cabañas (norte de la hoja). Indica que se trata de facies propias de dominios externos de la Zona Prebética, y que están asociadas a niveles condensados con posibles lagunas estratigráficas y depositados en mares restringidos. Estos depósitos los considera un paso lateral a margas con exogiras en el sector de la Sierra del Pozo, y precisa que la edad de ambos conjuntos litoestratigráficos coincide.

GARCÍA-HERNÁNDEZ (1.978), realizó la Tesis Doctoral sobre el Jurásico terminal y el Cretácico inferior de las sierras de Cazorla y del Segura. En este trabajo integra observaciones importantes de la Sierra del Pozo al este y oeste del vértice Cabañas. Señala que esta sierra representa la zona de unión entre dos dominios paleogeográficos; uno más externo u occidental (Sierra de Cazorla), que quedó emergido durante buena parte del Cretácico inferior; otro más interno u oriental (Sierra del Segura), que representó una región poco profunda, con emersiones incipientes, donde se desarrollaron series potentes con episodios continentales y mixtos. Este autor argumenta que la plataforma sedimentaria instalada en la Sierra del Pozo, estuvo protegida de la influencia terrígena del continente, por esa razón hay un dominio casi exclusivo de carbonatos.

GUEZOU et al. (1.991), consideran que el complejo tectónico Prebético es transportado sobre el Antepaís Ibérico (Meseta), mediante un cabalgamiento profundo. En el sector de Cazorla estudian las secuencias de cabalgamiento y hacen cortes balanceados, a partir de los cuales sugieren un acortamiento de más de 70 km. Interpretan el accidente de Tíscar como una rampa lateral, que contiene los puntos de unión de las unidades de Cazorla y del Segura, y que casa los frentes cabal-

gantes correspondientes al Prebético y Subbético.

FRIZÓN et al. (1.991) señalan en la región de Tíscar-Quesada, que el límite entre los dominios Prebético y Subbético, está marcado por el desgarre dextrorso de Tíscar. Dicho desgarre está únicamente limitado por el sistema de imbricaciones prebéticas y transfiere una parte del desplazamiento lateral, entre los cabalgamientos de techo y muro del sistema prebético.

JIMÉNEZ y VERA (1.993) estudian detalladamente una sección correspondiente al Portlandiense-Berriasiense de la Sierra del Pozo. Separan 141 intervalos sedimentarios correspondientes a facies de llanuras de mareas. Estos intervalos sugieren que pueden ser identificados con los ciclos de Milankovitch, que suceden cada 40.000 años, lo que supone una edad de 5,5 millones de años, para el periodo comprendido entre el Portlandiense y el Berriasiense.

MARCO GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico, la hoja de Pozo Alcón se halla encuadrada en el límite meridional de la Zona Prebética (Sierra del Pozo), que limita con el Corredor del Guadiana Menor. En la parte sur de la hoja se reconocen materiales pertenecientes al borde noroccidental de la Cuenca de Guadix-Baza, que a través del Corredor del Guadiana Menor, comunica con la Cuenca del Guadalquivir.

Las Cordilleras Béticas corresponden al modelo clásico de orógenos propuesto por MATTAUER (1.990). La historia evolutiva se iniciaría en el límite de las placas Euroasiática y Africana, y abarcaría desde el Lías medio hasta el Mioceno inferior (SORIA, 1.993). En esta etapa los diferentes dominios de la Cordillera Bética y el Rif, formarían la terminación occidental del Tethys en proceso de *rifting*. Así pues, las Zonas Externas Béticas, situadas sobre la Meseta Ibérica, constituirían el margen continental pasivo de la placa Europea sobre corteza continental adelgazada. La parte más interna de este margen, se interpreta que está constituido por corteza oceánica donde debieron situarse las Zonas Internas.

Las Cordilleras Béticas se han dividido en Zonas Internas y Zonas Externas, subdivididas a su vez en complejos o conjuntos, de acuerdo con sus características estratigráficas, tectónicas y metamórficas.

De los dos segmentos estructurales mencionados anteriormente, Meseta Ibérica y Cordilleras Béticas, el primero representa el *antepaís* o zona estable y no deformada. El segundo constituye el Orógeno Alpino que está formado por un conjunto de unidades alóctonas, que se desplazaron hacia el antepaís. Este desplazamiento, inducido por la deriva hacia el oeste-suroeste de las Zonas Internas, que forman parte de la microplaca de Alborán (ANDRIEUX, et al. 1.971), originó una colisión con el Margen Ibérico. La compresión entre la Península Ibérica y África, pudo

originar esta microplaca en el Mediterráneo, que fue empujada hacia el oeste (MALDONADO, et al., 1.988). Esta compresión pudo desarrollarse en dos fases: durante el Cretácico superior al Eoceno y durante el Mioceno medio (MALDONADO et al., 1.988).

Es precisamente en el Neógeno cuando se producen los estados de mayor deformación de las Zonas Externas, y tiene lugar la evolución Alpina reciente en las Cordilleras Béticas. Se inicia el desarrollo de depresiones o cuencas asociadas desde el Mioceno inferior y medio, pero con mayor expresión hacia el Mioceno medio-superior (BOCCALETTI et al. 1.987). Las cuencas más importantes son: Guadalquivir que representa una posición externa adyacente a la Meseta, Granada, Guadix-Baza y Ronda, situadas entre las Zonas Internas y Externas; Almería, Sorbas-Vera y otras asociadas a las Zonas Internas.

1.- ESTRATIGRAFÍA

En la hoja de Pozo Alcón están representados por un lado, los materiales mesozoicos y paleógenos pertenecientes al Prebético de las Zonas Externas, y por otro los sedimentos marinos y continentales de edad básicamente Neógena, que se han depositado en una cuenca interna del Orógeno Bético, que estaba parcialmente comunicada con la del Guadalquivir.

En este capítulo se describirán las características estratigráficas y sedimentológicas de cada unidad cartográfica diferenciada, agrupadas en Zonas Externas (prebético) y cuencas internas. También se describirán las formaciones superficiales identificadas.

1.1.- ZONAS EXTERNAS

De acuerdo con la evolución tectónica y sedimentaria del Margen Suribérico, se consideran Zonas Externas a todas aquellas unidades y/o series estratigráficas, que se inscriben dentro de la etapa de *rifting* y se suceden en la etapa de margen convergente, durante el Paleógeno y posiblemente hasta el Mioceno inferior.

La división de dominios paleogeográficos de las Zonas Externas, contempla dos: Subbético y Prebético, que corresponden respectivamente a las parte más externas y más interna del Margen Suribérico. Algunos autores (FOUCAULT, 1.971 y RUIZ ORTIZ, 1.980), han considerado un Dominio Intermedio en el cual se depositaron las Unidades Intermedias. En esta hoja sólo es aflorante el Prebético.

1.1.1.- Prebético

JEREZ (1.973) y GARCÍA-HERNÁNDEZ (1.978) diferenciaron dentro de la Zona Prebética dos dominios el Prebético Externo y el Prebético Interno; el primero se

caracteriza porque les falta en sus series parte del Jurásico superior y del Cretácico inferior; el segundo presenta series más potentes, sin apenas lagunas estratigráficas.

La hoja de Pozo Alcón presenta materiales que pueden inscribirse en el Prebético Externo (Loma de Extremera) y en el Prebético Interno (Sierra del Pozo).

1.1.1.1.- Areniscas y arcillas rojas con yeso (1) (Triásico)

Existen tres afloramientos en el ámbito de la hoja, que están situados uno entre Cuenca e Hinojares, otro en las inmediaciones de Belerda y el último 2 km al oeste de Huesa.

Solamente el afloramiento que hay cerca de Belerda puede decirse que está "asociado", cartográficamente, con materiales prebéticos, los otros dos forman parte de unidades muy tectonizadas y no se sabe con seguridad a qué dominio paleogeográfico pertenecen. En especial el que está al oeste de Huesa que se ha considerado como un olistolito de la unidad olistostrómica (18).

Desde el punto de vista litológico las facies que más dominan son arcillas rojas, con pasadas de areniscas de espesor centimétrico a decimétrico y esporádicos niveles de yesos. Una buena sección de estos materiales puede ser observada entre los kilómetros 58 y 59 de la carretera nacional 323, entre Pozo Alcón y la Ermita de Tíscar.

Estos sedimentos se interpretan que son de edad Triásico, por similitud litológica con otros asignados a esa edad.

1.1.1.2.- Dolomías masivas y brechoides. A techo calizas oolíticas (2) (Lias-Dogger)

Afloran en el borde norte de la hoja en las inmediaciones del río Béjar. Ocupan varias charnelas de pliegues volcados asociados a escamas tectónicas. También forman parte del cierre periclinal en Loma Extremera.

El muro de estos sedimentos no se observa en esta hoja y el techo es una paraconformidad de la unidad suprayacente. En la vecina hoja de Cazorla, el techo de esta unidad es una discontinuidad estratigráfica marcada por un *hard-ground* con costras ferruginosas.

El espesor de estos materiales no se conoce, pero por la anchura cartográfica de los afloramientos, sin tener en cuenta el plegamiento, se deduce que supera los 200-300 m.

Litológicamente están constituidos por dolomías masivas de color gris claro, a

veces brechoides, en las cuales se hace difícil observar la estratificación. A techo de éstas se localizan de forma esporádica calizas oolíticas de color blanco, que se disponen a modo de lentes que no superan los 20-30 m de espesor; la ausencia areal de estas calizas, puede ser debida a la dolomitización total de las mismas, según se deduce de la terminación de algunos afloramientos que están completamente dolomitizados.

Esta sedimentación carbonatada es congruente con un medio de plataforma somera.

La edad de estos materiales debe corresponder al Lías-Dogger sin más precisión, deducida por la posición estratigráfica que ocupan respecto de los depósitos suprayacentes.

1.1.1.3.- Calizas nodulosas, margocalizas y margas (3) (Oxfordiense-Kimmeridgiense)

Están bien representadas en Loma de Extremera, en la parte norte de la hoja.

Forman dos estructuras anticlinoriales; la más oriental está volcada, con vergencia al oeste, la más occidental está también algo volcada en la parte septentrional, y más al sur conforma un cierre periclinal.

El muro es una discontinuidad, como se indicó en el epígrafe anterior, y el techo es un tránsito gradual con los sedimentos suprayacentes.

La morfología de los estratos es arriñonada y tabular con espesores de orden decimétrico. La potencia total se estima que puede ser del orden de 200 m.

La intensa deformación a la que están sometidos estos materiales, impide saber con exactitud como se ordena la secuencia. En conjunto está formada por una alternancia de calizas nodulosas de color variable, unas veces rojizo y otras amarillento a gris, y margocalizas con pasadas de orden métrico de margas de color verde oscuro.

Desde el punto de vista textural las calizas nodulosas son biomicritas, con abundantes secciones de ostrácodos, ammonites, braquiópodos y placas de equínidos. Las margocalizas son micritas arcillosas, cuyos terrígenos no superan el 5%.

La posible influencia pelágica de estos sedimentos está en contraste con la presencia de fauna de carácter somero. GARCÍA-CORTÉS et al. (1.990) interpretó estos depósitos, asociados a un medio profundo dentro de una plataforma de tipo rampa, que estuvo sometida a un proceso de somerización.

La edad de estos materiales es Oxfordiense-Kimmeridgiense. El Oxfordiense está datado por: *Orthosphinctes polygratus* (REINECKE), *Orthosphinctes sp.*, *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatus* (QUENSTEDT), *Euspidoceras pancituberculatum* (ARKELL), *Orthosphinctes (lithacosphinctes) evolutus* (QUENSTEDT). El Kimmeridgiense no se ha datado en esta hoja pero fuera de ella se ha datado la biozona de *Platynota* en estos mismos materiales.

1.1.1.4.- Calizas parcialmente dolomitizadas (4) (Kimmeridgiense-Portlandiense)

Sus afloramientos se extienden en dos bandas de dirección norteada; una se sitúa al norte del vértice Rayal y la otra ocupa toda la Loma de Cagasebo, y se extiende desde el borde norte de la hoja hasta las inmediaciones de la Ermita de Tíscar.

El muro del afloramiento más occidental, es un tránsito gradual con la unidad infrayacente; el que corresponde al afloramiento oriental no se observa, ya que está limitado por una escama cabalgante. El techo de estos materiales, en el sector occidental, es una discordancia y en el sector oriental es un cambio gradual.

La morfología de los estratos es subtabular y el espesor es de orden métrico. La potencia de este conjunto puede alcanzar los 200 m de espesor.

La litología predominante es de calizas con evidencias de recristalización por dolomitización. Están intensamente karstificadas, y muestran buenos ejemplos de dolinas y lapiaces, que pueden observarse en la pista forestal del Parque Natural de Cazorla.

Petrologicamente son micritas parcialmente recristalizadas, que presentan abundantes fragmentos de equinodermos y moldes de foraminíferos planctónicos y bentónicos.

Estos depósitos se interpretan como sedimentos de plataforma muy somera a submareal y constituyen junto con las unidades suprayacentes (5 y 7) la Formación Sierra del Pozo (VERA et al. 1.982).

La edad atribuida, por correlación y posición stratigráfica, es Kimmeridgiense-Portlandiense.

1.1.1.5.- Alternancia de calizas, margocalizas y margas (5). Areniscas y conglomerados (6) (Portlandiense-Berriasiense)

Los afloramientos de estos materiales se sitúan hacia la parte central de la Sierra del Pozo, por donde discurre aproximadamente la pista forestal de Parque Natural de Cazorla.

Ocupan una banda de dirección norteada que se ensancha por la parte central, merced a la amplia charnela originada por una antiforma.

El límite inferior, es gradual y está marcado por la mayor o menor proporción de unas litologías respecto de otras.

La morfología de estos sedimentos suele ser tabular, tanto a escala cartográfica como de afloramientos. El espesor total puede alcanzar los 300 m.

Litológicamente se trata de una serie rítmica de calizas y/o margocalizas grises y margas de color amarillento, ocasionalmente con niveles lutíticos a techo de cada secuencia. Así mismo, a veces se localizan niveles de areniscas y conglomerados (6) intercalados en la serie, que pueden alcanzar los 6 metros de potencia.

La serie se ordena en secuencias de espesor decimétrico a centimétrico, constituidos en su mayoría hacia la base por margas y/o lutitas y a techo por calizas y/o margocalizas. Cada horizonte lutítico representa una superficie de discontinuidad, en la cual se observan huellas de bioturbación (raíces y tallos); a veces se observan superficies erosivas y otras laminación ondulada; también son comunes las grietas de desecación. Las estructuras de ordenamiento interno dominantes son: ripples de corrientes y laminación paralela ondulada. Las microfacies características son: micritas con fósiles, biomicritas e intramicrita bioclástica, estas últimas con oolitos bien formados.

Los intervalos de areniscas y conglomerados presentan estratificación cruzada de gran escala y de tipo artesa. El techo de algunos sets son cortados por láminas cruzadas planas, con tamaño de grano medio a grueso. Otras estratificaciones cruzadas son de relleno de canal, en las cuales se observan clastos de tamaño grava hacia la base.

Estos sedimentos pertenecen a las denominadas facies *Purbeck*. Se interpretan que están asociadas a llanuras de mareas. JIMÉNEZ DE CISNEROS y VERA (1.993) realizan un estudio detallado de esta serie, en la cual separan 141 secuencias que los relacionan con los ciclos de Milankovitch. Estos ciclos se corresponden con cambios relativos del nivel del mar. Distinguen tres tipos de facies en relación con estos cambios: *Facies submareales*, se caracterizan por presentar abundantes algas y foraminíferos y una microfacies de biomicritas; *Facies intramareales*, es común encontrar cantos negros, bioturbación y gasterópodos (nerineas); *Facies supramareales*, presentan calizas laminadas con estructuras de tipo estromatolítico probablemente de origen algal. GARCÍA-HERNÁNDEZ (1.978), interpreta los intervalos de areniscas y conglomerados, como el relleno de canales mareales.

La edad de estos sedimentos está comprendida entre el Portlandiense y el Berriasiense superior. Constituyen la parte media de la Formación Sierra del Pozo

(VERA, J.A. et al. 1.982).

1.1.1.6.- Calizas y margocalizas, dolomías arenosas (7). Areniscas y conglomerados (8) (Berriasiense-Valanginiense)

Afloran en dos zonas: una constituye una banda estrecha, de dirección norteeda al oeste del vértice Cabañas, y la otra al este de dicho vértice forma una antifor-ma con el flanco occidental cabalgante.

El límite inferior es un paso gradual con respecto a los materiales infrayacentes.

La morfología de estos depósitos a escala de afloramientos es subtabular y mues-tran una anchura variable a escala cartográfica. La potencia máxima puede alcan-zar los 200-250 metros.

La serie más completa que se observa al oeste del vértice Cabañas, está formada por una sucesión más o menos rítmica de calizas organógenas, con clastos de cuarzo, margocalizas y margas. También hay bancos de calizas oolíticas con lami-nación cruzada y paralela, y calcarenitas con estratificaciones cruzadas y con frag-mentos de lamelibranquios, foraminíferos y corales. Eventualmente pueden apa-recer niveles de orden métrico de areniscas y conglomerados (8) de color amaril-lento. La microfacies observada en las calizas, es la de una micrita con intraclas-tos y con abundantes foraminíferos bentónicos, bivalvos y restos de algas.

La litología más abundante, en los afloramientos situados al este del vértice Cabañas, corresponde a dolomías grisáceas, ricas en cuarzo, con intercalaciones de calcarenitas y margas arenosas. Las dolomías se presentan en bancos de orden métrico y masivas, aunque eventualmente se observan estratificaciones cruzadas.

La variabilidad de facies que estos sedimentos presentan en poco espacio, dificul-ta establecer un medio sedimentario concreto. La presencia de facies restringidas representadas por biomicritas, corales parcialmente destruidos y abundantes organismos (foraminíferos bentónicos y lamelibranquios), sugieren un medio de plataforma muy somero, con entradas esporádicas de terrígenos procedentes del continente y dispuestos en forma de barras arenosas. Al mismo tiempo GARCÍA HERNÁNDEZ interpreta que la presencia de niveles margosos está en relación con un ambiente de tipo *lagoon*, que evoluciona desde tener una parcial comunica-ción con el mar hasta su total aislamiento. Este último aspecto lo deduce a partir de las variaciones en los contenidos salinos de los intervalos sedimentarios estu-diados.

A partir de un exhaustivo estudio bioestratigráfico, GARCÍA-HERNÁNDEZ (1.978) asigna a estos materiales una edad comprendida entre el Berriasiense y el Valanginiense inferior.

1.1.1.7.- Margas y arenas con niveles de calizas (9) (Berriasiense-Valanginiense)

Sólo están representados en un afloramiento situado a unos 2 km al este del vértice Cabañas. Se disponen como una variedad litológica independiente a techo de las calizas de la unidad anterior.

La mala calidad de afloramientos impide reconocer la morfología de estos depósitos y su espesor.

Desde el punto de vista litológico forman una alternancia de margas y arenas de color pardo-verdoso, dentro de las cuales se intercalan lechos de orden centimétrico a decimétrico de calizas parcialmente dolomitizadas. La microfacies de estas calizas está constituida por micrita y esparita con abundantes intraclastos; suelen estar parcialmente recristalizadas, a pesar de lo cual se reconocen foraminíferos bentónicos, restos de placas de equinodermos y algas *dasycladáceas*.

Estos depósitos, al estar asociados a techo de los anteriormente descritos, deben tener una edad Valanginiense. Constituye el miembro superior de la Formación Sierra del Pozo (VERA, J.A. et al. 1.982).

1.1.1.8.- Margas arenosas y calcarenitas. Calizas con rudistas (10) (Valanginiense-Albiense)

Afloran en las inmediaciones del Puerto de Tiscar, formando un cierre periclinal en el cerro El Caballo de Quesada. También están ampliamente representados en la ladera oriental y las estribaciones meridionales de la Sierra del Pozo.

En la parte sur de la Sierra del Pozo estos materiales forman una estructura plegada compleja, que forma anticlinales y sinclinales muy apretados. Hacia el norte estas estructuras muestran los flancos occidentales rotos y forman escamas.

El límite inferior es una discontinuidad que se traduce en una discordancia a escala regional, hacia posiciones geográficamente más septentrionales, como sucede al oeste del vértice Cabañas.

La morfología de esta unidad es subtabular y muestra hacia el norte de la Hoja un solapamiento transgresivo sobre la inferior. Por lo tanto, el espesor es muy variable de unos puntos a otros, pero puede alcanzar de 200 a 400 metros.

Las facies dominantes, que se sitúan en aparente concordancia sobre la unidad infrayacente, están formadas por margas pardo-amarillentas en superficie y grises en corte fresco, con intercalaciones decimétricas de calizas arenosas. Este intervalo sedimentario, en las inmediaciones del Cortijo de las Chozuelas en la pista forestal, presenta abundantes y buenos ejemplares de *exogyras*, lamelibranquios,

braquiópodos, equínidos, ammonites y corales dispersos. Más al norte, en la vertiente occidental del vértice Cabañas, los afloramientos muestran margas pardas con pisolitos, ausentes de fauna, en los que se intercalan paquetes métricos de dolomías muy recristalizadas.

Sobre los materiales anteriores se dispone una potente secuencia de calizas bien representadas al sur y este del vértice Cabañas. Litológicamente son calizas de color grisáceo, bien estratificadas con espesores de orden decimétrico a métrico. Las juntas de estratificación suelen ser planas o a veces de morfología arriñonada, separadas por láminas arcillosas. En el arroyo del Vidrio estas calizas presentan oncolitos de algas.

Por encima de los sedimentos anteriores, se dispone un paquete de unos 50 m de arenas y arcillas (11), con niveles de calizas de aspecto nodular. A techo vuelven a aparecer algunos niveles de calizas blanquecinas con rudistas y calcarenitas bioturbadas.

La serie culmina con calizas con algas y foraminíferos y calizas con rudistas. Los estratos son de orden métrico y aspecto noduloso, con juntas de estratificación separadas por margas verdosas de espesor inferior a 10-15 cm. Petrográficamente las calizas están formadas por micrita e intraclastos (de micrita y esparita), en proporciones similares; normalmente existe dolomitización parcial con el desarrollo de abundantes romboedros de dolomita. También hay restos de bivalvos, foraminíferos bentónicos y ostrácodos.

La presencia de intervalos con influencia claramente continental, provistos de abundantes terrígenos, y ocasionalmente con hiladas de lignito, podrían corresponder a áreas palustres aisladas y parcialmente emergidas. Las eventuales conexiones con el mar, probablemente debidas a cambios relativos en el nivel de base, ocasionarían intervalos sedimentarios característicos de plataforma somera, con influencia mareal, desarrollo esporádico de colonias arrecifales y abundante fauna de carácter litoral.

La edad de estos depósitos abarca el periodo Valangiense superior-Albiense.

1.1.1.9.- Dolomías masivas y brechoides y calizas tableadas (12) (Albiense-Senonense)

Están ampliamente representadas en la parte nororiental de la hoja, a uno y otro lado del embalse de la Bolera y en la Sierra del Pozo constituyen las cotas más altas del relieve. También forman parte del relieve en el vértice Rayal y en el cierre periclinal del Caballo de Quesada, ámbos en las inmediaciones de la Ermita de Tíscar.

Estos materiales se disponen en aparente conformidad sobre los sedimentos infrayacentes.

La morfología de esta unidad es tabular y se caracteriza por el gran espesor de los estratos, que en ocasiones pueden adquirir dimensiones decamétricas. La potencia de esta sucesión puede superar los 300-400 metros, especialmente al norte y oeste del embalse de la Bolera.

La litología predominante es la de dolomías de color gris claro en superficie y crema en corte fresco. Se presentan en bancos de orden métrico de espesor. Los procesos de brechificación y recristalización por dolomitización son muy considerables, pudiendo condicionar la ausencia de fauna. Ocasionalmente se pueden observar intercalaciones de calizas blancas tableadas en estratos de orden decimétrico, separadas por juntas margosas de espesor milimétrico a centimétrico (Cerro de las Disputas, junto a la presa del embalse de la Bolera). Estas calizas suelen presentar una dolomitización irregular. Eventualmente intercaladas entre dolomías, pueden aparecer niveles terrígenos constituidos por margas dolomíticas de color verde, dentro de los cuales no se ha encontrado fauna, probablemente debido al grado de dolomitización que presentan.

Desde el punto de vista petrológico, al microscopio, las dolomías están formadas por dolomicrita e intraclastos en proporciones bajas. Difícilmente se reconocen restos de fauna, y cuando se consigue se han identificado fantasmas de foraminíferos (bentónicos y planctónicos) y ostrácodos.

El ambiente sedimentario es difícil de precisar por la ausencia de estructuras de ordenamiento interno, y por el empobrecimiento de fauna. Pero puede sugerirse que estaría asociado a una plataforma carbonatada de carácter restringido a confinado, con intervalos, probablemente, de emersión.

La edad de estos sedimentos es difícil de precisar por la notable ausencia de fauna. Por criterios regionales abarca desde el Albiense superior hasta el Senoniense medio. Algunos niveles margosos intercalados entre calizas blancas, han dado nannoflora muy escasa, con baja aparición de especímenes. Las apariciones más destacables son: *Eiffelithus eximius* (STOVER) y *Watznaueria barnesae* (BLACK & BARNES), que permiten datar el Turoniense medio - Campaniense basal.

1.1.1.10.- Alternancia de calizas bioclásticas, margocalizas y margas (13) (Senoniense)

Aparecen en afloramientos reducidos en el ángulo nororiental de la hoja. Uno se sitúa en las inmediaciones del embalse de la Bolera, junto a la carretera que va de Pozo Alcón a Castril; otro forma parte de una serie plegada que se continúa en las vecinas hojas de Huéscar y San Clemente.

El límite inferior de esta sucesión estratigráfica es una aparente concordancia con

la secuencia infrayacente.

La morfología de los estratos es tabular a escala de afloramientos, si bien estos se observan en los sectores estudiados muy tectonizados. El espesor no debe sobrepasar los 100 metros de potencia, si bien la relativa amplitud cartográfica que estos depósitos muestran, cerca del embalse de la Bolera, debe estar en relación con la charnela de un pliegue.

Litológicamente están constituidos por una alternancia más o menos rítmica de calizas, margocalizas y margas, que se disponen en estratos tabulares de orden centimétrico a decimétrico. Son escasas las estructuras de ordenamiento interno, si bien son más comunes las laminaciones paralelas a techo de los intervalos más carbonatados, próximos a los más margosos. Desde el punto de vista petrográfico las calizas están formadas por 60% de micrita, 20% de intraclastos, 10% de cuarzo, 5% de fragmentos de rocas y 5% de fragmentos de fósiles. La fauna más característica está constituida por foraminíferos bentónicos y planctónicos y fragmentos de equinodermos.

El ambiente sedimentario podría estar en relación con una plataforma detrítico-carbonatada, en la cual los intervalos rítmicos podrían estar asociados a corrientes de turbidez, quizás inducidos por tormentas.

La edad de estos sedimentos corresponde al Cretácico superior. La flora encontrada en los niveles de margas es muy abundante, y marca las zonas de: *Placozygus fibuliformis* (REINHARDT y HOFFMANN) y *Lithraphidites quadratus* (BRAMLETTE & MARTINI, 1.964), que abarcan los periodos Santoniense superior y Maastrichtiense superior respectivamente.

1.1.1.11.- Alternancia de calizas bioclásticas y margas (14) (Paleogeno-Mioceno inferior)

Afloran en Peña Quesada, al este del embalse de la Bolera. Se disponen a lo largo de una banda de anchura variable y dirección norteada.

El límite inferior es una discordancia sobre los sedimentos pertenecientes al Cretácico superior.

La morfología de estos sedimentos es tabular, y presentan estratos de espesor variable entre decimétricos y métricos. El espesor, cuando afloran, puede superar los 250 metros de potencia.

La litología de estos materiales es variable, mientras en el talud de la carretera que va de Pozo Alcón a Castril de la Peña, muestra una facies exclusivamente de calizas y calcarenitas bioclásticas, en la carretera que va de la anterior a

Campocámara, la secuencia está formada por una alternancia de orden decimétrico a métrico de calizas grises y margas blancas y verdes. La microfacies de las calizas está constituida por un *grainstone* bioclástico, en la cual ocasionalmente se observan foraminíferos bentónicos (nummulíticos) de gran tamaño (varios centímetros de diámetro).

Desde el punto de vista sedimentario estas facies serían congruentes con un medio de plataforma somera, con áreas de batimetría variable que han condicionado la variabilidad de facies en poco espacio.

La edad es difícil de precisar puesto que los horizontes susceptibles de poder ser datos son las margas, y en la mayoría de los casos presentan abundantes resedimentaciones del Cretácico y Paleoceno. La fauna probablemente autóctona no ofrece una datación precisa, puesto que tiene una amplia dispersión en el tiempo. No obstante algunos niveles de margas han datado al Mioceno inferior, a partir de los siguientes nannofósiles: *Cyclococcolithos floridasus* (ROTH y MAY) y *Sphenolithus dissimilis* (BUKRY y PERCIVAL).

1.2.- CUENCAS INTERIORES

Durante el Neógeno se producen varias cuencas internas dentro del Orógeno Bético, algunas de ellas parcialmente comunicadas con la del Guadalquivir. Su relleno sedimentario aconteció en un marco geológico de convergencia oblicua entre las placas Africana y Europea. El registro estratigráfico marca la evolución desde una cuenca marina, en la cual se producen importantes fenómenos tectónicos y gravitacionales, hasta que esta se continentaliza perdiendo total comunicación con el mar.

La hoja de Pozo Alcón dispone de materiales pertenecientes al borde septentrional de una cuenca interna (Depresión de Guadix), a cuencas posiblemente satélites con la del Guadalquivir y a un sector (Corredor del Guadiana Menor), que correspondería, presumiblemente, con un pasillo que comunicaría estas cuencas.

1.2.1.- Unidad Tectónica Compleja. Bloques, cuñas y láminas tectónicas de edad y litología variables (15). Calizas y dolomías Jurásicas (23). Margas calcáreas blancas (16). Areniscas calcáreas (17) Mioceno inferior-Serravallense

Ocupa una amplia franja paralela y al sur del río Guadiana Menor. También hay afloramientos aislados en la vertiente meridional de la Sierra del Pozo (localidad de Cuenca), y en el ángulo noroccidental de la hoja.

Es difícil hacer una descripción estratigráfica de una unidad, que en todo su conjunto muestra un alto grado de tectonización. Si, además de la tectonización

mencionada, los elementos que se observan en su interior están entremezclados y pertenecen a series o unidades diversas, procedentes de las Zonas Externas, se complica aún más el poder hacer una descripción exacta de las facies. Otro de los inconvenientes principales es que en el ámbito de Zonas Externas no se ha descrito ninguna unidad de características similares.

La relación que esta unidad presenta, respecto de otras más antiguas, que pertenecen al Prebético, es a través de contactos mecanizados.

Desde el punto de vista litológico esta unidad tiene la particularidad de estar constituida por el apilamiento de numerosas láminas tectónicas, dentro de las cuales se incluyen bloques de dimensiones kilométricas.

Las láminas que se reconocen tienen litologías y edades diversas, que pertenecen fundamentalmente a unidades del Subbético aflorantes en hojas adyacentes. Dentro de estas láminas se reconocen margas y margocalizas de distintas tonalidades que pertenecen indistintamente al Cretácico, al Paleógeno y al Mioceno inferior (16 y 17). También se reconocen bloques de calizas y dolomías del Jurásico (23) de tamaño kilométrico; ejemplos de estos se observan en el ángulo inferior izquierdo de la hoja, desde Peña Cambrón hacia el SE hasta la rambla de la Peguera. Entre los kilómetros 57 y 58 de la carretera que va de Quesada a Pozo Alcón, se observa un bloque calcáreo, que no se sabe con seguridad si procede del desmantelamiento de relieves subbéticos o prebéticos.

En el ámbito de la hoja se han podido separar cartográficamente, dentro de esta unidad, bloques de margas calcáreas blancas (16) con niveles de areniscas calcáreas (17). Estos últimos bloques han podido ser datados como Mioceno Inferior (zona de *G. primordius* - BLOW & BANNER).

La estructura interna de esta unidad se manifiesta como un conjunto de superficies de tectonización entrecruzadas, lo cual hace que las superficies de estratificación heredadas se muestren rotas, desarticuladas y con morfología elongada. Esta disposición anastomosada o de tipo Riedel, de las superficies de fractura, es típica en los sistemas de zonas de cizalla dúctiles. La amplitud cartográfica de los afloramientos, junto con las características tectónicas apuntadas, sugiere que esta unidad podría pertenecer a una zona de cizalla integrada en un cinturón de desgarre. Este cinturón de desgarre quedaría comprendido entre la parte meridional de los afloramientos prebéticos de la Sierra del Pozo y los subbéticos que afloran en las vecinas hojas de Torres y Huelma; dicho cinturón constituye una parte del Corredor del Guadiana Menor.

La edad de esta unidad se ha estimado en base a los elementos más modernos que existen en su interior que pertenecen al Mioceno inferior-medio. Esta edad es congruente con el levantamiento de las Zonas Externas Béticas, que produce

importantes relieves desde mediados del Burdigaliense (Paroxismo Burdigaliense, HERMES, 1.985).

1.2.2.- Unidad Olistostrómica. Debritas y olistostromas (18). Olistolitos de dolomías negras (19). Olistolitos de yesos (20). Olistolitos de ofitas (21). Olistolitos de materiales triásicos indiferenciados (22). Olistolitos de calizas jurásicas (23). (Mioceno inferior - Serravallense)

Está bien representada en afloramientos continuos a uno y otro lado del río Guadiana Menor.

El límite superior de esta unidad es una discordancia angular y erosiva de las unidades suprayacentes. El límite inferior no se observa, aunque la Unidad Tectónica y el Prebético, según ciertos sectores de la hoja, podrían corresponder al sustrato de estos depósitos. En cualquier caso, la relación espacial que existe en la vertical es un problema no resuelto. La información que se dispone de subsuelo, obtenida de perfiles sísmicos, muestra que la Unidad Olistostrómica se dispone sobre el basamento de la Meseta, un poco más al norte de la hoja de Pozo Alcón.

La litología se compone esencialmente de materiales de diversa naturaleza, como son arcillas y margas de colores variados, areniscas rojas, yesos y dolomías, que se reconocen claramente como procedentes de unidades triásicas. Además se han observado margas y margocalizas correspondientes al Cretácico inferior, superior y al Paleógeno.

Todos estos elementos proceden básicamente del frente de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. El Trías es característico de la Zona Subbética. El cretácico identificado tiene facies diferentes, correspondientes a las definidas en el Subbético y Unidades Intermedias. El Terciario, en general, corresponde a margas y margocalizas blancas y asalmonadas reconocidas en diferentes series subbéticas.

Todos estos materiales de naturaleza y procedencia variada constituyen la Unidad Olistostrómica, formada 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 (olistolitos) que no han sufrido deformación acusada en su interior y únicamente presentan zonas brechificadas en su periferia.

Se han cartografiado olistolitos de naturaleza diversa y ubicación aleatoria, sin que existan áreas con litologías preferentes. Olistolitos de dolomías negras (19); están dispersos en el cuarto suroccidental de la hoja, el afloramiento más representativo se ubica en Cerro Escribano. Olistolitos de yesos (20): sólo se ha reconocido uno de entidad en el vértice Moro, borde occidental de la hoja, con cerca de 1 km

de longitud. Olistolitos de ofitas (21): existen numerosos bloques dispersos por toda la hoja, pero los más significativos se localizan al suroeste de Huesa, junto al río Guadiana Menor. Olistolitos de materiales triásicos (22): la componente principal de la Unidad Olistostrómica está formada por estos sedimentos, sin embargo hay un bloque de tamaño casi kilométrico, 2 km al oeste de Huesa, en el cual se reconoce una secuencia triásica, constituida por una alternancia de areniscas, arcillas y yesos. Olistolitos de calizas jurásicas (23): hay varios cartografiados en el borde centro-meridional de la hoja, cerca del río Guadiana Menor.

En ocasiones la Unidad Olistostrómica se observa bien estratificada. Esta estratificación se pone de manifiesto por el acúmulo de clastos angulosos o subangulosos que constituyen auténticos niveles de conglomerados o brechas que suelen tener escasa matriz areno-arcillosa. Otras veces los niveles estratigráficos los forman materiales arcillosos de tonos variados y que ofrecen un aspecto hojoso. En ambos casos, los elementos litológicos observados pertenecen a diversas unidades estratigráficas reconocidas en otros sectores de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Cortes excepcionales por su buena exposición de afloramientos, se localizan en la carretera que va de Hinojares a Ceal y de esta localidad a Huesa.

La edad de la Unidad Olistostrómica en esta hoja, ha podido ser datada, como en otros sectores más occidentales, por la fauna más joven encontrada. En este sentido se ha podido datar el Serravaliense inferior (aparición de *G. praemenardii*), en un afloramiento situado en el talud de la carretera de Hinojares a Ceal. No obstante, la edad relativa que se deduce de la posición estratigráfica, bajo sedimentos del Serravaliense superior - Tortoniense inferior, confirman la edad anteriormente señalada.

1.2.3.- Margas blancas. Localmente limos y niveles de conglomerados (24) (Serravaliense - Tortoniense inferior)

Afloran en dos grandes áreas, en las inmediaciones de Campocámara, borde oriental de la hoja, y norte-noroeste de Huesa, en el ángulo noroccidental de la misma.

Se disponen mediante una discordancia angular y erosiva sobre la Unidad Olistostrómica, observable al sur del río Guadiana Menor, también se sitúan en discordancia sobre la Unidad Tectónica. En las inmediaciones de los relieves prebélicos, bajo estos sedimentos suele haber calizas de algas y calcarenitas concordantes, que serán tratadas más adelante.

La naturaleza plástica de estos depósitos y el alto grado de tectonización que presentan, son aspectos que impiden conocer la morfología y espesor de esta unidad.

La litología dominante es de margas calcáreas blancas que en general se presen-

tan masivas sin estratificación aparente. En ocasiones tienen niveles intercalados de orden métrico a decamétrico, de calizas de algas y preferentemente calcarenitas bioclásticas. En el sector comprendido entre Peña Caidilla y el vértice Tabernillas (al sur del río Guadiana Menor), las margas intercalan niveles centimétricos de limos y conglomerados; los cantos de los conglomerados son de naturaleza calcárea procedentes de las Zonas Externas y de las unidades Tectónica y Olistostrómica.

Las margas blancas suelen tener altos contenidos de fósiles autóctonos, que denuncian que estos sedimentos debieron depositarse en una plataforma externa, con tasas de sedimentación relativamente altas. Sin embargo, las facies que comportan limos y conglomerados, tiene importantes resedimentaciones del Cretácico, Paleógeno y Mioceno inferior y medio (Langhiense), así como elementos resedimentados del sustrato cercano. La disposición que estos sedimentos ocupan en relación con líneas de fractura y la morfología de los afloramientos, sugiere un ambiente ligado a una cuenca con un fondo móvil, cuyos bordes, no demasiado lejanos, se estaban desmantelando.

La edad comprende el intervalo Serravaliense superior - Tortoniense inferior. El primer piso está marcado por: *Discoaster kugleri* (MARTINI & BRAMLETTE) y *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES & BRANDY). El segundo piso por: *Discoaster calcaris* (GASTNER).

1.2.4.- Calizas de algas, calcarenitas y/o calizas bioclásticas (25) ***(Serravaliense - Tortoniense inferior)***

Los mejores afloramientos se sitúan sobre los relieves prebéticos. También los hay dispersos en otros lugares de la hoja.

Los afloramientos situados sobre el Prebético están discordantes e implicados en las mismas estructuras de plegamiento. Los que se sitúan sobre las unidades Tectónica y Olistostrómica en el sector del río Guadiana Menor, son discordantes y se encuentran intensamente deformados, constituyendo estructuras extremadamente apretadas y falladas.

La morfología de esta mitad suele ser subtabular, los estratos suelen ser gruesos de orden métrico, masivos y en ocasiones de aspecto nodular.

Las calizas y calcarenitas suelen ser grises y/o blancas en corte fresco. Las calizas son generalmente bioclásticas con algas rodofíceas (*Archaeolithothamnium*), con abundante contenido de nummulítidos, foraminíferos, radiolarios, restos de briozoos y equinodermos. La composición petrológica es variable; unas veces más del 70% son fósiles, entorno al 20% de matriz micrítica y el resto, cemento espático; otras veces el 40% es esparita, el 20% son fragmentos de rocas y el 30% restan-

te, se lo reparten casi por igual los fósiles y el cuarzo.

Las calizas y calcarenitas, con sus biofacies asociadas se depositaron en un medio de plataforma interna. Las areniscas calcáreas más dominantes en sectores meridionales, debieron estar en relación con plataformas externas, con un fondo de cuenca irregular y probablemente móvil.

La edad de estos depósitos debe corresponder al Serravaliense superior-Tortoniense basal, de acuerdo con la posición stratigráfica y la relación que tienen con las margas blancas (24) del epígrafe anterior.

1.2.5.- Margas blancas y alternancia de margas y areniscas bioclásticas amarillas (26). Areniscas calcáreas bioclásticas, localmente conglomerados (27) (Tortoniense superior)

Están bien representadas cartográficamente en varios sectores de la hoja: en el borde occidental, en el ángulo suroccidental, entre Hinojares y Fontanar; mientras que afloran aisladamente en el río Guadalentín en el ángulo suroriental de la hoja.

El límite inferior de estos sedimentos puede ser una paraconformidad con los de edad Tortoniense inferior (inmediaciones del río Guadiana Menor), o bien una discordancia angular y erosiva sobre la Unidad Olistostrómica. En ocasiones contactan mecánicamente con la Unidad Tectónica (sureste de Peña Cambrón).

La morfología de los cuerpos sedimentarios es tabular a escala de afloramiento, y cuneiforme a mayor escala. La potencia máxima estimada puede superar los 250 m.

En el afloramiento situado en el borde suroeste de la hoja, la serie stratigráfica está formada por una alternancia de margas blanquecinas y areniscas bioclásticas amarillas (27). Esta unidad presenta una variación litológica de noroeste hacia sureste, en donde se muestra mucho más margosa. En los intervalos arenosos se observan facies turbidíticas, donde se reconocen secuencias de Bouma más o menos completas; otras veces las areniscas presentan estructuras almohadilladas de orden decimétrico a métrico, *convolutes* y estructuras de licuefacción-fluidificación.

El afloramiento situado en el borde occidental de la hoja, se caracteriza por presentar mayor proporción de facies arenosas de norte a sur, alcanzando éstas más de 30-40 m en bancos semimasivos (inmediaciones de Peña Caidilla). En el barranco del Fontarrón (inmediaciones del vértice Horno), la sucesión stratigráfica está caracterizada por una alternancia rítmica de areniscas bioclásticas y margas en estratos tabulares; la mitad inferior de esta serie (aproximadamente 100 m de espesor), muestra secuencias completas a semicompletas de Bouma, con bases planas, escasas bases canalizadas, abundancia de laminación paralela (probablemente de alta energía) y ausencia o casi ausencia de bioturbación; la mitad supe-

rior de esta serie (unos 120 m de espesor), presenta 60 metros de turbiditas con frecuentes amalgamaciones de estratos, secuencias de Bouma generalmente incompletas, abundantes estructuras de escape de agua y mucha bioturbación; los 60 m restantes se caracterizan por tener bastantes tramos de conglomerados (olistostromas), brechas intraformacionales, *slumping*, estratos deformados, *megaripples* deformados y en los tramos margosos, abundante bioturbación. La serie posee hacia el techo de la secuencia una importante discordancia interna, puesta de manifiesto por olistostromas y brechas intraformacionales, en estratos que buzan mucho más que los anteriores.

El resto de afloramientos, situados al este del río Guadiana Menor, se caracterizan por presentar mayor dominio de intervalos margosos en toda la sucesión. También es muy característico el grado de deformación que presentan, especialmente los afloramientos situados en las inmediaciones de Hinojares.

Petrográficamente las areniscas presentan más del 40% de cuarzo, el resto corresponde básicamente a fragmentos de rocas y aloquímicos. También hay fragmentos de fósiles, representados por foraminíferos bentónicos y planctónicos y placas de equinodermos.

Desde el punto de vista sedimentario los depósitos del sector suroeste de la hoja, se interpretan que estarían asociados a una plataforma marina somera, probablemente dominada por tormentas, que se abre hacia el sur y sureste. Los depósitos del borde occidental podrían estar en relación con una plataforma muy inestable, como lo demuestran los olistostromas, las estructuras de deformación sinsedimentaria y la discordancia interna; esta plataforma tendría periodos en los cuales la batimetría fue muy diferente y con tendencia a disminuir hacia el sureste.

La edad de estos sedimentos es Tortoniense superior. La asociación de foraminíferos que marca esta edad es la siguiente: *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Neogloboquadrina humerosa* (TAK & SAITO), *Globorotalia plesiotumida* (BLOW & BANNER), *Globigerina bulloides* (d'ORBIGNY), *Globigerina decoraperta* (TAK & SAITO), *Globigerinoides gr. trilobus* (REUSS). La asociación de nannoplancton que determina la edad mencionada es: *Discoaster variabilis* (MARTINIA & BRAMLETTE), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER), *Discoaster surculus* (MARTINI & BRAMLETTE), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Discoaster pansus* (BUKRY & PERCIVAL).

1.2.6.- Conglomerados, debritas, limos y arcillas rojo-asalmonadas con carbonatos (28) (Ventiense-Pleistoceno inferior)

Afloran ampliamente en el ángulo suroriental de la hoja, entre Pozo Alcón, Hinojares y el Fontanar.

El límite inferior de estos sedimentos es una paraconformidad sobre los materia-

les del Tortoniense superior, y una discordancia angular o erosiva sobre casi todos los demás sedimentos, que son anteriores a la edad antes señalada. En el kilómetro 60 de la carretera que va de Quesada a Pozo Alcón, se observa una discordancia angular con solapamiento expansivo sobre materiales triásicos.

La morfología de estos depósitos es subtabular a escala de afloramiento y en la parte sur de la hoja, y claramente cuneiforme en la proximidad de los relieves de la Sierra del Pozo. Por lo tanto, el espesor alcanza más de 100 m en la parte norte de los afloramientos, y en la parte sur puede reducirse hasta los 30-40 m de potencia.

Una sección de estos sedimentos en el borde norte de la cuenca (Río Turrillas), muestra más de 80 metros de conglomerados, debritas, limos y arcillas rojas alternantes, sin un ordenamiento definido. Son muy abundantes los intervalos de conglomerados y debritas; se presentan en estratos de orden métrico a decamétrico, con bases planas o canaliformes. Los cantos pueden estar autosoportados o inmersos en una matriz arenosa; el tamaño puede alcanzar el metro cúbico, especialmente hacia la base de la secuencia; también los hay de los propios conglomerados que han sido previamente formados (autofagia). La naturaleza de los cantos es básicamente carbonatada. A techo de cada intervalo de conglomerados, aparecen niveles de limos y arcillas rojas que son más abundantes y aumentan de espesor (orden métrico) en la parte alta de la serie. La base de los estratos suele ser plana con esporádicas incisiones de tipo canaliforme. Las estructuras de ordenamiento interno más comunes, corresponden a cicatrices erosivas de tipo relleno de canal; ocasionalmente aparecen estratificaciones cruzadas de gran ángulo asociadas a migraciones laterales de canal.

En posiciones más meridionales y por tanto alejadas del borde norte de la cuenca, la secuencia está formada por una alternancia de conglomerados, limos y arcillas rojas en proporciones equivalentes.

Este conjunto se interpreta como un amplio abanico aluvial, cuyo ápice estaría situado al pie de la Sierra del Pozo. Tendría un desarrollo radial hacia el suroeste, como muestran las medidas de paleocorrientes, y hacia el sureste de acuerdo con la distribución de los afloramientos. La presencia de capas bastante inclinadas en el borde norte de la cuenca, podría estar en relación con un buzamiento original tendente a rellenar el paleorrelieve creado, aunque no es de destacar, al menos en los intervalos iniciales de la secuencia, actividad tectónica de levantamiento del borde.

La edad de este conjunto abarcaría el intervalo comprendido entre el Tuoliense superior, para los sedimentos basales de la secuencia, y el Pleistoceno inferior para los más altos.

1.2.7.- Alternancia de arcillas, carbonatos, arenas y conglomerados (29) **(Ventiense-Pleistoceno inferior)**

Están sólo y exclusivamente representados en el borde meridional de la hoja.

El límite inferior de esta secuencia es un cambio gradual de facies, que se manifiesta por un cambio de color y por unas facies más finas que las anteriores.

Litológicamente se trata de arcillas blancas con carbonatos (en ocasiones calizas micríticas con gasterópodos), en los cuales se intercalan episodios de arenas y conglomerados, que se van haciendo minoritarios hacia el sur de la cuenca. Los estratos son de orden decimétrico a métrico, masivos y las juntas de estratificación suelen ser difusas y de carácter nodular. En posiciones más meridionales de la cuenca, fuera de esta hoja, estos sedimentos intercalan lechos bioturbados por plantas y horizontes de lignito.

Se interpreta que estos depósitos estarían asociados a zonas lacustres, con entradas periódicas de terrígenos, dada la proximidad de los relieves prebéticos circundantes. La presencia de vegetación en estos mismos materiales, en sectores próximos (Cuevas del Campo), podrían estar en relación con áreas palustres.

La edad de estos sedimentos basada en la correlación y posición estratigráficas, comprendería el intervalo de tiempo Turolense Superior - Pleistoceno.

1.3.- FORMACIONES SUPERFICIALES

1.3.1.- Conglomerados, arcillas y costras carbonatadas. Glacis de primera generación (30) (Holoceno)

Está bien representado en el ángulo suroccidental de la hoja.

Se extiende desde la vertiente suroccidental de la Sierra del Pozo, hacia la parte central de la Cuenca de Guadix-Baza. Sus afloramientos están interrumpidos por la incisión del río Guadalentín.

En el ámbito de la hoja este glacis se sitúa discordante sobre materiales mesozoicos y terciarios y sobre sedimentos aluviales y lacustres del Pleistoceno.

Litológicamente está formado por conglomerados, de cantos de naturaleza prebética, arcillas y costras carbonatadas. El dominio de conglomerados es muy importante al norte de Pozo Alcón, mientras que las arcillas rojizas son más abundantes al sur de Campocámara.

Este glacis se interpreta como los depósitos que colmatan la Cuenca de Guadix-Baza,

y representan la última expresión dinámica endorreica en el relleno de dicha cuenca.

Este glacis se formó probablemente con posterioridad al Pleistoceno superior, de acuerdo con la información obtenida en la vecina hoja de Cuevas del Campo.

1.3.2.- Arcillas con cantos de carbonatos. Glacis de segunda generación (31) (Holoceno)

Se observa en afloramientos aislados y dispersos en el ángulo noroccidental de la hoja.

Aparecen principalmente discordantes sobre la Unidad Olistostrómica y sobre los materiales del Serravallense - Tortoniense inferior.

La litología de este glacis es variable, pero fundamentalmente lo forman arcillas con cantos carbonatados de diversa naturaleza y procedencia.

Este glacis se interpreta que está asociado a la regularización de las laderas, al encajarse el río Guadiana Menor.

La edad abarcaría presumiblemente la parte alta del Holoceno inferior.

1.3.3.- Arcillas con cantos sueltos. Coluviales indiferenciados (32) (Holoceno)

Existen varios afloramientos situados en el ángulo suroccidental de la hoja.

Se disponen sobre cualquier formación más antigua, bien en zonas de vertiente o en áreas sometidas a peneplanización por erosión.

Desde el punto de vista litológico están constituidos por arcillas de diversas tonalidades, con cantos sueltos de calizas y dolomías negras.

Estos depósitos podrían estar asociados, presumiblemente, con las superficies de glacis de primera o segunda generación, aunque la desconexión existente entre ellos no permite asegurarlo.

1.3.4.- Gravas y arcillas con bloques. Vertiente de bloques (33) (Holoceno)

Existen varios afloramientos en las inmediaciones de la aldea de los Rosales, situada en la mitad noroccidental de la hoja.

Estos depósitos se disponen en la vertiente occidental de los cerros Vitar y La Mesa, asociados a un gran escarpe de materiales calcáreos pertenecientes al Prebético.

La litología principal está formada por grandes bloques de calizas, algunos de ellos superiores al metro cúbico, que están embalados en una matriz fundamentalmente de gravas y en menor proporción de arcillas. Se caracterizan además porque tienen una gran pendiente, que tiende a regularizar en lo posible los escarpes calcáreos.

La génesis de estos depósitos, en parte, puede estar condicionada a fracturas de borde que generan una acentuada inestabilidad de estos relieves.

1.3.5.- Arcillas y bloques. Derrubios de ladera (34) (Holoceno)

Como los depósitos anteriores, se localizan principalmente en las inmediaciones de los relieves prebéticos, en la parte noroccidental de la hoja, si bien hay otros afloramientos de menor magnitud y dispersos, a lo largo del río Guadiana Menor.

Estos sedimentos se diferencian de los anteriores en que los bloques son de menor magnitud, y la proporción de matriz arcillosa es considerablemente mayor.

La génesis de estos materiales debe estar en relación con el depósito de abanicos aluviales que coalescen al pie de los relieves prebéticos.

1.3.6.- Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (35) (Holoceno)

Están bien representados en las inmediaciones de Pozo Alcón.

Se sitúan discordantes, preferentemente, sobre los materiales de edad Mioceno superior - Plioceno. En ocasiones ocupan bandas de gran anchura cartográfica.

La litología predominante está formada por gravas, de tamaño medio, arenas y arcillas.

Estas formaciones constituyen antiguos cauces fluviales producidos por la dinámica fluvial holocena, que han quedado colgados y preservados de la erosión. Presentan una morfología en artesa muy característica, con un fondo bastante plano y vertientes poco acentuadas.

1.3.7.- Arenas, limos y arcillas. Abanicos aluviales actuales (36) (Holoceno)

Se disponen exclusivamente a ambos márgenes del río Guadiana Menor.

Suelen presentar una pendiente suave entre el sustrato, y la llanura de inundación del río Guadiana Menor.

La litología principal está constituida por cantos sueltos, inmersos en arenas, limos y arcillas. La granulometría que estos depósitos presentan, varía en fun-

ción del tipo de arroyada que se produce.

Estos abanicos están genéticamente ligados, a la desembocadura de la red fluvial secundaria en la principal. Cuando la red secundaria es muy densa, los depósitos generados describen una orla de sedimentos que se disponen paralelos al cauce fluvial del río Guadiana Menor.

1.3.8.- Arcillas y costras carbonatadas. Depósitos de vertientes (37) (Holoceno)

Se localizan en la localidad de Pozo Alcón y sus afloramientos se extienden hasta el borde sur de la hoja.

Desde el punto de vista morfológico, se caracterizan porque presentan un aterramiento antrópico, que la mano del hombre ha realizado en forma de bancales, para favorecer las tareas agrícolas.

La naturaleza de los materiales suele ser arcillosa, en la cual aparecen en ocasiones costras carbonatadas. El continuo laboreo agrícola, produce un suelo muy pulverulento de color blanquecino o rojizo.

1.3.9.- Gravas, arenas y limos. Llanura de inundación (38) (Holoceno-Actual)

Está bien representada en el río Guadiana Menor y muy poco desarrollada en el río Guadalentín.

La litología predominante está formada por gravas, arenas y limos.

En algunos sectores del río Guadiana Menor y en la mayoría del recorrido del río Guadalentín no hay llanura de inundación. Este aspecto se interpreta que es debido al encajamiento rápido de la red fluvial.

2.- TECTÓNICA

La hoja de Pozo Alcón está situada en las estribaciones meridionales de la Sierra del Pozo (Sierras de Cazorla y Segura), y en el Corredor del Guadiana Menor, que separa la Zona Prebética de la Zona Subbética. También ocupa una parte del borde norte de la Cuenca de Guadix-Baza.

Este capítulo constará de tres epígrafes. El primero de ellos describirá de forma sintética los principales aspectos de tectónica regional del Orógeno Bético. En el segundo se hará una división de las unidades o límites estructurales identificados

en la hoja, en el que se indicarán sus características tectónicas. En el tercero se hará una cronología de la deformación.

2.1.- TECTÓNICA REGIONAL

La Cordillera Bética está constituida por dos grandes dominios estructurales: Zonas Internas y Zonas Externas.

Las Zonas Internas aparecen estructuradas en grandes mantos de corrimiento, en los que participan conjuntamente zócalo paleozoico y cobertera mesozoica.

Las Zonas Externas se interpretan como una cobertera sedimentaria deformada y despegada de un margen continental. En ellas se diferencian dos grandes conjuntos tectonopaleogeográficos: el Prebético y el Subbético. El Prebético constituyó básicamente un dominio de plataforma junto al continente. El Subbético representó la continuación del Prebético hacia el interior del Orógeno. Entre ambos existió un surco que los separó, donde se formaron las Unidades Intermedias.

Las Zonas Internas ocuparon la parte de corteza oceánica adelgazada, entre los continentes de Europa y Asia, mientras que las Zonas Externas estaban ubicadas en la corteza continental, en los márgenes de ambos continentes.

En el margen suribérico se produjo una compartimentación tras la etapa de *rifting* intracontinental, en el Jurásico inferior y medio. Durante el Paleógeno-Mioceno inferior evolucionó hacia un margen convergente.

Estudios recientes sobre la dinámica de la litosfera (CLOETINGH et al. 1.992), indican que la evolución tectónica de la región Bética y mar de Alborán comenzó recientemente (hacia el Mioceno medio). Estos autores elaboran un modelo en el cual la placa litosférica de Iberia, muestra una respuesta isostática frente a la carga producida por los cabalgamientos de las Zonas Internas y Externas. El análisis de este modelo muestra una flexura de la placa litosférica de Iberia, que es subcabalgante bajo las Cordilleras Béticas. El modelo flexural propuesto, está derivado de la carga que a su vez es consecuencia de los empujes de las Zonas Internas sobre las Zonas Externas y de todas ellas sobre el Margen Ibérico. Esta evolución dinámica generó la Cuenca de Antepaís del Guadalquivir, en régimen compresivo, con la aparición de cuencas satélites asociadas, y corredores o pasillos tectónicos con la misma dirección de propagación que los grandes mantos (Corredor del Guadiana Menor). En el Orógeno Bético, se producen al mismo tiempo cuencas internas en régimen distensivo. Una de estas cuencas es la de Guadix-Baza.

2.2.- DESCRIPCIÓN DE UNIDADES O LÍMITES ESTRUCTURALES

La hoja de Pozo Alcón ocupa una parte de la Cuenca de Guadix-Baza, el segmen-

to meridional de las sierras de Cazorla y Segura y una gran parte del Corredor del Guadiana Menor.

Los sectores antes mencionados corresponden a dominios paleogeográficos distintos, que se han comportado como zonas estructurales diferentes. Estas zonas estructurales, que muestran en la actualidad las huellas de la Tectónica Alpina, han tenido a lo largo de su historia una evolución tectónica y sedimentaria diferente. Para la separación de estas zonas ha sido necesario definir sus límites; los criterios que se han seguido para la división de los límites estructurales, han estado en relación: con bordes de cuenca o bordes de dominio paleogeográficos, con frentes de cabalgamiento y con bandas de tectonización importantes. Todo ello ha permitido elaborar un esquema de síntesis tectónica, en el cual se señala el desplazamiento tectónico, obtenido a partir de las estructuras de plegamiento, de las vergencias de los cabalgamientos y de los datos que ha suministrado la sismica de reflexión (**figura 1**).

De acuerdo con lo especificado anteriormente se han separado los siguientes tipos de límites:

- Los de la cuenca de antepaís
- Entre el Prebético y el Subbético
- Entre el Subbético y las Zonas Internas
- Entre el Subbético y la Unidad Tectónico-Gravitacional
- Banda tectónica o Corredor del Guadiana Menor

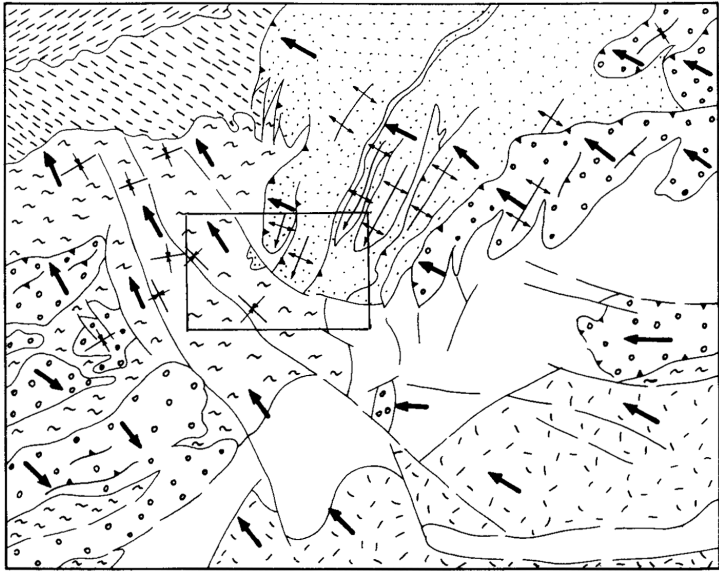
En la hoja de Pozo Alcón se han diferenciado tres zonas estructurales que son: Prebético, unidades tecto-gravitacionales del Corredor de Guadiana Menor y la Cuenca de Guadix-Baza.

A continuación se indicarán las características tectónicas más importantes que se han observado en la hoja para cada zona estructural.

2.2.1.- Prebético

En la Zona Prebética, entre las hojas de Pozo Alcón y Cazorla, LOPEZ-GARRIDO (1.971a), distingue tres unidades tectonoestratigráficas que son: Beas de Segura, Cazorla y Sierra de Segura, apiladas de oeste a este respectivamente.

FRIZÓN et al. (1.991) y GUEZOU et al. (1.991), realizan unos estudios estructurales, en los cuales analizan la estructura y los cabalgamientos del Prebético. Diferencian, además de las unidades distinguidas por LÓPEZ GARRIDO (1.971a), el *duplex del embalse del Guadalquivir* (**figura 2**).



LEYENDA











-  *Antepaís*
-  *Cuenca de antepaís (foreland basin)*
-  *Prebético (ZONAS EXTERNAS)*
-  *Subbético (ZONAS EXTERNAS)*
-  *Zonas internas*
-  *Unidades Tectono-gravitacionales y subcuencas móviles (piggy-back)*
-  *Cuencas de Guadix-Baza y del río Almazora*
-  *Cabalgamientos*
-  *Estructuras de deformación. Anticlinales y sinclinales*
-  *Dirección y sentido del transporte tectónico*

figura 1.- LÍMITES ESTRUCTURALES Y DESPLAZAMIENTO TECTÓNICO.

Unidad de Beas de Segura

Esta unidad no es aflorante en la hoja de Pozo Alcón. La separación macroscópica de lechos de carbonatos, las estructuras cizallantes dentro de los interlechos de margas y la correlación y reconstrucción de las secciones estratigráficas, han proporcionado una nueva imagen tectónica. La Unidad de Beas de Segura consiste en un sistema imbricado de cabalgamientos, en los cuales se han podido cartografiar 28 láminas cabalgantes bien expuestas entre Villanueva del Arzobispo y la Puerta del Segura.

El cálculo de la relación de contracción, en función de la amplitud de los lechos de carbonatos, dibujados en una sección balanceada, adquiere un valor de 0,45.

Este coeficiente representa unos 22 km de acortamiento para esta unidad, sin embargo otras posibles repeticiones de lechos de carbonatos (dolomías y calizas), a modo de abanico convergente pueden aumentar hasta 45 ó 65 km el acortamiento.

Unidad de Cazorla

Aflora en las inmediaciones de Loma Extremera, al noreste del puerto de Tíscar.

Esta unidad está formada por 20 a 22 imbricaciones entre la Unidad de Beas de Segura y el frente del anticlinal de edad Triásico del embalse del Guadalquivir.

La longitud mínima original calculada por el método de área total (HOSSACK en GUEZOU et al., 1.991) adquiere un valor de 40 km.

Unidad de Sierra de Segura

Ocupa la mayor parte del borde norte de la hoja, en su mitad oriental.

Es la que muestra la sucesión litoestratigráfica más completa, unos 1.000 m desde el Jurásico bajo al Mioceno medio, con dos intervalos o lagunas entre el Cretácico inferior y el Eoceno.

Esta unidad está formada por dos dúplex superpuestos. El dúplex inferior es de edad Albiense y tiene facies equivalentes a la F. Utrillas. El superior está formado por numerosas láminas cabalgantes con un estilo de dúplex superpuestos, que comprenden una secuencia Cenomaniense a Mioceno medio. El muro de este cabalgamiento está formado por un despegue de las F. Utrillas; hacia el sur, la raíz del cabalgamiento de esta unidad superior corresponde a un cabalgamiento basal Subbético.

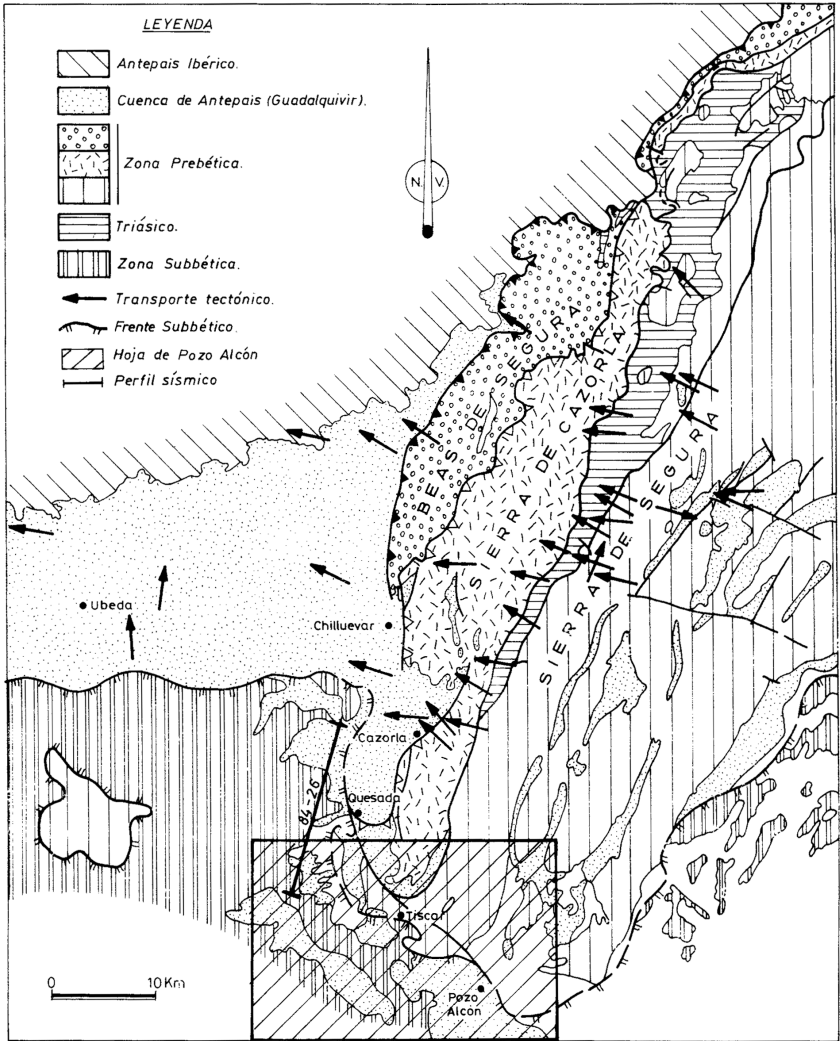


figura 2.- Mapa estructural sintético de la región de Cazorla.
(Modificado de FRIZÓN et al., 1991).

El dúplex del Embalse del Guadalquivir

Está constituido por lechos carbonatados de Muschelkalk imbricados bajo las unidades de Beas de Segura y Cazorla. Hacia el noroeste la propagación de este

dúplex está asociada a dos estilos característicos de apilamiento de láminas cabalgantes:

- a) En la parte sur, el apilamiento en la zona inferior del dúplex es más vertical.
- b) En la parte norte el apilamiento (de cabalgamientos se entiende) es más tendido, con desmembramiento de las partes hundidas de los dúplex y desarrollo de fallas normales. Todos estos aspectos apuntan hacia una propagación de oeste-noroeste.

Estos mismos autores indican que el sistema de cabalgamiento Prebético, en la parte más occidental, afecta a materiales del Cretáceo superior y Mioceno. En la zona de Chilluévar este sistema está oculto bajo el Mioceno, en la Sierra de Quesada está limitado por la falla de Tíscar, mientras que al sur y al oeste está flanqueado por el cabalgamiento Subbético (**figura 2**).

El Prebético de la Sierra de Quesada es alóctono dentro de los sedimentos del Mioceno superior. La evolución lateral de esta traza oculta, emerge imbricada al noreste (Unidad Beas de Segura, **figura 2**), y está tapada por el dúplex en las inmediaciones de Quesada. La zona de transición está situada al sureste de Chilluévar.

La terminación del sistema de cabalgamientos del Prebético ha sido discutida por FALLOT (1.948) y FOUCAULT (1.971). Estos autores han considerado la falla de Tíscar como una falla mayor de salto en dirección. Otra explicación aportada por FOUCAULT (1.971), es que la falla no se extiende ni hacia el NE ni hacia el SE, sino que es una acomodación por el acortamiento (salto dextro de 6 km), creado por la contracción de las unidades imbricadas de Cazorla y S^a de Segura.

Sin embargo FRIZÓN et al. (1.991) interpretan la falla de Tíscar como una rampa lateral, que contiene los puntos de unión de las unidades de Cazorla y S^a del Segura y junta los frentes Prebéticos y Subbético. Esta geometría principal determina el Cabalgamiento Bético Profundo (C.B.P.), que se considera como el cabalgamiento basal de las unidades subbéticas y prebéticas. En resumen, sugieren que el acortamiento tectónico, referido a las partes aflorantes del Prebético, es del orden de 110 km, sin tener en cuenta los dúplex del embalse del Guadalquivir.

En la hoja de Pozo Alcón, la Unidad de Cazorla muestra cinco estructuras anticlinoriales, la mayoría de ellas volcadas y con los flancos occidentales fallados y cabalgantes hacia el oeste. Todas estas estructuras evidencian cierres pericliniales hacia el sur-suroeste, con tendencia a estar falladas por fracturas de dirección NO-SE.

La Unidad de Sierra de Segura presenta una estructura anticlinal muy abierta a lo

largo de la Loma de Cagasebo (pista forestal del Parque Nacional de Cazorla), que termina en las inmediaciones de la falla de Tíscar; el flanco occidental es una escama cabalgante hacia el oeste. En el sector comprendido entre el vértice Cabañas y el borde oriental de la hoja, se aprecian tres estructuras anticlinales con cierres hacia el sur (noreste, norte y oeste del embalse de la Bolera); la última estructura mencionada, tiene la particularidad de que los materiales del Cretácico superior están fallados y desplazados 6 km por el accidente de Tíscar, y originan el cierre del pliegue en las inmediaciones del Caballo de Quesada (Huesa). Entre los vértices Cabañas y Palomas, se ponen de manifiesto varias escamas tectónicas superpuestas muy tendidas, según se deduce de las trazas que presentan en superficie.

El análisis de subsuelo realizado a partir del estudio de perfiles sísmicos y su interpretación, en sectores más nororientales (vecinas hojas de Huéscar y San Clemente), permite en algunos casos definir la geometría estructural del Prebético. Esta geometría apunta diferencias notables respecto a las observaciones que se realizan en superficie, y en consecuencia respecto a las interpretaciones que han realizado otros autores con anterioridad. Las estructuras que se observan en el mapa geológico corresponden a la parte superficial del terreno, y no se extiende más de 200 ó 300 m de profundidad. Este aspecto sugiere que la deformación superficial debe estar condicionada por la propagación de rampas cabalgantes, dirigidas hacia la cuenca de antepaís (Guadalquivir).

2.2.2.- Corredor del Guadina Menor

Este corredor delimita las zonas Prebética y Subbética mediante una banda tectónica de dirección NO-SE que tiene 20 km de anchura. Dicha banda enlaza diferentes unidades neógenas entre la Cuenca del Guadalquivir y la Cuenca de Guadix-Baza.

El Corredor del Guadina Menor se caracteriza por el alto grado de tectonización, puesto de manifiesto por la fuerte deformación de las unidades cartografiadas y la cantidad de fracturas que pueden reconocerse.

En dicho corredor solamente afloran materiales del Mioceno inferior-medio y superior. Los materiales de edad Mioceno inferior-medio muestran un estilo estructural altamente complejo, en los cuales no se reconocen estructuras de plegamiento y sí son muy comunes láminas y cuñas tectónicas entremezcladas, que se disponen con una dirección dominante comprendida entre N 130-160°E. En el interior de las láminas tectónicas los materiales presentan abundantísimas superficies de fracturas anastomosadas o de tipo Riedel, que son congruentes con bandas de cizalla dúctil.

Los materiales de edad Mioceno superior, especialmente los depositados en ambiente marino, muestran estructuras replegadas de dirección N 140-160°E (sur

del río Guadiana Menor) y con tendencia E-O en las cercanías de la localidad de Ceal, donde además dichas estructuras se encuentran fuertemente apretadas. Hay que significar que los sedimentos de edad Serravalliense superior - Tortoniense inferior situados sobre Prebético, tienen una deformación que es congruente con la de ese dominio, mostrando estructuras apretadas (antiformas) y cierres periclinales (Caballo de Quesada).

El análisis y la interpretación de la sismica de reflexión efectuados en este sector (**figura 3**), permite deducir un conjunto de escamas cabalgantes imbricadas de vergencia OSO.

La correlación que puede establecerse entre los datos de superficie y subsuelo, permite interpretar que gran parte de las láminas cabalgantes deducidas, deben estar en relación con rampas laterales.

El accidente de Tíscar, que delimita al Prebético en su parte suroccidental, y que está asociado al Corredor del Guadiana Menor, FOUCAULT lo ha interpretado como un desgarre dextrorso, con un desplazamiento de 6 km, que limita al sistema de imbricaciones prebéticas. FRIZÓN et al. (1.991) interpretan este accidente como una falla de desgarre, que transfiere una parte del desplazamiento lateral entre los cabalgamientos de techo y muro del edificio prebético.

2.2.3.- Cuenca de Guadix-Baza

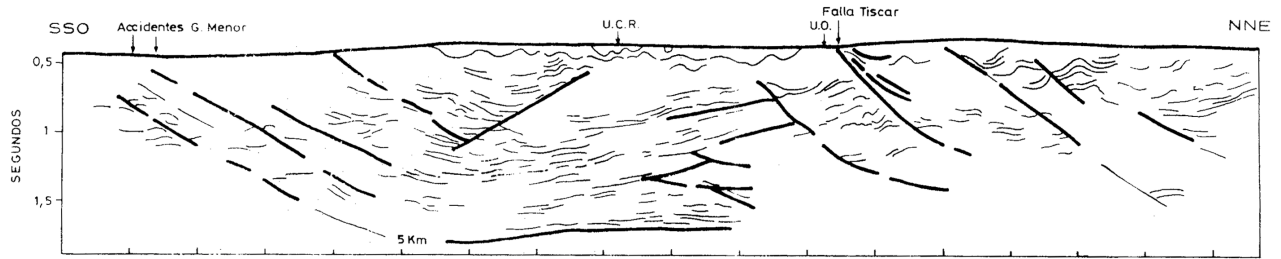
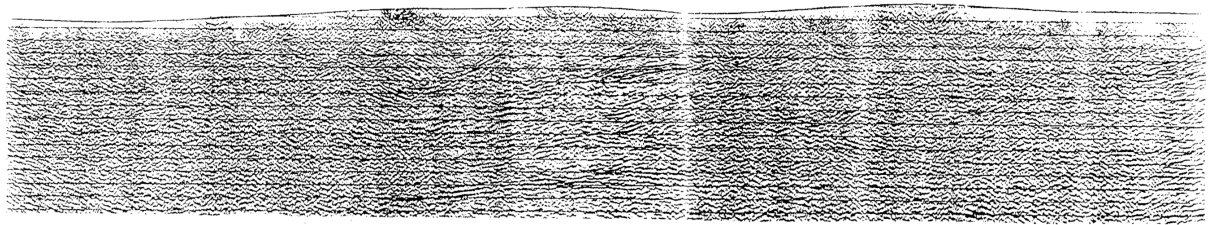
En este epígrafe se consideran los sedimentos que son de carácter continental, y que solapan el Corredor del Guadiana Menor.

Los sedimentos de edad Turolense-Ventiense, situados en las inmediaciones de Pozo Alcón apenas si están deformados. En la base de estos sedimentos (km 60 de la carretera de Quesada a Pozo Alcón), se observa una discordancia progresiva en la cual los estratos inferiores muestran buzamientos que alcanzan los 45°, y los superiores pasan a tener menos de 10°. Esta discordancia progresiva podría estar en relación con el levantamiento de la Sierra del Pozo en el Mioceno superior. También se aprecian basculamientos suaves, con buzamientos muy tenues hacia el este, en el sector del Fontanar, probablemente en relación con la fracturación asociada al Corredor del Guadiana Menor.

2.2.4.- Sistemas de fractura

En la hoja de Pozo Alcón el sistema de fracturas puede agruparse en dos familias: N 130-160°E y N 30-70°E.

Fracturas N 130-160°E. Esta directriz, en la que se produce un buen número de fracturas, es congruente con la zona de cizalla del Corredor del Guadiana Menor



Hoja de Cazorla
Hoja de Pozo Alcon

Situación del perfil

figura 3.- Perfil sísmico y su interpretación (situado en figura 2) P 84-26.

y con la falla de Tíscar. Parte de las fracturas que se observan en superficie, representan escamas cabalgantes en profundidad, según se ha deducido de los datos de subsuelo (**figura 3**); este aspecto también se observa en superficie, como es el caso de los cabalgamientos que hay al sur y norte de la localidad de Ceal. La falla de Tíscar es un accidente dextrorso, de dirección aproximada N 145°E, con un desplazamiento de salto en dirección de 6 km.

Fracturas N 30-70°E. Esta componente direccional es la que muestran, en la mayoría de los casos, los frentes cabalgantes de las unidades prebéticas en la Sierra del Pozo.

Fracturas de este tipo son muy abundantes en el ángulo suroccidental de la hoja y al noreste de Pozo Alcón.

2.3.- CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN

En la evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas se pueden separar dos etapas claramente diferentes. La primera está en relación con la apertura del Atlántico y por lo tanto con la etapa de *rifting* durante el Mesozoico. La segunda se produce cuando comienza el acercamiento en régimen convergente, entre las placas Africana y Europea. En esta segunda etapa hay un periodo inicial (posiblemente Cretácico terminal o Paleógeno inferior) y un segundo periodo que comenzó hacia el Mioceno inferior - medio y que en la actualidad perdura.

La presencia, en el ámbito de la hoja, de sedimentos de edad Mioceno medio y superior fuertemente deformados, en unos casos asociados al Prebético y en otros en el propio Corredor del Guadiana Menor, sugiere que la cronología de la deformación ha de ordenarse a partir de esa época. La razón esencial es porque los posibles rasgos de deformaciones anteriores, han quedado completamente obliterados y transformados por la tectónica del Neógeno.

Hechas las salvedades anteriores, se interpreta que hacia el Mioceno inferior-medio, la Unidad Tectónica debió de representar un conjunto de láminas y cuñas tectónicas, derivadas de la desarticulación y apilamiento de unidades subbéticas situadas más al sur. Este proceso debió generar áreas deprimidas, en el ámbito de la hoja, en las cuales los sedimentos se depositaron mediante mecanismos gravitacionales (Unidad Olistostrómica), estos depósitos debieron distribuirse preferencialmente y acomodarse en el Corredor del Guadiana Menor.

Hacia el Serravalliense superior - Tortoniense superior, el Corredor debió de actuar como un pasillo tectónico, el cual debió poner en comunicación la Cuenca del Guadalquivir con la de Guadix-Baza. Los sedimentos de esta edad, no sólo muestran estructuras de plegamiento, sino que evidencian estructuras

de deformación sinsedimentaria y discordancias internas (barranco del Fontarrón, borde occidental de la hoja).

En el Turoliense superior (zona MN 12), aconteció la individualización de la cuenca de Guadix-Baza como una cuenca continental. Las facies reconocidas en la hoja de Pozo Alcón, corresponden a depósitos continentales afines a medios aluviales, fluviales y lacustres. La distribución de estos sistemas ha estado condicionada por la situación de los relieves prebéticos al norte de la cuenca.

La discordancia angular progresiva que se observa al norte de la localidad de Hinojares, indica que durante el depósito de la parte basal de la secuencia, el sustrato constituido por los relieves de las estribaciones meridionales de la Sierra del Pozo, se estaban levantando, lo cual conllevó paralelamente una elevación de la cuenca.

En el Plioceno los sistemas aluviales procedentes de los relieves prebéticos migraron hacia el centro de la cuenca, e indujeron a los sistemas lacustres a migrar en el mismo sentido. Esto refleja el control que sobre la sedimentación ejercieron estos relieves que con toda probabilidad se estaban levantando.

Durante el Pleistoceno y Holoceno, los procesos tectónicos no repercutieron de forma apreciable en la sedimentación, al contrario de lo que ocurrió con los procesos climáticos.

En el Holoceno tuvo lugar el encajamiento de la red fluvial. La incisión lineal de la red principal de drenaje, con toda probabilidad ha tenido un control estructural (ríos Guadalentín y especialmente el Guadiana Menor). Sin embargo no hay evidencias de rasgos neotectónicos en sedimentos recientes (terrazas, coluviales, etc.).

3.- GEOMORFOLOGÍA

3.1.- DESCRIPCIÓN FISIGRÁFICA

La hoja de Pozo Alcón se sitúa, desde el punto de vista geográfico, en Las estribaciones más meridionales de las sierras de Cazorla, El Pozo, Segura y Castril, que hacia el sur, dan paso a la comarca natural conocida como La Hoya de Guadix-Baza.

La topografía de la hoja es muy compleja y está condicionada por las litologías de las distintas unidades morfoestructurales que aparecen.

Así pues, en la mitad septentrional de la hoja, aproximadamente al este y norte de la carretera que une Quesada (en la hoja 928, Cazorla), con Huesa, Belerda,

Pozo Alcón y Cortijos de Campocámara, es un territorio de acusado relieve, que está constituido por una serie de sierras abruptas (de directriz N30°E) y encajados valles. El relieve aparece muy marcado por la tectónica antigua y reciente de este sector de las Cordilleras Béticas.

Aflora así, una serie de antiformal y sinformal, delimitadas con frecuencia por grandes accidentes tectónicos, de entidad regional, que conforman relieves abruptos, que se suavizan hacia las partes más altas, originando un modelado en amplias lomas. En este modelado se desarrolla el sistema kárstico, sobre todo en el sector norte, fuera de los límites de la hoja (Hojas 928 y 929).

La amplitud altimétrica de esta zona es importante, y está comprendida entre los 740 m en el barranco de Matanza, al norte de Huesa, y los 2.028 m correspondientes al vértice Cabañas. Las pendientes mayoritariamente se sitúan entre el 30 y el 50 %. Con carácter general, la altitud en la hoja, aumenta progresivamente desde el sur hacia el norte.

Las máximas cotas son de oeste a este y de sur a norte: el Caballo de Quesada (1.464 m), El Rayal (1.835 m), Cerro Cuenca (1.547 m), Palomas (1.721 m), Cabañas (2.028 m), Lanchas (1.419 m), Cerro del Sabinal (1.466 m), Cerro del Enjambre (1.346 m), Cerro de las Disputas (1.204 m) y Peña Quesada (1.329 m).

Hacia el oeste y sur, la topografía es menos compleja, con una amplitud altimétrica comprendida entre los 490 m en el sector noroccidental de la hoja (Cerro Bermejo) y los 1.191 m de Peña el Cambrón al suroeste de la misma. Las pendientes son muy variables, y oscilan entre el 1% a más del 50% (paraje Cerro Pegueros), existiendo un predominio de pendientes del 1% al 30%.

En este sector se encaja el río Guadiana Menor, que discurre con una pendiente del 0,5% en dirección N45°O. Este río tiene un marcado control estructural, desde el Fontanar con una altitud de 500 m, hasta la esquina noroccidental de la hoja con una cota de 400 m. El río, en la mitad sur de la hoja, transcurre por un valle estrecho de paredes muy verticalizadas que hacia el centro de la hoja se va abriendo, hasta adquirir su máxima amplitud al norte de la misma.

Las máximas cotas son: Peña Cambrón (1.191 m), Cerro Godoy (1.002 m), Cerro Escribano (890 m) y Peña Caidilla (675 m), en la esquina suroccidental de la hoja; Picos del Guadiana (751 m), Cominar (754 m), Peñón de Padilla (904 m), Hazas de Padilla (772 m) y Acebuchar (727 m) en el sector central de la hoja; y los picos Cuenca (895 m), Collado (921) y Sabina (992 m) en el extremo más oriental de este sector. Buena parte de ellos conforman relieves aislados (*inselberg*) que destacan del área superior peneplanizada (*superficie de erosión degradada y glacia*), que se hundían hacia el río Guadiana Menor.

Restos más extensos de esta antigua superficie de colmatación peneplanizada, se sitúan en la esquina noroccidental de la hoja y al oeste y suroeste de Pozo Alcón. Esta superficie conforma una planicie, que con posterioridad ha sido levantada en algunos sectores y hundida en otros, además de basculada por la tectónica más reciente.

Por último, el sector suroriental de la hoja, presenta un relieve de altiplano, caracterizado por una amplitud altimétrica entre los 1.000 y los 900m, con una pendiente del 0,6% hacia el sur y sureste. El río Guadalentín que discurre desde los 1.000 m al norte (cola del embalse de la Bolera), hasta los 660 m, al sur de la hoja.

Desde el punto de vista hidrográfico la hoja se sitúa en el sector oriental de la Cuenca del Guadalquivir, y dentro de ella, en la subcuenca del Guadiana Menor. Este río atraviesa la hoja diagonalmente desde su borde meridional, hasta la esquina noroccidental en dirección aproximada N45°O.

Por el tercio oriental de la hoja discurre el río Guadalentín, en dirección nortesur, que es tributario del anterior y desemboca en el embalse del Negratín fuera de los límites de la hoja. El río Guadalentín, a la altura del cruce de este con la Carretera Comarcal nº 303 (Km 8), es represado por el embalse de la Bolera.

Se conforma así, una red de drenaje dendrítica jerarquizada, que en ocasiones muestra un marcado control estructural, en la que el río Guadiana Menor actúa como recolector principal que con suave pendiente, fluye hacia el noroeste para desembocar en el Guadalquivir. Sus afluentes son cauces de 4º orden o inferiores, que conforman una tupida red de drenaje con morfología acaravada, que modela un paisaje de *bad-lands* característico, en la región morfoestructural situada al oeste y sur de los relieves prebéticos. En este último sector, la red es menos tupida y el control estructural más evidente.

Todos estos cauces menores son de carácter intermitente, con un régimen fluvial de carácter torrencial.

Desde el punto de vista edafológico, caben diferenciar igualmente dos zonas; por un lado los relieves prebéticos del sector nororiental, en el que se producen diferentes tipos: Litosoles, Regosoles calcáreos y Cambisoles cálcicos.

Los Litosoles son suelos poco evolucionados al estar sobre las calizas y dolomías mesozoicas de las sierras de Cazorla y del Pozo.

Los Regosoles calcáreos están asociados con los Litosoles y Cambisoles cálcicos, dominan en las sierras antes aludidas, en donde los relieves son más suaves y los materiales son de margocalizas y margas. Presentan también escaso desarrollo.

Los Cambisoles cálcicos están asociados con Regosoles calcáreos y Litosoles, preferencialmente se sitúan sobre los materiales recientes, que orlan los relieves calcáreos, y sobre los glacis y coluviones.

Por lo que a la cubierta vegetal se refiere, esta zona tiene un interés excepcional desde el punto de vista ecológico, los encinares, alcornocales, quejigales y pinares, constituyen la base de su paisaje vegetal en la Sierra del Pozo. En esta zona se ubican los parques naturales de las sierras de Cazorla y Segura (Jaén) y de la Sierra de Castril (Granada). La agricultura está muy escasamente desarrollada debido a las limitaciones orográficas y climáticas de la zona.

El resto de la hoja se caracteriza, por la casi inexistencia de cobertura edáfica, quedando ésta reducida a suelos con escasa evolución y poco desarrollo. La vegetación más característica corresponde a tomillares y espartizales y otras plantas de carácter gypsófilo. Tan sólo escasos pinares de repoblación, almendros y olivos, y frutales de huerta, constituyen la vegetación de porte arbóreo en todo el territorio.

3.2.- ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

3.2.1.- Estudio Morfoestructural

La hoja de Pozo Alcón se encuentra sobre dos conjuntos o unidades morfoestructurales de carácter regional:

- Unidad Prebética al norte
- Depresión de Guadix-Baza al sur.

3.2.1.1.- Dominio Prebético

Pertenece a este dominio la parte norte de la hoja, en la cual se localizan las máximas cotas. En este sector, el factor principal que controla el relieve es la litología estructurada por la tectónica, que configura un conjunto de escamas. Estas escamas de dirección nor-noreste y vergencia al norte, conforman una serie de antiformas y sinformas con flancos fallados que suelen dar escarpes importantes.

La litología es un factor determinante en los procesos exógenos que actúan sobre el relieve, originando subunidades morfoestructurales dentro de este Dominio. Así, de oeste a este se pueden diferenciar:

- Sierra de Cazorla
- Sinclinal de la Cañada de Tíscar y del arroyo de las Fuentes
- Sierra del Pozo
- Valle del río Guadalentín
- Sierras de Segura y Castril

- Sierra de Cazorla: Este subdominio se sitúa al noreste de Huesa. Se trata de una sucesión de escamas de dirección N30°-45°E, interrumpidas por fracturas de dirección dominante N130°-160°E, que conforman agudas crestas y *hog-back* de direcciones variables (Cerro Magdalena, Puerto de Huesa, Cerro de Vitar, La Mesa, Puerto de Tíscar, Loma del Rayal, etc). El relieve es muy encajado, con valles pronunciados y fuertes pendientes (mayores del 45%), tan sólo el valle del río Extremera tiene una pendiente comprendida entre el 15 y 30 %. En esta subunidad dominan las formas de carácter tectónico, esencialmente capas con resalte geomorfológico acusado, líneas de fractura, también con expresión geomorfológica, y grandes aristas.

En esta subunidad, la red de drenaje presenta un fuerte control estructural, con ríos coincidentes, en algunos casos, con fracturas transversales a la estructuración general.

- Cañada de Tíscar: Se trata de un relieve originado por una depresión tectónica compleja, constituida por un sinclinal en cuyo núcleo hay margas blancas del Serravallense-Tortonense. Tiene algo más de 8 Km de longitud, y se prolonga hacia el norte por la vecina hoja de Cazorla (928). Su anchura es variable, y oscila entre 500 m en el norte de la hoja, y unos 2.000 m en las inmediaciones de Tíscar.

El límite oeste de esta subunidad está constituido por un resalte de materiales carbonatados cretácicos (Loma del Rayal). El contraste litológico que se produce entre las margas y las calizas, hace que la erosión diferencial haya originado un profundo encajamiento de este barranco sobre todo en su margen izquierda. En la margen derecha, está bien desarrollado el sistema exocárstico, con la formación de un lapiaz bastante extenso.

- Sierra de El Pozo: Localizada entre el barranco de la Cañada de Tíscar y el Valle del Guadalentín. Está constituida por una sucesión de escamas tectónicas que incluyen los vértices Tíscar, Palomas y Puntal del Gato, y conforman agudos escarpes de dirección N10°-20°E. Hacia el sur, estos escarpes se inflexionan en dirección N55°E y los valles asociados muy encajados, presentan pendientes comprendidas entre el 30 y 45%; tan sólo se suavizan estas formas en la planicie de la Loma de Cagasebo-Puerto Llano (1.800m), con pendientes que oscilan entre el 1% y el 15%. En esta subunidad dominan las formas de carácter tectónico, esencialmente capas con resalte geomorfológico acusado, líneas de fractura con expresión geomorfológica y grandes aristas. El modelado exocárstico queda reducido a pequeñas formas de tipo lapiaz dispersas y algunas dolinas en el borde norte de la hoja (inmediaciones del vértice Cabañas).

El contraste geomorfológico entre las capas de calizas y de margas, produce resaltes que son coincidentes con los flancos de la estructura. La interrupción en

la continuidad de estas capas con resalte morfológico, eventualmente delimitadas por el drenaje de la vertiente, produce pequeños conos de deyección aguas abajo de la confluencia.

- Valle del río Guadalentín: El río Guadalentín discurre sobre un valle estrecho y encajado, conformado sobre un sinclinal constituido por margas blancas del Serravallense-Tortonense, cuyo eje coincide en ocasiones con el trazado del río Guadalentín. Se trata de una estructura de más de 12km de longitud, que se continúa hacia el norte en la vecina hoja de Cazorla (928), hasta la Loma del Caballo. El contraste litológico de las margas con los materiales carbonatados cretácicos que constituyen los flancos del sinclinal, hace que la erosión diferencial haya permitido un profundo encajamiento del río, especialmente al sur del embalse de la Bolera.

- Sierra de Segura y Castril: Se encuentra únicamente representada en la esquina nororiental de la hoja, al noreste del embalse de la Bolera. En este sector se observa un relieve que presenta estructuras plegadas con vergencias al noroeste, con pendientes superiores al 45%, en los flancos occidentales de estas estructuras, y del 15 al 30%, en los flancos orientales. Las antiformalas están constituidas por materiales carbonatados cretácicos y las sinformas por materiales margosos miocenos. En este sector, el sistema exocárstico no está presente en la subunidad, siendo este muy importante en la hoja de San Clemente (929); aquí, dominan las formas de carácter tectónico, esencialmente capas con resalte morfológico y fracturas igualmente con expresión geomorfológica.

3.2.1.2.- Depresión de Guadix-Baza

Los materiales que conforman esta región morfoestructural, ocupan la parte meridional de la hoja.

Las formas de carácter estructural están asociadas a cerros cónicos, formados por olistolitos de la Unidad Olistostrómica, a mesetas que corresponden a materiales horizontales del Mioceno superior, algunas líneas de fractura y a suaves antiformalas. En este conjunto se pueden diferenciar cuatro subunidades morfoestructurales:

- Los relieves aislados.
- La planicie superior.
- Las vertientes.
- Los valles.

Los relieves aislados. Se disponen a modo de *inselbergs* o relieves residuales cársticos sobre el relleno de la Depresión. Conforman relieves de menor entidad, tanto en cota como en superficie de afloramiento. Estos son más frecuentes en el borde

occidental de la hoja, están constituidos normalmente por materiales carbonatados de la base del Serravaliense y olistolitos variados de la Unidad Olitostromica.

La planicie superior. Domina en el sector suroriental de la hoja. Consiste en una superficie definida por el glacis de colmatación de la cuenca, que enlaza con las sierras prebéticas. Buza hacia el centro de la Depresión, con una pendiente máxima de 2 a 5°. Esta superficie, en los márgenes del río Guadalentín, aparece ligeramente flexurada con buzamientos locales, como puede observarse en el Corte III-III' del mapa geomorfológico. Dicha superficie se conserva debido a su entosamiento generalizado, aunque aparece disectada por el río Guadalentín y en algunos sectores por la red de drenaje, que evoluciona por erosión remontante. La cota media de esta superficie oscila alrededor de los 890 m, con ligeros basculamientos en bloques, motivados posiblemente por la presencia de un sustrato de naturaleza plástica.

Las vertientes. Se forman entre la planicie superior y el nivel de base actual de la red de drenaje. El paisaje dominante es de carácter erosivo, caracterizado por un modelado típicamente acarcavado de tipo *bad-lands*, más acentuado en la margen derecha del Guadiana Menor. Una sucesión de agudas crestas e incisiones lineales, con vertientes de fuerte pendiente es, pues, la morfología dominante en esta subunidad.

Son muy comunes los procesos de deslizamiento y de reptación, estos últimos en ambas laderas de valle del Guadalentín en su tramo sur, y en algunos arroyos donde el encajamiento de los mismos es muy acentuado, especialmente los que están situados al sur de la localidad de Hinojares.

Sobre esta subunidad aparecen restos de una superficie degradada antigua (31), que debería corresponder a un glacis de denudación (30). Esta superficie presentaría en origen, una mayor inclinación que la planicie superior, alcanzando en ocasiones los 8-10° de buzamiento. Esto sugiere que dicha superficie perteneció a un nivel de arrasamiento, que peneplanizó la cuenca tras un primer encajamiento de la red de drenaje sobre el glacis superior.

Los valles actuales. La dinámica fluvial actual y subactual ha contribuido al desarrollo de un valle amplio por el que discurre el río Guadiana Menor. Se trata de un río ligeramente meandriforme, con un cauce actual estrecho con un máximo de unos 15-20 m y un lecho de inundación que aumenta de anchura hacia el norte donde alcanza 1 Km.

Hacia este amplio valle confluyen numerosos arroyos, con típica morfología de rambla. La intersección se realiza mediante pequeños conos aluviales, la coalescencia de éstos origina una superficie paralela al cauce del río principal. Enlazan las vertientes con el valle actual mediante una suave pendiente, y

constituyen los glacis de tercera generación. La situación de estos glacis, situados entre el sustrato y el cauce activo del río Guadiana Menor, no permite el desarrollo de terrazas.

3.2.2.- Estudio del Modelado

Con independencia de los elementos de carácter antrópico, las formas de modelado dependen esencialmente del clima, que origina una combinación de procesos erosivos que dan lugar a la formación de sistemas morfogenéticos.

3.2.2.1.- Dominio Prebético

Las formas del modelado que se desarrollan en esta Unidad pertenecen a los siguientes sistemas morfogenéticos: cárstico, vertientes (con escasa influencia de fenómenos asociados al dominio periglacial), fluvial (muy escasamente desarrollado), y poligénico.

Kárstico. Las sierras prebéticas constituyen grandes afloramientos calcáreos de elevada altitud. Esto ha favorecido que climas de tipo periglacial, hayan propiciado un karst muy desarrollado regionalmente por encima de los 1.650 m. Buenos ejemplos de este karst están expuestos en la Sierra de Empanadas y Alto del Pinar Negro en la Sierra Guillimona en la vecina hoja de San Clemente.

Desde el punto de vista morfológico son muy comunes los lapiaces de crestas agudas, acanaladuras en regueros, que se sitúan en el extremo oriental de la subunidad de la Sierra de Cazorla (Loma del Rayal, entre los 1.850 m y 1.300 m). Igualmente, se observan lapiaces aislados y dispersos en la subunidad de la Sierra de El Pozo (Nava Alta del Espino, Cerro Palomas, Cerro Cabañas y del Enjambre). Tan solo se ha reconocido una dolina en la subunidad de la Sierra del Pozo a una altura de 1.750 m.

En relación con fenómenos fluvio-cársticos se han reconocido sumideros en el sector oriental de la subunidad de la Sierra del Pozo, en los arroyos de la Venta y de las Palomas, a techo de las calizas y margocalizas cretácicas.

Vertientes.: El modelado de vertientes está asociado con un clima templado. Enlazan lateralmente con glacis-columbiales o glacis, y acumulan material muy poco evolucionado originados por arroyada difusa. Las pendientes pueden llegar a superar el 25%.

Por último, también en este dominio se han diferenciado vertientes con bloques. Se localizan al norte de Huesa y representan acumulaciones de materiales con menor selección que en el caso anterior, se sitúan a cotas superiores y las pendientes también son mayores.

Fluvial. Este tipo de modelado es abundante y variado. La red fluvial encajada sobre los materiales carbonatados, ha originado formas de gran valor paisajístico y geomorfológico representadas por: agudas aristas, fuertes encajamientos, rápidos, etc.

El sistema morfoodinámico fluvial está muy poco desarrollado en la parte más alta de las cuencas, sobre las zonas de nacimiento de los cursos de agua.

Poligénicas. Se encuentran igualmente mal representadas en esta Unidad, quedando reducidas a un pequeño *inselberg*, situado en el ángulo nororiental de la hoja.

3.2.2.2.- Depresión de Guadix-Baza

Las formas de modelado que presentan esta unidad, pertenecen a tres dominios morfogénéticos: fluvial, laderas o vertientes y mixto o poligénico.

Laderas. Se han diferenciado dos tipos: los coluviones que orlan los relieves aislados emergentes y las estribaciones de sierras; y deslizamientos en masa que son más puntuales y afectan a materiales de las unidades Olitostromica y Tectónica. También se reconocen reptaciones en el valle del río Guadalentín en su trayecto más meridional.

Fluviales. Este dominio es, sin duda, el que proporciona una mayor diversificación en el modelado. La naturaleza litológica de la mayor parte de los materiales de esta Unidad, muy plástica, hace que éstos sean muy receptivos a este tipo de modelado.

Las formas exógenas denudativas se manifiestan, sobre todo, por el marcado carácter incisivo de la red de drenaje, tributaria de la principal. Se muestran como una sucesión de agudas crestas y aristas, que conforman los interfluvios y las cabeceras de las carcavas, proporcionando un micromodelado intenso (*bad-land*).

En la red principal, y siempre asociada a la dinámica fluvial actual, se forma un cauce amplio con fondo en artesa, que tan sólo se estrecha en pequeñas gargantas, allí donde el cauce intersecta con un bloque de sustrato de naturaleza compacta.

Por lo que a las formas acumulativas se refiere, están básicamente representadas en el cauce principal y en los fondos de valle de algunos arroyos. En el primero son patentes los depósitos de llanura de inundación asociados al cauce activo y los abanicos aluviales (pequeños conos de deyección), que se instalan a partir de la densa red de cauces tributarios, que inciden sobre él ortogonalmente. Por esta razón no se ha jerarquizado un sistema activo de terrazas.

Por lo que respecta a la fenomenología erosiva, WISE et al., (en DIVERSOS AUTORES, 1.982) estudian el caso de los *bad-lands* de este sector, concluyendo que las tasas medias de erosión son próximas a las 25 t/Km²/año. Según FOURNIER (1960), este valor es excesivamente moderado, en contra de lo que aparentemente cabría esperar de la observación directa. No obstante, estos mismos autores deciden interpretar el dato con bastante precaución.

Poligénicas. Como formas mixtas, asociadas a la acción común del sistema morfodinámico fluvial y de vertientes (gravedad), se observa en esta unidad la presencia de dos glacis escalonados.

El más antiguo de ellos se corresponde con un glacis de colmatación o cobertera encostrado, asociado a la denudación de los relieves que circundan la Depresión, como es el caso de las Sierras de El Pozo, Segura y Castril. Está bien conservado especialmente en toda la Unidad de Guadix-Baza. Morfológicamente ha sido descrito en el epígrafe anterior. Genéticamente se corresponde con la superficie de depósito que colmata la cuenca; se originó a partir de los sedimentos aportados por la densa red de abanicos aluviales coalescentes, procedentes de los relieves circundantes. Este glacis representa el último relleno de la depresión, en un proceso de remodelado y peneplanización, ocasionado por fenómenos erosivos que se prolongan hasta la actualidad.

El segundo nivel de glacis está menos representado y aparece en forma de pequeñas superficies sobre las vertientes. Asociado a este, aparecen restos de una superficie degradada, que enlaza el glacis anterior con la red fluvial actual. Se trata de un glacis de erosión o denudación que tiende a suavizar el relieve producido, como consecuencia del rápido encajamiento de la red. Aflora en el sector occidental de la hoja, a ambos márgenes del Río Guadiana Menor. En cambio la superficie degradada, aparece tanto en este sector como al oeste de Pozo Alcón.

En las proximidades de Pozo Alcón, junto a las carreteras que van al Fontanar y Cuevas del Campo, ha sido posible identificar antiguos depósitos colgados que han sido asignados a un fondo de valle. Estos depósitos se asocian al dominio poligénico, al no poder diferenciarse la componente de arrastre longitudinal con respecto a la lateral (gravedad).

Otras formas de carácter poligénico se corresponden con los *inselbergs*, que están representados en el sector occidental de la unidad. Constituyen afloramientos retrabajados del substrato de la cuenca, y son generalmente de naturaleza carbonatada.

Cársticas. Se encuentran representadas en el sector más occidental de la hoja. Sólo hay una forma que se corresponde con algunos relieves residuales de rocas carbonatadas (*hums*).

3.3.- FORMACIONES SUPERFICIALES

Salvo los depósitos correspondientes al glacis de cobertera, los fluviales y los coluviales, el resto de los depósitos superficiales están escasamente desarrollados.

El glacis de cobertera tiene asociado un conjunto de depósitos relacionados con sistemas aluviales coalescentes. En éstos se observan canales conglomeráticos, arcillas y limos de inundación de tonos grises o rojizos, que se encuentran intensamente encostrados por procesos de carácter diagenético.

El glacis de denudación es básicamente erosivo. Conserva una delgada película de sedimentos, muy poco evolucionados, de las propias laderas sobre las que se sitúan. Probablemente los depósitos identificados como aluviales-coluviales que aparecen colgados, situados en el ángulo suroccidental de la hoja, estén relacionados genética y temporalmente con los glacis de denudación.

Relacionados con el sistema fluvial actual, se identifican depósitos de fondos de valle y los conos de deyección asociados a la red tributaria.

Se han singularizado, por último, como formaciones superficiales los coluviones que rodean los relieves de sierra. Están básicamente constituidos por cantos subangulosos y matriz escasamente evolucionada. Las vertientes con bloques, se caracterizan por una menor proporción de matriz, con grandes bloques que pueden llegar a medir varios metros cúbicos.

3.4.- EVOLUCIÓN DINÁMICA

El registro de formas y depósitos que existen en la hoja, no permite establecer una diferenciación cronológica precisa de los principales eventos acaecidos. Aún así, y en base a correlaciones con otros sectores, es posible establecer una cronología relativa de acontecimientos.

En el Tortoniense superior (Turolense) comienza la estructuración del relieve de la hoja. Empieza con una denudación del relieve, que origina un modelado que se forma por un nivel generalizado de arrasamiento que peneplaniza las cumbres de las principales sierras. Es lo que para algunos autores (LÓPEZ BERMÚDEZ, 1.986), constituye la "superficie de erosión finiterciaria". Esta superficie podría corresponder con la que se observa en la hoja, a cotas algo superiores a los 1.700 m (Loma de Cagasebo, Puerto Llano y Loma de Gualay).

En el Tortoniense superior se produce un levantamiento de los bordes septentrional y occidental de la Cuenca de Guadix-Baza, que origina un aislamiento de la misma y una continentalización generalizada.

A partir de ese momento y hasta el Holoceno inferior, la cuenca tuvo un marcado carácter endorreico, que culminó con el glacis de colmatación.

Después del Holoceno inferior, se inició un cambio en la dirección del drenaje en la cuenca, pasando de la vertiente mediterránea a la atlántica a través del río Guadalquivir.

Las planicies finiterciarias desarrolladas sobre unidades carbonatadas, constituyeron excelentes plataformas sobre las que se instaló un sistema cárstico pluvio-nival. Este sistema estuvo regido por una alternancia climática en la cual hubo períodos fríos (Pleistoceno) y períodos cálidos (Villafranquiense). La climatología existente contribuyó de manera fundamental, para que se produjera en unas ocasiones un pluviocarst y en otras un carst de carácter nival. Estas condiciones climáticas todavía perduran en la actualidad.

Paralelamente a la formación del sistema cárstico, en unidades no carbonatadas, actuaron procesos característicos de otros sistemas morfogenéticos. Así, y en una edad indefinida entre el Plioceno y el Pleistoceno, continuó la denudación de los relieves menos resistentes al proceso erosivo, cuyos elementos fueron hacia la Cuenca de Guadix-Baza por medio de sistemas aluviales.

A partir de la colmatación de la cuenca en el Holoceno inferior, se inició el encajamiento de la red de drenaje y se conformó definitivamente la superficie de peneplanización del glacis. De esta manera se modeló la planicie superior (glacis de colmatación + glacis de erosión), que fue posteriormente encostrada por procesos de carácter diagénético y pedogénético.

La incipiente red de drenaje de carácter atlántico creada, se vio forzada a encajarse al descender rápidamente su nivel de base. Esto fue debido, probablemente, a la continuidad de los procesos tectónicos, que se traducen en la actualidad en forma de basculamientos de bloques que afectan a la planicie superior. Este rápido encajamiento provoca la inexistencia de terrazas asociadas morfogenéticamente al glacis de colmatación, sin embargo, sí se observan restos de fondos de valle colgados relacionados con este episodio.

En el periodo erosivo siguiente se produjo una secuencia de eventos similar. La red encajada continuó su actividad, y con ella un nuevo episodio erosivo general a nivel de cuenca, que peneplanizó las escasamente modeladas vertientes, generadas por debajo del nivel de la planicie superior. Este periodo debió de tener una corta duración a juzgar por el escaso desarrollo del sistema fluvial, al no poseer terrazas que puedan asociarse a esta nueva superficie. Sin embargo, hacia el centro de la cuenca sí quedan restos de sedimentos aluviales-coluviales colgados, en una posición intermedia entre los citados anteriormente, y el sistema fluvial actual.

Un tercer periodo erosivo posibilitó que la red de drenaje adquiriera el nivel de base actual. En dicho periodo se produjo una rápida incisión de la red fluvial, quizás acentuada por efectos tectónicos, que basculó las superficies de glaciares anteriores.

Otro aspecto del rápido y reciente encajamiento de la red fluvial, durante este periodo, es el enlace entre la red tributaria y la principal, que permanece aún colgada unos metros en aquellos puntos donde, por su litología, aún no ha dado tiempo a remodelarse.

El sistema fluvial actual no ha generado, por el momento, un sistema de terrazas de forma generalizada.

Las condiciones, tanto litológicas como climáticas, han favorecido una fenomenología erosiva, que se manifiesta en un intenso proceso de acaravamiento, producido mediante una densa red de drenaje (*bad-lands*). La incisión lineal con una progresiva erosión remontante y los deslizamientos en masa, son los mecanismos que controlan el proceso de pérdida de suelo.

Esta fenomenología, aún no suficientemente conocida, ha sido estudiada por WISE et al. (en DIVERSOS AUTORES, 1.982) en esta misma zona, quienes concluyen lo siguiente:

- Las tasas de pérdida de suelo calculadas, son considerablemente más bajas de lo que cabría esperar, por lo que supone que el fenómeno erosivo, en lo que a intensidad se refiere, es intermitente en el tiempo, estando relativamente estabilizado en el momento actual. Debe tomarse, pues, con extrema precaución cualquier medida sobre tasa de erosión actual.
- Por otro lado, el análisis gearqueológico de yacimientos, entre otros el de El Culantrillo, próximo a la localidad de Gor, más hacia el centro de la Depresión, pone de manifiesto que la red podría ser excepcionalmente joven, y que el proceso tiene una antigüedad máxima de unos diez a cuatro mil años.
- La incidencia de la actividad neotectónica también puede ejercer un papel notable, a la hora de explicar esta fenomenología erosiva.

A tenor de todo lo expuesto, es razonable pensar que los procesos morfo-genéticos que han condicionado la actual fisonomía del paisaje de la Depresión, sean extraordinariamente recientes.

3.5.- TENDENCIAS

Bajo las condiciones morfoclimáticas actuales, cabe suponer que en las áreas de sierra los agentes morfodinámicos, que propiciaron el desarrollo y evolución del sistema kárstico prosiguen. En superficies más abiertas y consecuentemente mejor expuestas a la erosión, se observa un proceso generalizado de destrucción de las formas exocársticas.

Un escaso desarrollo del modelado fluvial y de las formas acumulativas asociadas, centra, por último, las perspectivas futuras de la morfodinámica en el ámbito de las sierras.

En el sector de la Depresión, la prolongación del período resistásico actual, debe manifestarse como una continuación del fenómeno erosivo, que produce una considerable pérdida de suelo. Este es el principal agente morfodinámico actual, favorecido, a escala muy local, por la intervención humana mediante la destrucción de la cobertura edafo-vegetal autóctona e intentos de repoblación con técnicas y especies poco apropiadas. Por otra parte, el abandono de las prácticas agrícolas de conservación de suelos, y la escasez de obras infraestructurales de carácter lineal, son factores que contribuyen a una intensa dinámica de laderas.

Finalmente, cabe señalar que el sistema fluvial actual presenta un incipiente desarrollo de terrazas. Asociado a este proceso se produce, en áreas más centrales de la Depresión y fuera del ámbito de esta hoja, un tercer nivel de penplanización. Este nivel representa las condiciones de estabilidad de la densa red de cárcavas.

4.- HISTORIA GEOLÓGICA

Es difícil desarrollar la evolución paleogeográfica de los materiales que afloran en la hoja de Pozo Alcón, cuando la mayoría de ellos han sido plegados y desplazados, en ocasiones, muchos kilómetros de su posición original de depósito.

Otro aspecto que aún complica más la historia geológica de los materiales que pertenecen a la Zona Prebética, es que en este dominio se diferencian varias unidades sedimentarias, que han tenido un importante control tectónico presumiblemente de edad eoalpina. La tectónica neoalpina (Mioceno superior) es la responsable de la configuración en escamas que presenta el Prebético y que se observa en la actualidad.

No obstante, la historia geológica se describirá a partir del Jurásico, que son los primeros sedimentos que están bien representados. No se incluye el Triásico por-

que los afloramientos existentes son fragmentarios y están delimitados por contactos mecánicos.

Durante el Lías - Dogger las facies presentes en la hoja están constituidas por dolomías y calizas oolíticas, que debieron depositarse en una plataforma marina de tipo rampa homoclinal, en la cual la línea de costas no debió diferir, de la que en la actualidad ocupa el límite de la Meseta.

El Oxfordense - Kimmeridgiense, formado por calizas nodulosas, margas y margocalizas con abundantes ammonites, representaría los depósitos de una plataforma que se hace subsidente y adquiere mayor profundidad, hacia el sur (quizás sureste).

Durante el Kimmeridgiense - Portlandiense la plataforma recobra las condiciones de poca profundidad, en la cual se desarrollaron facies carbonatadas marinas muy someras con influencia mareal de carácter eventual.

En el intervalo Portlandiense - Berriasiense, la Sierra del Pozo adquiere gran espesor de sedimentos. Los depósitos se interpretan que están asociados a llanuras de mareas. En este ambiente se suceden numerosos ciclos sedimentarios en relación con cambios relativos del nivel del mar (JIMÉNEZ y VERA, 1.993). Así pues, se identifican facies submareales, caracterizadas por biomicritas con abundantes algas y foraminíferos, facies intramareales con margas y margocalizas con bioturbación y gasterópodos; y facies supramareales en las cuales son muy comunes las calizas laminadas con estructuras de origen algal. La presencia de horizontes de conglomerados y areniscas, podría estar en relación con el relleno de canales mareales.

En el Valanginiense, la Sierra del Pozo se caracterizó por estar representada por facies muy diversas que corresponden a medios sedimentarios variados. Así, la presencia de calizas con abundante fauna de foraminíferos y lamelibranquios, junto con corales, sugieren un medio de plataforma somera, con entrada de terrígenos procedentes del continente (conglomerados y arenas). La existencia de margas y margocalizas en esta sucesión, GARCÍA-HERNÁNDEZ (1.978), la interpreta que se debida a un medio de tipo *lagoom*, con una eventual comunicación con el mar.

Desde el Valangiense superior hasta el Albiense se suceden continuos cambios relativos del nivel del mar, que afectan, para la zona de estudio, a sectores relativamente próximos. Este aspecto denuncia que el medio tiene poca batimetría. De este modo, las facies de calizas arenosas con *exogyras*, lamelibranquios, equínidos, etc., sugieren un medio de plataforma somera; más al norte se reconocen facies terrígenas de influencia continental e intervalos de calizas de algas. Todas estas facies son congruentes con un ambiente de plataforma

somera, con influencia mareal e incluso con eventuales desconexiones con el mar hacia posiciones septentrionales. Para el sector más oriental de la Sierra del Pozo son dominantes las facies de calizas con rudistas, que representaron un carácter más marino con intervalos recifales.

En el Albiense superior - Turolense hay un gran desarrollo de facies carbonatadas, representadas en el sector por dolomías, que debieron de estar en relación con una plataforma.

El Senoniense - Maastrichtense se caracteriza porque sus facies son exclusivamente marinas. La alternancia de calizas y margas con abundante fauna de foraminíferos y fragmentos de equinodermos, sugiere un medio pelágico; la presencia de ciclos de carácter turbidítico podría estar en relación con una plataforma dominada eventualmente por tormentas.

Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior, los aspectos paleogeográficos en el ámbito de la hoja, son mucho más imprecisos. Sólo se puede indicar que los sedimentos asignados a esta edad, tienen facies que son congruentes con un ambiente de plataforma somera con intervalos en los que la sedimentación es pelágica.

Hacia el Mioceno inferior - medio las Cordilleras Béticas en franca situación de levantamiento (Paroxismo Burdigaliense, HERMES, 1.985), inducen al desplazamiento de mantos tectónicos hacia el norte. Este desplazamiento originó la creación de cuñas y láminas tectónicas y sedimentos asociados que dieron lugar a las unidades Tectónica y Olistostrómica.

La Unidad Tectónica se formó presumiblemente en los frentes cabalgantes y zonas de cizalla, situados entre relieves subbéticos o bien entre éstos y los prebéticos, y en esta hoja preferentemente en el Corredor del Guadiana Menor. Las cuñas y láminas tectónicas que forman esta unidad, proceden de la desarticulación, emplazamiento y apilamiento, de unidades mesozoicas y terciarias de carácter plástico.

En aquellos sectores donde los efectos tectónicos producían zonas distensivas, los elementos clásticos procedentes del desmantelamiento de unidades subbéticas (esencialmente materiales triásicos y cretácicos), o en algunos casos suministrados por la propia fragmentación de la Unidad Tectónica, se depositaron mediante mecanismos gravitacionales.

El Corredor del Guadiana Menor debió actuar como una subcuenca elongada, que comunicó las cuencas del Guadalquivir con la de Guadix-Baza. En dicho Corredor se depositaron grandes cantidades de materiales procedentes del desmantelamiento de las Zonas Externas. En algunas cuencas alpinas de los

Apeninos, se han descrito bandas de fractura transversales a la propagación de los cabalgamientos, que se interpretan como fallas de desgarre por donde se canalizan los sedimentos (BOCALETTI et al., 1.982 y RICCI LUCCHI, 1.986).

Durante el Serravalliense superior - Tortoniense inferior, el sustrato de la cuenca contribuyó de forma decisiva en el carácter de la sedimentación. En este sentido cabe indicar, que cuando el fondo de la cuenca estaba formado por materiales carbonatados del Prebético, las facies predominantes, constituidas por calizas de algas y margas blancas, se depositaron en un medio de plataforma, que se hace cada vez más profundo hacia posiciones que rodean la Sierra del Pozo. Este aspecto hace pensar que dicha Sierra, probablemente, constituyera un alto estructural. Cuando el fondo de la cuenca estaba formado por materiales pertenecientes a las unidades Tectónica y Olistostromática, las facies son más diversas, constituidas por margas blancas, limos y conglomerados, que proceden esencialmente de las unidades antes aludidas; la disposición que ocupan estos sedimentos, asociados a líneas de fractura y la morfología de los afloramientos (aislados y desconectados unos de otros), sugiere un ambiente ligado a una cuenca marina, probablemente una plataforma, con un fondo móvil y relieve irregular que se estaba desmantelando.

En el Tortoniense superior tiene lugar una transgresión que pone en comunicación la Cuenca de Guadix con la del Guadalquivir (SORIA, 1.993), a través del Corredor del Guadiana Menor por el ángulo suroccidental y borde occidental de la hoja. Los depósitos del borde sur, estuvieron probablemente asociados con una plataforma marina somera dominada por tormentas, que debía ser algo más profunda hacia posiciones orientales y meridionales, según se deduce de la situación de las areniscas calcáreas bioclásticas en zonas más someras sobre sustrato. Los depósitos del borde occidental debieron de estar en relación con una plataforma muy inestable, como lo demuestran los olistostromas, estructuras de deformación sinsedimentaria y algunas discordancias internas; esta plataforma situada en pleno Corredor del Guadiana Menor (inmediaciones del río que le da la denominación), muestra una disminución batimétrica hacia el sureste (Peña Caidilla) y probablemente un aumento de la profundidad mucho más al sureste, entre los sectores de Hinojares y el Fontanar.

Hacia el Tortoniense superior-Tuoliense la cuenca se continentaliza, merced al levantamiento de la Sierra del Pozo. Este sector se corresponde con el borde norte de la Cuenca de Guadix-Baza, donde se producen amplios abanicos aluviales que distribuyeron los sedimentos hacia el sur. Este proceso continuó hasta el Pleistoceno inferior, en el cual hacia posiciones más meridionales de la cuenca (borde suroriental de la hoja), las facies fueron predominantemente lacustres, con intervalos fluviales asociados; la presencia de vegetación en estos sedimentos, sugiere que hubo zonas de tipo palustre con escaso encharcamiento.

Durante este tiempo continuó la acumulación de sedimentos en el interior de la cuenca, que se manifestó no sólo por la acreción vertical de los mismos, sino también por una expansión lateral hacia los bordes. Este proceso condicionó que los sistemas fluviales necesitasen mayor energía para la distribución de los sedimentos, al tiempo que las áreas lacustres tendieron a la somerización y desecación de las mismas.

Las oscilaciones climáticas del Pleistoceno incidieron directamente en el tipo de sedimentación que se produjo en la cuenca. Las extensas áreas lacustres instaladas en la época anterior, en ésta se retraen y pasaron a estar ocupadas parcialmente por sistemas fluviales. Simultáneamente se generaron otros lagos en posiciones diferentes y los sistemas de drenaje del borde sur de la cuenca avanzaron aceleradamente hacia el norte.

En el Holoceno, probablemente inferior, la cuenca se colmató mediante un sistema de abanicos aluviales (glacis). Estos sistemas formaron una unidad con significado morfológico, conocida como *nivel de colmatación*, con la que culminó el relleno endorreico de la cuenca. La colmatación se produjo a una altitud variable entre 1.000 y 900 m (de norte a sur respectivamente), que supone una manifiesta situación de inestabilidad erosiva.

A partir del Holoceno inferior-medio se inició una dinámica exorreica, puesta de manifiesto por la captura del río Guadalquivir, a través de los ríos Guadiana Menor y Guadalentín, de toda la red de drenaje. Así comenzó la erosión y evacuación, durante el Holoceno, de los depósitos antiguos de la cuenca, mediante repetidas fases de formación de valles, por incisión fluvial y relleno de los mismos por glacis de vertientes y fondos de valle.

5.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1.- HIDROGEOLOGÍA

5.1.1.- Climatología

La hoja de Pozo Alcón se encuentra en el cierre montañoso oriental del Valle del Guadalquivir, el cual actúa como barrera frente a las borrascas atlánticas. Esta especial situación favorece unas precipitaciones elevadas en las zonas más altas de la Sierra del Pozo, hasta el punto de considerarse como las de mayor pluviometría de la Cuenca del Guadalquivir.

No existe ninguna estación termopluviométrica en funcionamiento dentro de la hoja, por lo que se han extraído de la Documentación Básica del Plan Hidrológico del Río Guadalquivir los parámetros más característicos (tabla adjunta) que definen la climatología, apoyados por las estaciones termopluviométricas GQ-090

(Pantano de la Bolera), situada en el sector nororiental de la hoja (37°46'N - 00°47'E, 940 m) y GQ-154 (Jódar), situada al oeste fuera de los límites de la hoja (37°51'N - 00°20'E, 627 m).

Así pues, la temperatura media anual oscila entre los 14° C, en el borde oriental de la hoja (margen izquierda del río Guadalentín), hasta los 17° C en la esquina noroccidental de la misma, con una tendencia creciente de sureste a noroeste.

La precipitación media presenta un máximo de 1.300 mm en una estrecha banda de dirección N 45°E, hacia el centro de la hoja, que abarca las mayores cotas de la misma, con una tendencia decreciente que alcanza los 400 mm, a la altura de Pozo Alcón. En la parte noroeste de la hoja alcanza los 500 mm.

En suma, se pueden diferenciar dos regiones climáticas. En la mitad nororiental de la hoja, el clima presenta una marcada continentalidad, es húmedo en las zonas de mayor relieve y subhúmedo a seco en el resto, aunque en cualquier caso cuenta con una estación seca de carácter árido. En el resto de la hoja, el clima es cálido y muy seco en verano, con inviernos gélidos y pocas precipitaciones. Las precipitaciones se producen fundamentalmente durante la primavera, muy concentradas y en pocos días adquiriendo un carácter violento y torrencial. Todos estos factores caracterizan un clima riguroso, típico de altiplanicie continental con rasgos muy marcados de aridez.

La evapotranspiración potencial (ETP) media anual está comprendida entre 634 y 806 mm.

5.1.2.- Hidrología Superficial

La totalidad de la hoja se ubica en la Cuenca del Guadalquivir, localizándose en su borde septentrional la divisoria hidrográfica entre las subcuencas del Guadiana Menor y la del propio nacimiento del Guadalquivir.

Los dos cursos fluviales principales corresponden al río Guadalentín, que con sentido N-S atraviesa la zona oriental de la hoja, y el Guadiana Menor, que con sentido SE-NO atraviesa su tercio SO.

En el primero se encuentra el embalse de La Bolera, de 56 hm³ de capacidad, que regula la escorrentía de una cuenca receptora de 163 km² que asciende a 93 hm³ de aportación media anual.

El destino del agua es el abastecimiento de los regadíos de Pozo-Alcón y Cuevas del Campo.

Cabe destacar la proximidad del embalse del Negratín, que regula parte del río

Guadiana Menor, este embalse es uno de los mayores de toda la cuenca, con 546 hm³ de capacidad. El caudal medio del río en la estación de aforo n° 23, situada ya en la vecina hoja de Baeza, es de 602 hm³/año.

ESTACION	PERIODO	TEMPERATURAS (°C)								
		Mínima		Máxima		Media Estacional				Media Anual
		Mes ¹	T ^a	Mes	T ^a	Inv.	Pri.	Ver.	Oto.	
GQ-154	1.955-71	1	7.8	7	28.7	8.6	16.0	26.7	18.0	17.3
GQ-090	1.965-80	1 y 12	7.0	7 y 8	24.1	7.3	12.5	22.6	14.6	14.3

ESTACION	PERIODO	PRECIPITACIONES (mm)								
		Mínima		Máxima		Media Estacional				Media Anual
		Mes	pp	Mes	pp	Inv.	Pri.	Ver.	Oto.	
GQ-154	1.953-74	6	3.5	4	650	132.4	142.6	25.3	137.5	437.8
GQ-090	1.950-80	6	9.4	2	99.7	255.5	183.7	58	145.5	642.7

(1) Los números van referidos al mes en su orden natural (Enero 1; Febrero 2; ... Diciembre 12)

Cuadro 1.- Resumen de los parámetros climáticos

ESTACION	PERIODO	EVAPOTRANSPIRACION (mm)								
		Mínima		Máxima		Media Estacional				Media Anual
		Mes ¹	pp	Mes	pp	Inv.	Pri.	Ver.	Oto.	
GQ-154	1.953-74	1	11.7	7	194.2	42.4	187.6	503.8	201.7	935.5
GQ-090	1.950-80	12	15.6	7	137.2	50.3	154.6	392.0	168.0	764.9

ESTACION	Meses de heladas (<7°C)		Periodo seco	
	Nº meses	Meses	Nº meses	Meses
GQ-154	3	1 - 2 y 12	4	6 - 9
GQ-090	6	1 a 4 y 11 - 12	3	7 - 9

(1) Los números van referidos al mes en su orden natural (Enero 1; Febrero 2; ... Diciembre 12)

Cuadro 1.- Resumen de los parámetros climáticos

5.1.3.- Características Hidrogeológicas

Atendiendo a la capacidad de almacenar y transmitir agua, los materiales de interés hidrogeológico de la hoja de Pozo Alcón se reducen a las calizas jurásicas, cretácicas y miocenas que afloran en la Sierra del Pozo y los depósitos detríticos plio-cuaternarios que ocupan su cuadrante suroriental.

Los primeros deben su permeabilidad a la fracturación y a posteriores procesos de carstificación, mientras que los segundos lo deben a su porosidad intergranular.

Los afloramientos permeables principales se han agrupado en dos Unidades Hidrogeológicas denominadas Sierra de Cazorla (Código 05.01) y Quesada-Castril (Código 05.02) (ITGE-DGOH, 1.994), que a su vez cabría subdividir en las siguientes subunidades.

Además se ha diferenciado el acuífero detrítico de Pozo-Alcón y el aluvial del Guadiana Menor.

UNIDAD HIDROGEOLOGICA	SUBUNIDADES / UNIDADES
Sierra de Cazorla	Sierra de Cazorla
Quesada - Castril	Nacimiento del Guadalquivir
	La Canal - Torre del Vinagre
	Cabañas - Gualay
	Sierra de Castril
	Peralta
	Sierra de Quesada

En el cuadro adjunto se resumen los principales puntos de agua presentes.

CODIGO ITGE	M=manantial	DENOMINACION	CAUDAL (l/s)	COTA m.s.n.m.	ACUIFERO
213830004	M	Artejón	30	800	Sierra Cazorla
213830010	M	Bejar	70	850	Sierra Cazorla
213820036	M	Vadillo	30	920	Nacimiento del Guadalquivir
213830007	M	La Canal	140	860	La Canal - Torre del Vinagre
213840009	M	Guazalamanco	90	1.190	Cabañas - Gualay
213870005	M	Fte. Cuenca	50	900	Sierra de Castril
213840003	M	Fte. Guadalentín	450	950	Sierra de Castril
213880022	M	Fte. Peralta	1.500	860	Peralta
213820015	M	Lacra	14	760	Sierra de Quesada

Cuadro 2.- Inventario de los principales puntos de agua de la hoja de Pozo Alcón.

5.1.3.1.- Unidad Sierra de Cazorla

Corresponde a una estrecha y continua franja de calizas y dolomías liásicas que se extiende desde el SE de Quesada hasta las proximidades de Beas de Segura con una estructura compleja en escamas de dirección NNE-SSE y vergencia O, entre las que se suelen cobijar materiales margosos del Trias o Mioceno. Estas láminas impermeables compartimentan el acuífero en un gran número de conjuntos cuya continuidad en profundidad y conexión hídrica no está bien establecida.

En la hoja de Pozo Alcón solo aflora el extremo meridional del acuífero, en el que las tres escamas tectónicas diferenciadas aparentemente funcionan como un conjunto permeable homogéneo.

En el punto de menor cota del afloramiento carbonatado, 800 a 850 m, y en el cauce del río Béjar, se sitúan dos importantes grupos de manantiales, (nº 3/4 y 3/10), cuyo caudal totaliza cerca de 100 l/s. Este caudal es muy superior a potenciales recursos que corresponderían a los 15 Km² de afloramiento que tiene el acuífero en la zona reconocida, por lo que debe existir un aporte subterráneo desde su prolongación por la hoja de Cazorla.

Las aguas drenadas son de facies bicarbonatadas cálcico-magnésicas y de baja salinidad.

5.1.3.2.- Subunidad Nacimiento del Guadalquivir

Se ubica a techo del anterior, del que está separado por un nivel de calizas y margas del Aptiense-Albiense. La roca almacén corresponde a las calizas del Mioceno medio y en menor grado a dolomías del Cenomaniense, las cuales se disponen en un sinclinal apretado vergente al O, cuyo flanco oriental llega a despegar en falla inversa y cerca del borde sur.

La superficie de afloramiento permeable es de 10 Km², de los que aproximadamente 1/3 se extienden fuera de la hoja.

Los manantiales se encuentran en sus extremos. En el meridional destacar la Fte. del Vadillo (nº 2/36) a la cota 920 m que, con caudal del orden de 30 l/s, es el único punto de salida continuo; en el septentrional se encuentran otros manantiales, como el nacimiento del Guadalquivir a cota 1.350-1.400 m, cuyo funcionamiento es discontinuo y con caudales punta considerables.

Las cotas de las surgencias indican un flujo subterráneo preferencial de sentido sur, hacia Fte. del Vadillo, que transitoriamente y ante importantes alimentaciones, podría también suponerse un sentido norte hacia el nacimiento del Guadalquivir.

Los recursos calculados ascienden a 1'5 hm³/año.

Sus aguas son de facies bicarbonatadas cálcico-magnésicas y de muy baja salinidad.

5.1.3.3.- Subunidad La Canal - Torre del Vinagre

Se localiza al este del anterior, al que se le superpone mediante una superficie de cabalgamiento.

La formación permeable está constituida por dolomías, calizas y calizas con intercalaciones margosas, de edad Jurásico superior-Cretácico inferior, que llega a superar los 300 m de potencia en todo su conjunto. El principal nivel permeable, tanto por su extensión como por su permeabilidad, corresponde a las dolomías de base de esta secuencia.

La estructura general del acuífero corresponde a una antiforma de dirección N 30°E, cuyo flanco O está seccionado por el cabalgamiento anteriormente mencionado. En el flanco E se le superponen niveles margosos del Cretácico inferior que actúan como impermeable de techo. Su extensión se aproxima a los 90 Km², de los que solo un 25% se encuentran en la hoja de Pozo Alcón.

El único punto de agua directamente asociado es el manantial La Canal (nº3/7), que surge en la cota más baja del afloramiento dolomítico, a 860 m, con un caudal medio de 140 l/s. En la hoja de Cazorla hay otros manantiales importantes, como el Túnel (2137/7/25) ubicado a la cota 1.050 m y 100 l/s de caudal medio.

Entre ambas surgencias debe existir una divisoria hidrogeológica que se situaría fuera de esta hoja; por consiguiente el flujo subterráneo en la zona cartografiada se realizaría en sentido sur.

Los recursos se sitúan en 11 hm³/año, de los que unos 4'5 hm³/año son drenados por el manantial La Canal.

La facies química de sus aguas es bicarbonatada cálcico-magnésica con concentraciones salinas bajas.

5.1.3.4.- Subunidad Cabañas - Gualay

Corresponde a un conjunto de afloramientos calcáreos que ocupan la zona más elevada de la Sierra del Pozo y la vertiente oeste de la cabecera del río Guadalentín. La unidad consta en su interior de un potente tramo dolomítico de edad Cenomaniense que se halla cobijado por cabalgamiento, bajo otro nivel de la misma naturaleza y edad Barremiense; entre ambos puntualmente se encuentran calizas del Mioceno. Tanto a muro del primero como a techo del segundo, se

encuentran abundantes niveles de margas y calizas del Cretácico inferior que individualizan los acuíferos La Canal-Torre del Vinagre y Sierra de Castril. La superficie de afloramiento permeable es de 30 Km².

Este acuífero tiene dos puntos principales de drenaje, el manantial de Guazalamanco (nº 4/9) y el de la Cerrada de Canaliega (nº 2137/8/13), este último en la hoja de Cazorla. El primero se encuentra en el punto inferior de las dolomías del Berriasiense a 1.190 m de cota y arroja un caudal medio de 70-100 l/s.

Si se consideran los mismos coeficientes de infiltración que las unidades anteriormente descritas, esta unidad tendría unos recursos del orden de 6'5 Hm³/año.

La facies de estas aguas es bicarbonatada cálcico-magnésica con salinidades muy bajas.

5.1.3.5.- Subunidad de la Sierra de Castril

Pertenecerían a este acuífero los afloramientos de dolomías del Cenomaniense - Turoniense y de calizas del Mioceno medio, que afloran en las márgenes de la cabecera del río Guadalentín. Se extiende desde la localidad de Cuenca, dentro de la hoja, hasta el núcleo de la Sierra de Castril, ya en las vecinas hojas de San Clemente (929) y Huéscar (950).

Este acuífero queda parcialmente individualizado de los anteriormente citados, por niveles de margas y calizas del Cretácico inferior, mientras que a techo queda sellado por margas blancas del Mioceno medio.

Su estructura es simple y comprende dos anticlinales, que se abren hacia el norte, mientras que hacia el sur se comprimen de manera que el sustrato impermeable puede llegar a desconectar hidráulicamente los flancos.

Bajo este esquema, dentro de la hoja, se distinguen dos sectores: banda dolomítica de la margen derecha del Guadalentín y antiforme central-ladera oeste de la Sierra de Castril.

El primero corresponde a una estrecha franja que se extiende desde la localidad de Cuenca hasta la Nava de San Pedro, ya en la hoja de Cazorla. El río Guadalentín atraviesa el tramo permeable durante 5 Km de recorrido, lo que puede dar lugar a una aportación suplementaria de recursos. La única surgencia inventariada corresponde a la Fte de Cuenca (nº 7/5), que se sitúa en su borde meridional a 900 m de cota, de donde surgen de 50 a 100 l/s.

El afloramiento dolomítico que comprende el antiforme central y ladera occidental de Sierra Castril presenta una continuidad lateral superior a 15 Km, desde

Sierra Empanadas, en la hoja de San Clemente al embalse de la Bolera. La única surgencia representativa del afloramiento corresponde a Fte Valentín o Guadalentín (n° 4/3), de 450 l/s de caudal medio, ubicada a cota 950 m en el punto más bajo de todo el afloramiento y en el vaso del embalse de la Bolera, lo que condiciona su anegamiento periódico.

Los recursos de la subunidad se han cifrado en 16-17 hm³/año.

La facies de sus aguas es bicarbonatada cálcica con salinidades bajas.

5.1.3.6.- Subunidad de Peralta

Se encuentra en la margen izquierda del río Gudalentín, a la altura de la cerrada del embalse de la Bolera.

El acuífero comprende tres afloramientos carbonatados, ubicados en Peña de Quesada, Cerro de las Disputas y Molino de Peralta, este último en el mismo cauce del río, donde afloran diversos tramos carbonatados del Cenomaniense, Paleógeno y Mioceno medio, con una extensión total que no supera los 6 km².

El conjunto presenta dos manantiales en sus extremos, Fuentes Nuevas (n° 4/5) en el noreste, a la cota 1.000 m y el grupo de fuentes del Molino Peralta (n° 8/22), a la cota 860 m. El primero tiene un caudal de 5-15 l/s, con importantes subidas tras las lluvias, mientras que el segundo tiene un caudal de 500-1.500 l/s, cuya oscilación está ligada a la altura del agua en el embalse de la Bolera.

La facies hidroquímica del agua es bicarbonatada magnésico-cálcica, con la particularidad que algunos de los manantiales de Molino Peralta, tienen concentraciones algo elevadas en cloruro sódico y temperaturas de surgencia de hasta 17° C. Esto sugiere que parte de este agua pueda proceder de un flujo subterráneo profundo. De hecho estos manantiales son los que se ubican a menor cota en todo el sector meridional de la Sierra del Pozo-Castril.

5.1.3.7.- Subunidad Sierra de Quesada

Está asociada a los afloramientos carbonatados prebéticos, ubicados al suroeste de la falla de Tíscar, entre Belerda y Quesada.

Estos afloramientos corresponden con dos núcleos anticlinales, en los que afloran dolomías y calizas del Cenomaniense y Mioceno medio respectivamente, que constituyen los tramos permeables. A muro se encuentran calizas y margas del Albiense, a techo margas blancas del Mioceno.

Los sinclinales que separan estos afloramientos son muy apretados, en dos de

ellos se desarrollan fallas inversas, que condicionan su continuidad hidráulica. De esta forma cada afloramiento se puede considerar como un acuífero independiente.

La superficie que presentan los materiales permeables se aproxima a 12 Km². Los que ocupan mayor extensión son los afloramientos de El Caballo de Quesada y La Mesa, con 5 y 5'5 Km² respectivamente.

Los recursos se sitúan entre 2 y 3 hm³/año y son drenados por una importante cantidad de manantiales, que se ubican en los bordes de los carbonatos. Los más importantes corresponden: n° 2/15 con 14 l/s y salida del afloramiento del pico Magdalena; n° 2/12 y 2/20 con 7 y 4 l/s y salidas de La Mesa; y los n° 2/26 y 2/33 con 11 y 3 l/s en el Caballo de Quesada. La cota de surgencias de estos materiales se ubican entre los 700 y 800 m.

Las aguas son de facies bicarbonatada magnésico-cálcica con concentraciones salinas bajas.

5.1.3.8.- Acuífero Detrítico de Pozo Alcón

Este se ha definido sobre un conjunto de conglomerados y calizas lacustres de edad Pliocuaternario, correspondientes a las facies del borde noroeste de la Depresión de Guadix-Baza.

El acuífero presenta una extensión superficial superior a 100 Km², de los que cerca de 50 Km² se encuentran en la hoja de Pozo Alcón. La litología principal es de conglomerados y limos al norte, y conglomerados con arenas y calizas al sur, y margas con intercalaciones de calizas y arenas aún más al sur.

La potencia del conjunto está comprendida entre 50 y 70 m, pero puede tener máximos que superan 100 m en las proximidades de El Fontanar.

Los límites oriental, meridional y occidental, corresponden con escarpes producidos por los ríos Guadalentín y Guadiana Menor, en los que la unidad está colgada. El límite septentrional enlaza con las dolomías de la margen derecha del embalse de la Bolera; a su base se encuentran materiales margosos de edad Mioceno.

La posición colgada de los afloramientos produce, que los recursos sean drenados por multitud de manantiales ubicados en sus bordes, y que las reservas hídricas sean de escasa cuantía.

Los manantiales más importantes son: el n° 7/8, ubicado en Fontanar con cerca de 10 l/s, y varios ubicados en la población de Pozo Alcón (n° 8/2, 8/6, etc.) de 2

a 6 l/s, si bien los de mayor entidad se ubican en la vecina hoja de Cuevas del Campo. Esta disposición de manantiales implica un sentido de circulación hídrica subterránea centrífuga, es decir hacia los bordes del acuífero.

El balance hidráulico y los parámetros hidráulicos no han sido cuantificados, por lo que se desconoce su potencialidad hidrogeológica. No obstante se puede indicar que no es muy elevada a tenor de los caudales vertidos por las principales surgencias.

5.1.3.9.- Acuífero del Guadiana Menor

El acuífero se asocia a los depósitos aluviales del río Guadiana Menor, que tiene una anchura media de 500 m, ocasionalmente puede llegar hasta 1.000 m de anchura, y en otros sectores está ausente.

El escaso desarrollo que adquiere, unido a lo encajado del río y a la desconexión con otros niveles permeables, hace que el interés del acuífero sea menor. Su único interés reside en la permanente alimentación que tiene por parte de la escorrentía del río.

5.2.- RECURSOS MINERALES

5.2.1.- Minerales Metálicos

En la hoja de Pozo Alcón aparece un único indicio reconocido que se sitúa un par de kilómetros al sur de la localidad de Cuenca (4).

Dicho indicio en el que se han producido pequeñas y eventuales extracciones aparece en el Mapa Metalogenético de Baza (ITGE, 1.993) con el número 31. La paragénesis está formada por óxidos de hierro (hematites), asociados con sedimentos limolíticos rojos pertenecientes al Triásico. En este sector como en otros próximos, el uso básico de estos materiales, conocidos como ocre, ha sido para pinturas.

5.2.2.- Minerales no Metálicos

Se han reconocido dos explotaciones de sales situadas una al noroeste de Huesa (1) y la otra al sur de Hinojares (3).

La primera fue una explotación de sal gema asociada a bloques de yeso (olistolitos), pertenecientes a la Unidad Olistostrómica. La extracción del mineral se efectuó desde 1.974 hasta principios de 1.990. El sistema de explotación se realizó por una galería inclinada, que rescataba el mineral por un pozo situado a unos 350 m de distancia.

Se desconocen las causas del abandono de la explotación, pero deben estar en relación con la escasa entidad del yacimiento, alto costo de la extracción y tratamiento, gran distancia a centros comerciales y baja apreciación del mineral.

La segunda explotación (3), es una salina asociada a un manantial salobre en relación con una fractura sobre materiales yesíferos de la Unidad Olistostrómica. En ésta se obtiene ClNa (sal común), a partir de la evaporación del agua almacenada en recintos estancos.

La actividad de esta explotación es intermitente, realizándose exclusivamente durante el periodo estival. Los usos del material obtenido, se destinan a la industria local, relacionada con la salazón de productos alimentarios.

5.2.3.- Rocas Industriales

Existe una cantera de yeso (2) denominada Las Cabañas, situada en las inmediaciones de Huesa.

Esta cantera extrae bloques de yeso que pertenecen a un gran olistolito, enclavado en la Unidad Olistostrómica.

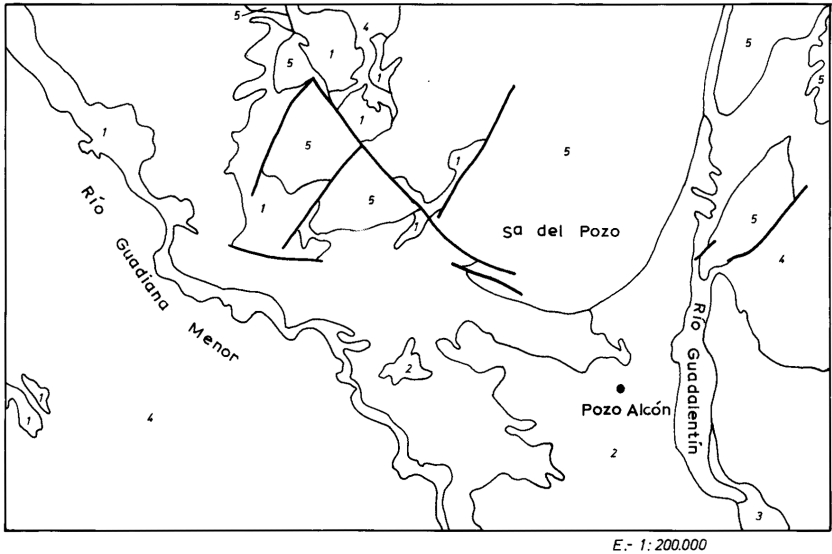
La producción anual media que esta cantera tenía en el año 1.993, era de 13.000 Tm/a. Dispone de un horno con capacidad para producir 200 Tm/día. El personal que emplea de forma directa está en torno de los 10 empleados.

6.- CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

Los materiales que afloran en la hoja de Pozo Alcón se han diferenciado en función de sus características litoestratigráficas y de edad, para luego agrupar por áreas aquellos materiales que tienen unas características geotécnicas determinadas. En casos determinados las áreas, se han subdividido en zonas por su diversidad de facies litológicas.

Los criterios fundamentales que se han utilizado para la división de áreas han sido los relacionados con aspectos: litológicos, geomorfológicos, estructurales e hidrogeológicos. Desde un punto de vista geotécnico se han considerado algunas características de las rocas como son: permeabilidad, drenaje, ripabilidad, capacidad de carga, deslizamiento, etc., todo ello en relación con posibles riesgos geológicos que puedan afectar a cada área o zona.

En la hoja de Pozo Alcón, se han distinguido cinco áreas, representadas en la **figura 4**, y dentro de éstas, once zonas. En el cuadro 3 se exponen las características geotécnicas, hidrogeológicas, geomorfológicas, estructurales y litológicas de las unidades cartografiadas y que corresponden a las mencionadas áreas y zonas.



LEYENDA

1	AREA I	4	AREA IV
2	AREA II	5	AREA V
3	AREA III		

figura 4.- Distribución de áreas geotécnicas.

7.- PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Dentro del ámbito de la hoja se han seleccionado 2 puntos de interés geológico (P.I.G.), ámbos en relación con procesos de origen kárstico.

Las características principales y la ubicación de los mismos se reseñan por separado más adelante.

- Paisaje kárstico

Son muy comunes los procesos de disolución en las calizas del Jurásico superior, que afloran en el Parque Natural de la Sierra de Cazorla y del Segura. Dentro de estos procesos tiene gran vistosidad el modelado kárstico con morfología de lapiaz.

Area	Zona	Unidades Cartográficas	Litología	Relieve	Hidrogeología		Características Geotécnicas				Riesgos Nat.
					Permeabilidad	Resistenc.	Cimentación	Excavabil.	Taludes	Drenaje	
I	I ₁	37, 38 y 39	gravas, arenas y limos	suave	alta	baja	cargas bajas	con pala	inestables	bajo	erosión, sedimentación e inundación
	I ₂	31, 32, 33, 34 y 36	gravas, arenas, limos y arcillas	suave y acusado junto a sierras	alta	baja	cargas bajas	con pala	inestables	bajo	erosión, sedimentación y deslizamientos
II	II	30 y 35	variada, dominio de conglomerados y arcillas	suave	media-alta	baja	cargas bajas o moderadas	con pala a veces maquinaria	estables para ≤ 6 m 1,5 H:1V	moderado	erosión
III	III ₁	28 y 29	conglomerados, arenas, limos y arcillas	abrupto	alta	baja	cargas bajas o moderadas	con pala con pico	inestables	bajo	erosión y deslizamientos
IV	IV ₁	1, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22 y 23	arcillas y margas con bloques	abrupto	baja	baja	cargas moderadas	con pico o a veces con maquinaria	estables para ≤ 6 m 1,5 H:1V	alto	erosión y deslizamientos
	IV ₂	24 y 26	margas y areniscas	acaravado	baja	baja	cargas moderadas	con pico o a veces con maquinaria	estables para ≤ 6 m 1,5 H:1V	alto	erosión y deslizamientos
	IV ₃	25 y 27	areniscas calcáreas y calcarenitas	abrupto y suave	media	moderada	cargas moderadas o altas	maquinaria	estables	moderado	desprendimiento de bloques
V	V	2, 3, 4, 5, 7, 12, 13, 14 y 25	calizas, dolomías y calcarenitas	abrupto	alta	alta	cargas altas	maquinaria y voladuras	estables	bajo	desprendimientos

Cuadro 3.- Características geotécnicas de las unidades cartografiadas en la hoja de Pozo Alcón (949).

Este tipo de paisaje puede observarse a lo largo de la pista forestal, que sale de la carretera que une Pozo Alcón con el santuario de Tíscar.

- Paisaje kárstico

Otro punto de interés, también en relación con procesos de disolución en calizas, es la presencia de cuevas kársticas que se producen por disolución parcial en las calizas de algas del Mioceno medio y en las dolomías de edad Cenomaniense. Este punto corresponde a la Cueva del Agua, que es una de las surgencias más importantes por donde drena la parte meridional de la Sierra del Pozo.

Hay un cartel indicador, en las inmediaciones del santuario de Tíscar, mediante el cual el acceso se facilita a través de un camino.

8.- BIBLIOGRAFÍA

-ÁLVARO, M.; HERNÁNDEZ, A.; OLMO, P. (1.993). Mapa Geológico de España (Escala 1:50.000). Torres (948). *Inst. Tecn. Geom. de España*.

-ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M.; MATTAUER, M. (1.971). Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Plan. Sec. Letters*, 12, pp. 191-198.

-BOCCALETTI, M.; GELATI, R.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; PAPANI, G.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. (1.987). Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 23, pp. 179-200.

-CLOETINGH, P.A.; VAN DER BEECK, D.; VAN REES; ROEP, B.; BIERMANN, C.; STEPHENSON, R.A. (1.992). Flexural interaction and the dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alboran - Betic Region. *Geo-Marine Letters*. 12. 66-75.

-DIVERSOS AUTORES (1.982). Bad Land, Geomorphology and piping. Edited by Rorke Bryan and Aaron Yais. *Geobooks*. England.

-FALLOT, P. (1.940). Les Cordilleres Bétiques. *Est. Geol.*, 4, pp. 259-279.

-FERNÁNDEZ, J.; BLUCK, B.J.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SORIA, J.; VISERAS, C. (1.991). Evolución geodinámica de la Cuenca de Guadix. Cordilleras Béticas. *[Congreso del Grupo Español del Terciario. Comunicaciones. Pg. 123-26.*

-FERNÁNDEZ, J; GARCÍA AGUILAR, J.M. y VERA, J.A. (1.986-87). Evolución de facies de abanico aluvial-fluvial-lacustre en el Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza. *Acta Geológica Hispánica*, 21-22 (1): 83-90.

-FOUCAULT, A. (1.971). Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir.

(Provinces de Jaén et de Grenade, Espagne méridionale). *These, Paris*.

-FOURNIER, F. (1.960). Climat et érosion. *P.U.F.*

-FRIZÓN, D.; ANDRIEUX, J.; GUEZOU, J.C. (1.991). Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques. *Boll. Soc. Geol. France*, T-162 n° 4, pp. 611-626.

-GARCÍA CORTÉS, A. (1.993). Mapa Geológico de España (Escala 1:50.000). Cazorla (928). *Inst. Tecn. Geom. de España*.

-GARCÍA HERNÁNDEZ, M. (1.974). Los materiales detríticos del Cretácico inferior en el sector del Cabañas (Zona Prebética). Relaciones estratigráficas. *Cuad. Geol. Univ. Granada*. n° 5, p. 117-134.

-GARCÍA HERNÁNDEZ, M. (1.978). El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las sierras de Cazorla y del Segura (Zona Prebética). *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. p. 344.

-GARCÍA-ROSSELL (1.972). Estudio geológico de la transversal de Ubeda-Huelma y sectores adyacentes. *Tesis doctoral*. Univ. Granada (Inédita). 2 tomos.

-GUEZOU, J.C.; FRIZÓN, D.; COULON, M.; MOREL, J.L. (1.991). Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (southern Spain): definition of a "Betic Foor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline. *Annales Tectonicae*. Vol V, n-d, p. 32-48.

-HERMES, J.J. (1.985). Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas). *Bol. Geol. Min*. LXXXI-V: 429-462.

-ITGE-EXCMA. DIPUTACIÓN DE GRANADA (1.990). Atlas hidrogeológico de Granada.

-ITGE (1.993). Mapa Metalogénico de España E.1:200.000 de Baza.

-ITGE / D.G.O.H. (1.994). Propuesta de normas de explotación de acuíferos: 05-02 Quesada-Castril; 05-03 Duda-Sagra; 05-04 Huéscar-Puebla y 05-07 Cúllar-Baza (Inédito).

-ITGE / C.H.G. (1.994). Propuesta de normas de explotación de acuíferos 05.01 Sierra de Cazorla, 05.02 Quesada-Castril, 05.03 Duda-La Sagra, y 05.04 Huéscar-Puebla. *En prensa*.

-ITGE/JUNTA DE ANDALUCÍA (1.994). Atlas hidrogeológico de Andalucía. *En prensa*.

- ITGE/EXCMA. DIPUTACIÓN DE GRANADA (1.990). Atlas hidrogeológico de la provincia de Granada.
- JEREZ MIR, I. (1.973). Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provincia de Albacete y Murcia). *Tesis Doctoral*. Univ. Granada pp. 749.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, C.; VERA, J.A. (1.993). Milankovitch cyclicity in Purbeck peritidal limestones of the Prebetic (Berriasian, southern Spain). *Sedimentology*. 40, p. 513-537.
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1.986). Geografía de la región de Murcia. *Ketros editora S.A.* Barcelona. 283 p.
- LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1.971a). Sobre la posición de los terrenos de "facies Utrillas" en la Zona Prebética, al NE de la provincia de Jaén. *Boletín Geológico y Minero*. T-LXXXII, F-1, pp. 47-51.
- MALDONADO, A.; NELSON, H. (1.988). Dos ejemplos de márgenes continentales de la Península Ibérica; el margen del Ebro y el Golfo de Cádiz. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 3-4, 317-325.
- MARTÍNEZ GARRIDO, J.L. et al. (1.991). Caracterización hidrogeológica de los acuíferos carbonatados de la Sierra de Cazorla (Jaén). *III Simposio sobre el agua en Andalucía*.
- MATTAUER, M. (1.990). Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. *Omega*. Barcelona, 524 p.
- RICCI LUCCHI, F. (1.986). The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 8. 105-139.
- ROLDÁN, F.J.; LUPIANI, E.; JEREZ, L. (1.992). Mapa Geológico de España (Escala 1:50.000). Baeza (927). *Inst. Tecn. Geom. de España*.
- RUIZ ORTIZ, P.A. (1.980). Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril y Jaén). *Tesis Doctoral*. Univ. de Granada, 272 p.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1.983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.*, 39; 157-165.
- SORIA, J.M. (1.993). La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el río Guadiana Menor (Cordillera Bética Central). *Tesis Doctoral*. (Inédita). p. 292.

-VERA, J.A. (1.970). Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Bol. Geol. Min.* LXXXI-V; 429-462.

-VERA, J.A., GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., COMAS, M.C., RUIZ-ORTIZ, P.A. y MARTÍN-ALGARRA, A.(1.982). El Cretácico de las Cordilleras Béticas. En: *El Cretácico de España* (Ed. by A. GARCÍA), pp. 512-632. Edit Univ. Complutense, Madrid.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA