

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

CUEVAS DEL CAMPO

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
www.igme.es
NIPO: 474-09-015-5
ISBN: 978-84-7840-823-8
Depósito legal: M-51898-2009

Fotocomposición: Rugoma, S. L.
Impresión: Oficina gráfica Barrero & Azedo

Las presentes Hoja y Memoria (Cuevas del Campo-971) han sido realizadas por INVESTIGACIONES GEOLÓGICAS Y MINERAS, S.A. (INGEMISA) con Normas, Dirección y Supervisión del INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME), habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Cartografía y Memoria:

Roldán García, F.J. (INGEMISA)
Lupiani Moreno, E. (INGEMISA)
Villalobos Megía, M. (INGEMISA)
Hidalgo Ruiz, J. (INGEMISA)
Soria Mingorance, J. (Univ. Alicante)

Sedimentología:

Roldán García, F.J. (INGEMISA)
Soria Mingorance, J. (Univ. Alicante)

Petrología:

Sánchez Carretero, R. (INGEMISA)
Martín Penela, A. (Univ. Granada)

Micropalontología:

Foraminíferos Serrano Lozano, F. (Univ. Málaga)
Nannoplancton Aguado Merlo, R. (E.U.I.T. Linares)
 Martín Pérez, J.A. (Univ. Granada)
 Bouchra El Mamoune (Univ. Granada)

Datación por racemización de aminoácidos:

Torres Pérez-Hidalgo, T. (Univ. Pol. de Madrid)

Geomorfología:

Villalobos Megía, M. (INGEMISA)
Roldán García, F.J. (INGEMISA)

Hidrogeología:

Lupiani Moreno, E. (INGEMISA)

Geotecnia:

Hidalgo Ruiz, J. (INGEMISA)

Dirección y Supervisión del I.G.M.E.:

Fernández-Gianotti, J.

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 y mapa neotectónico.
- Informe estructural.
- Informe de amino-estratigrafía.
- Fichas bibliográficas.

ÍNDICE

	<u>Pag.</u>
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS.....	9
1.2. ANTECEDENTES.....	9
1.3. MARCO GEOLÓGICO	12
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. ZONAS INTERNAS.....	13
2.1.1. Complejo Alpujárride	13
2.1.1.1. Filitas y cuarcitas grises (1) (Permotriásico)	13
2.1.1.2. Calizas y dolomías (2) (Triásico medio-superior)	14
2.2. ZONAS EXTERNAS	14
2.2.1. Subbético.....	15
2.2.1.1. Calizas y dolomías grises (3) (Lías).....	15
2.2.1.2. Margas y margocalizas grises (4 y 6) (Dogger-Malm).....	15
2.2.1.3. Rocas volcánicas (5) (Dogger-Malm)	16
2.2.1.4. Calizas oolíticas (7) (Dogger-Malm).....	16
2.2.1.5. Margas y margocalizas blancas y cremas (8) (Cretácico).....	17
2.2.1.6. Margocalizas y margas verdes y ocre (9) (Cretácico inferior) ..	17
2.2.1.7. Margas verdes y asalmonadas con niveles de calizas (10) (Cretácico superior).....	18
2.2.1.8. Margas y margocalizas grises, blancas y asalmonadas (11) (Paleoceno-Eoceno inferior)	18
2.2.1.9. Margas cremas, blancas, verdes y asalmonadas con niveles de debritas y olistostromas (12) (Eoceno).....	19
2.2.1.10. Alternancias rítmica de areniscas calcáreas y margas crema (13 y 14) (Oligoceno)	19
2.3. CUENCAS INTERIORES NEÓGENAS	21
2.3.1. Unidad Tectónica Compleja (15) (Mioceno inferior-medio)	21
2.3.2. Unidad Olistostrómica (16) (17) (18) y (19) (Mioceno inferior-Medio) ...	22
2.3.3. Margas blancas, limos y arenas. Yeso (20) y calizas bioclásticas y calizas de algas (21) (Serravaliense superior - Tortoniense inferior).....	23
2.3.4. Margas blancas y areniscas bioclásticas amarillas (22). Areniscas	

	Pag.
calcáreas bioclásticas; localmente conglomerados (24) (Tortoniense superior)	23
2.3.5. Calcarenitas bioclásticas, conglomerados y arenas (23) (Tortoniense superior)	25
2.3.6. Conglomerados y arenas rojizos. A techo alternancia de conglomerados, arenas y arcillas (25) (Tuoliense)	25
2.3.7. Arcillas grises, blancas y ocre con niveles de conglomerados (26). Arenas y conglomerados bioclásticos (27) (Tuoliense superior-Plioceno)	26
2.3.8. Arcillas rojo-asalmonadas con conglomerados, limos y carbonatos (29). Yesos (30). Gravas, arenas, limos y arcillas (31) (Plioceno - Pleistoceno)	27
2.3.9. Alternancias de arcillas y calizas lacustres (28) (Tuoliense - Pleistoceno)	28
2.3.10. Conglomerados, arenas, limos, arcillas y niveles de carbonatos (32) (Pleistoceno superior)	29
2.4. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	30
2.4.1. Conglomerados y arenas. Glacis de primera generación (33) (Holoceno)	30
2.4.2. Conglomerados, arenas, limos y arcillas. Glacis de segunda generación (34) (Holoceno)	30
2.4.3. Gravas, arenas y limos. Fondo de Valle (35) (Holoceno).....	31
2.4.4. Limos y arcillas con cantos. Glacis subactual de tercera generación (36) (Holoceno)	31
2.4.5. Conglomerados y arenas. Terraza alta (37) (Holoceno)	32
2.4.6. Travertinos (38) (Holoceno).....	32
2.4.7. Arcillas y limos con cantos sueltos. Coluviales indiferenciados (39) (Holoceno)	32
2.4.8. Arenas, limos y arcillas con cantos sueltos. Abanicos aluviales actuales (40) (Holoceno).....	32
2.4.9. Gravas y arenas. Depósitos de rambla (41) (Holoceno)	33
2.4.10. Arcillas con costras carbonatadas. Depósitos de vertiente (42) (Holoceno)	33
2.4.11. Gravas, arenas y limos. Llanura de inundación (43) (Holoceno).....	33
3. TECTÓNICA	34
3.1. TECTÓNICA REGIONAL.....	34
3.2. DESCRIPCIÓN DE UNIDADES O ZONAS ESTRUCTURALES	35
3.2.1. Zonas Internas.....	35
3.2.2. Subbético.....	37
3.2.3. Corredor del Guadiana Menor.....	37
3.2.4. Cuenca de Guadix-Baza	38

	Pag.
3.2.5. Sistemas de fractura	38
3.3. CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN	39
4. GEOMORFOLOGÍA	41
4.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA	41
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	42
4.2.1. Estudio Morfoestructural	42
4.2.2. Estudio de Modelado	44
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	46
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	47
4.5. TENDENCIAS	49
5. HISTORIA GEOLÓGICA	49
6. GEOLÓGICA ECONÓMICA.....	52
6.1. HIDROGEOLOGÍA	52
6.1.1. Climatología.....	52
6.1.2. Hidrología superficial.....	52
6.1.3. Características hidrogeológicas.....	53
6.1.3.1. Unidad de la Sierra de Baza.....	53
6.1.3.2. Mencial y afloramientos asociados	54
6.1.3.3. Acuífero Detrítico de Pozo Alcón.....	54
6.1.3.4. Detrítico de Gorafe-Bácor.....	55
6.1.3.5. Aluviales del Guadiana Menor, Guadahortuna y Fardes	55
6.2. RECURSOS MINERALES.....	56
6.2.1. Minerales metálicos.....	56
6.2.2. Minerales energéticos.....	56
6.2.3. Rocas industriales	57
7. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	57
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	57
9. BIBLIOGRAFÍA.....	63

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

Esta hoja se extiende entre las coordenadas "Greenwich" siguientes:

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

A excepción del cuarto noroccidental de la hoja que pertenece a la provincia de Jaén, el resto corresponde a la provincia de Granada.

El drenaje superficial se hace predominantemente hacia el norte por el río Guadiana Menor, en el cual desembocan los ríos Fardes y Alicún. También hay numerosas ramblas que confluyen con los ríos anteriormente mencionados. En el tercio oriental de la hoja se sitúa el Embalse del Negratín, que tiene una capacidad máxima de 546 Hm³ y una superficie de cuenca de 3.551 Km².

La orografía de la hoja no es compleja, con un relieve comprendido entre los 518 m y los 1.447 m.s.n.m. del Mencal, situado en el ángulo suroccidental de la hoja. La cota media del nivel de base de la red fluvial principal se sitúa en torno a los 650 m.s.n.m; cota que coincide con la del Embalse del Negratín.

Las comunicaciones son buenas entre los seis núcleos de población existentes (Cuevas del Campo, Freila, Bacor-Olivar, Villanueva de las Torres, Dehesas de Guadix y Alicún de Ortega).

Desde el punto de vista económico, al ser una región árida, la agricultura sólo está desarrollada junto a las ramblas y ríos existentes, que es donde se encuentran los principales núcleos de población. Los cultivos más frecuentes son el olivar y la huerta, en la que destacan los árboles frutales.

1.2. ANTECEDENTES

La hoja de Cuevas del Campo está ubicada en el sector septentrional de la Cuenca de Guadix. Es muy extensa la bibliografía existentes en la hoja de estudio o áreas próximas, por lo tanto los antecedentes que a continuación se exponen, sólo pertenecen a sectores de estudio, dentro de la misma.

FALLOT, et al. (1.967), publican un estudio donde se ofrecen datos detallados sobre numerosas sucesiones continentales. En este estudio se diferencian las "capas claras del río Fardes" de las "capas de Guadix". Esta primera separación litológica en los materiales continentales da ya una clave suficiente para la posterior definición de dos importantes conjuntos de facies diferentes: lacustres y aluviales, respectivamente.

Con la publicación del trabajo de VERA (1.970) sobre la estratigrafía de la Depresión de Guadix - Baza, se dan a conocer dos afloramientos pertenecientes al Mioceno superior, al

norte de la cuenca de Guadix. Este autor describe el amplio afloramiento de margas situado entre Dehesas de Guadix y Alicún de Ortega, señalando sus rasgos litológicos dominantes, su contenido faunístico y precisando su edad como Tortoniense a partir del estudio de foraminíferos. En el sector del Guadiana Menor, Vera (*op. cit.*) describe también materiales de edad Tortoniense, separando un conjunto inferior de conglomerados y areniscas bioclásticas de otro superior mayoritariamente margoso. Así mismo son muy interesantes las observaciones realizadas sobre la estructura, mostrando la disposición radial de la estratificación, con fuertes buzamientos en torno al substrato triásico adyacente.

Centrado en el sector del Negratín, LÓPEZ GARRIDO y VERA (1.974) publican un estudio sobre los movimientos diapíricos recientes. La aportación cartográfica sobre dicho sector es aceptable por la calidad y detalle de las observaciones, así como también son precisas las descripciones tanto de los materiales tortonienses como de la estructura. En este trabajo se diferencian dos conjuntos litológicos de esa última edad: un tramo inferior detrítico y otro superior de margas con yeso. Ambos son interpretados como propios de un medio marino somero. En relación con los movimientos diapíricos, estos autores concluyen que su edad es posterior al Plioceno.

Sobre el mismo sector del Negratín, ESTÉVEZ et al. (1.976) centran su estudio en las deformaciones tectónicas recientes. Este trabajo aporta datos sobre la estructura en las proximidades al Embalse del Negratín, interpretando que se trata de un abombamiento anticlinal de dirección media N 70°E que deforma tanto a los materiales del Mioceno superior como a los del Plioceno y Cuaternario. A partir del estudio estadístico de estructuras menores (microfallas y cantos estriados), conjuntamente con las observaciones macroestructurales, deducen unas direcciones de esfuerzos compresivos máximos entre N 150-170°E y N 45-80°E. Por último concluyen que todas las deformaciones observadas están en relación con la actuación de una importante línea tectónica denominada "accidente del Negratín".

COMAS (1.978) hace una descripción e interpretación de conjunto para las unidades del Mioceno inferior, que coronan las sucesiones del Subbético Medio de los Montes Orientales y río Fardes. Así mismo se describe un importante conjunto que reposa discordantemente sobre las anteriores unidades: la Formación Moreda, resaltando su relevante significado en el contexto geológico regional, dado que registra por primera vez los aportes de las Zonas Internas. Desde el punto de vista estructural se ponen de manifiesto los rasgos mayores de fracturación y plegamiento, definiendo importantes zonas de fractura como las fallas de Piñar y del Fardes, entre otras.

MOLINA (1.979) aborda desde el punto de vista micropaleontológico algunas de las sucesiones del Mioceno inferior dentro de la región estudiada. Su aportación es especialmente interesante en la bioestratigrafía y zonación de los materiales aquitanienses y burdigalienses, completando en ese sentido las observaciones realizadas por COMAS (1.978).

PEÑA (1.979 y 1985) separa dentro de las formaciones de Guadix y Gorafe-Huelago varios miembros, como formalmente establece el Código de Nomenclatura Estratigráfica.

SEBASTIÁN (1.979) realiza un estudio sobre la mineralogía de las arcillas, en la cual describe la composición de las mismas e indica las condiciones de depósito.

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1.982), aporta interesantes datos sobre el Mioceno del sector del Negratín. Este autor ofrece la primera datación de las margas que afloran en el pantano del Negratín, como Tortoniense superior y las correlaciona con depósitos de similares facies representados en el borde suroeste de la Cuenca del Guadix.

Una referencia a los materiales del Mioceno superior aflorantes entre Dehesas de Guadix y Alicún de Ortega, la hace GARCÍA AGUILAR (1.986), que describe someramente las facies de esos depósitos, datándolos como Tortoniense superior, zona de G. suterae. Este autor interpretó gran parte de los afloramientos del borde norte de la Cuenca de Guadix como de edad Turolense. El criterio utilizado fue su posición estratigráfica subyacente respecto a los depósitos del Plioceno inferior de la Formación Gorafe - Huélagos.

FERNÁNDEZ Y SORIA (1988), asignaron al "conglomerado de Villanueva" una edad Mioceno terminal, en concreto Turolense superior. La argumentación presentada para justificar su edad se basó en la posición estratigráfica. Según tales autores dicho conjunto conglomerático, al igual que otros de litofacies lutíticas con los que cambia lateralmente, quedaría acotado a su base por materiales marinos del Tortoniense superior y a techo por depósitos lacustres del Plioceno inferior.

SESE (1.989) ofrece una datación del Mioceno superior en los materiales continentales de la Cuenca de Guadix, representados en la región estudiada. En este trabajo se describió una asociación de micromamíferos característica de la zona MN 13 en los yacimientos de Pino Mojón a y b.

Según VISERAS (1.989-1.991) en varios trabajos dedicados a estratigrafía y sedimentología aluvial, establece un conjunto de sistemas de drenaje de la Cuenca de Guadix y sus relaciones con los bordes de las Zonas Externas e Internas. Propone para dicha cuenca un modelo parcialmente exorreico, con drenaje hacia la Cuenca de Baza.

SORIA y RUIZ BUSTOS (1.992) describen en las proximidades al río Guadiana Menor el yacimiento de Salinas, que presenta una asociación de micromamíferos de la zona MN 12. Según tales autores dicho yacimiento, el más bajo en edad conocido, permite datar los primeros materiales continentales depositados en la Cuenca de Guadix tras su continentalización.

VISERAS et al. (1.991) separan dos grandes conjuntos litológicos: uno inferior marino (Tortoniense) y otro superior continental de edad Turolense - Cuaternario. El conjunto continental lo dividen en tres unidades tectosedimentarias delimitadas por rupturas estratigráficas.

SORIA (1.993) en su Tesis Doctoral interpreta la evolución geodinámica de un margen continental hasta una cuenca intramontañosa. Este estudio comienza con el análisis de la desarticulación del surco Subbético en el Aquitaniense y termina con la configuración de la Cuenca intramontañosa continental de Guadix a comienzos del Plioceno. En esta evolución diferencia tres etapas diferentes: de paleomargen convergente, de borde activo y de cuenca intramontañosa. La etapa de borde activo está representada por las secuencias marinas del Mioceno medio-superior y la de cuenca intramontañosa por las sucesiones continentales. Este autor indica que el accidente de Cádiz-Alicante, que debería transcurrir por la mitad de

la hoja, no se reconoce como tal, siendo las deformaciones y la influencia en la sedimentación detectada en el área imputable a diferentes grupos de fallas, y en ningún caso representan una estructura lineal de gran envergadura con movimiento transcurrente dextrorro.

1.3. MARCO GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico, la hoja de Cuevas del Campo se halla encuadrada en una gran parte de la Cuenca de Guadix-Baza, que separa dos grandes dominios de las Cordilleras Béticas: Zonas Externas y Zonas Internas.

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 Euroasiáticas 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 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, 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 desplazan hacia el *antepaís*. Este desplazamiento, inducido por la deriva hacia el OSO de las Zonas Internas, que forman parte de la microplaca de Alborán (ANDRIEUX, et al. 1.971), origina 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 O (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 y con mayor expresión en 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-Verá y otras asociadas a las Zonas Internas.

2. ESTRATIGRAFÍA

La hoja de Cuevas del Campo permite abordar una transversal del Orógeno Bético, en la cual están representadas varias zonas estructurales. Estas zonas están en relación con dominios paleogeográficos concretos, por lo tanto, el estudio estratigráfico irá encaminado a la descripción de unidades o series pertenecientes a estos dominios.

En la hoja se distinguen tres zonas o dominios paleogeográficos que son los siguientes: Zonas Internas, Zonas Externas y Cuencas Internas neógenas.

2.1. ZONAS INTERNAS

Se estructuran en grandes mantos de corrimiento, que implican de forma simultánea cobertera y zócalo, y en muchos casos han estado afectados por metamorfismo. De manera tradicional se han dividido en tres complejos tectonoestratigráficos, que en orden a la posición que ocupan son: Complejo Maláguide, Complejo Alpujárride y Complejo Nevado-Filabride. En el ámbito de la hoja de Cuevas del Campo sólo aflora el Complejo Alpujárride.

2.1.1. Complejo Alpujárride

DELGADO (1.971) distingue cuatro unidades superpuestas tectónicamente, las cuales constan en sus series de una parte basal de naturaleza detrítica y la parte alta es fundamentalmente carbonatada. Estas unidades en orden respecto a su posición de apilamiento de muro a techo son: U. de Santa Bárbara, U. de Quintana, U. de los Blanquizaes y U. de Hernán Valle.

En la hoja de Cuevas del Campo sólo está representada la Unidad de los Blanquizaes en el ángulo suroriental, donde se han diferenciado dos tipos de litologías dominantes: filitas y cuarcitas grises y calizas y dolomías.

2.1.1.1. *Filitas y cuarcitas grises (1) (Permotriásico)*

Los afloramientos de estos sedimentos se localizan unos 2 km al noreste de Freila. La extensión de los mismos no supera el kilómetro cuadrado.

Estos depósitos ocupan las partes topográficamente más deprimidas cercanas al vértice Capallón, por lo que se deduce que estarían situados bajo los materiales carbonatados que se describirán más adelante. Esta disposición es congruente con la apuntada por DELGADO (1.971).

La morfología y el espesor de esta unidad no se conoce, en primer lugar por el alto grado de tectonización que muestran sus afloramientos y en segundo lugar por el recubrimiento de sedimentos más recientes.

La litología más generalizada es de filitas y cuarcitas, esquistas de color gris-verdoso y aspecto satinado. Se advierten ocasionalmente niveles milimétricos de carbonatos paralelos a la esquistosidad, que sugieren un cambio gradual de la secuencia en la vertical.

Desde el punto de vista petrológico, las rocas filíticas presentan una textura granolepidoblástica esquistosa de tipo "slaty cleavage". Estas rocas están afectadas por un evento tectonometamórfico en condiciones de grado bajo a muy bajo (zona de la clorita). La proporción de cuarzo y filosilicatos es aproximadamente del 50% (muestra m° 9142).

La edad de estos materiales es incierta por la ausencia de fósiles característicos, pero por

la posición estratigráfica que ocupan bajo los depósitos carbonatados, presumiblemente se puedan incluir en el Permotrias.

2.1.1.2. Calizas y dolomías (2) (Triásico medio-superior)

Afloran al oeste de Freila, en la sierra formada por el Cerro El Canal, las Trebecillas y vértice Capallón, así como en el ángulo suroccidental de la hoja.

Estos materiales parece ser que se sitúan sobre los anteriormente mencionados de naturaleza detrítica, si bien no se observan con claridad sus relaciones estratigráficas.

Por el grado de tectonización que tienen, no se puede establecer la secuencia estratigráfica y por lo tanto, se desconoce la morfología y el espesor de la misma. En la vecina hoja de Benalúa de Guadix se indica que la potencia no debe exceder de 400 m.

Litológicamente son calizas y dolomías grises muy recristalizadas, a veces marmóreas, con multitud de fisuras rellenas de calcita, también aparecen asociados niveles discontinuos y muy tectonizados de calcoesquistos.

Petrológicamente las calizas suelen tener aportes terrígenos que se manifiestan por niveles discontinuos y replegados, ricos en filosilicatos y calcita de grano fino. La fábrica es anisótropa (orientada) de origen tectónico, marcada por la orientación de los cristales de calcita; en los niveles ricos en micas se aprecia una crenulación (muestra nº 9141).

Las dolomías observadas al microscopio, presentan un mosaico de cristales anhedrales de grano fino de tamaño submilimétrico a milimétrico. Hay síntomas de deformación en los cristales, que se ponen de manifiesto por la presencia de juntas y alabeamiento de maclas; también hay deformación frágil con desarrollo de microfracturas rellenas de calcita. Ocasionalmente estas rocas pueden presentar materia oscura que puede estar en relación con minerales grafitosos o arcillosos (muestras 9140 y 9143).

DELGADO (1.971) atribuye la edad de estos sedimentos al Trías medio, por correlación con otras unidades que no presentan el grado de recristalización que muestra esta unidad y además muestran contenidos en algas.

2.2. 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 partes más externa y más interna del Margen Suribérico. Algunos autores (FOUCAULT, 1.960-62 y RUIZ-ORTIZ, 1.980), han considerado un Dominio Intermedio en el cual se depositaron las Unidades Intermedias.

En la hoja de Cuevas del Campo sólo está representado el Subbético.

2.2.1. Subbético

En esta hoja sólomente estaría presente el Subbético Medio (GARCÍA-DUEÑAS, 1967), que se caracteriza por presentar en sus series rocas volcánicas interestratificadas, y gran espesor de sedimentos en relación con áreas más subsidentes.

Las unidades que se consideran pertenecientes a este dominio, dentro de la hoja, corresponden a edades comprendidas entre el Lías y el Oligoceno.

2.2.1.1. Calizas y dolomías grises (3) (Lias)

Están presentes en afloramientos aislados dentro de los cuales los de mayor envergadura corresponden a los cerros: Mencial (en el ángulo suroeste de la hoja), y la alineación desde el Romeral y Serreta, hasta los cerros situados al oeste de Alicún de Ortega, todos ellos en la parte occidental de la hoja. Muchos de estos afloramientos, así como los ubicados en la parte norte de la hoja constituyen bloques tectónicos.

Desde el puntos de vista geológico todos los afloramientos de estos materiales pueden presentar sus límites siempre tectonizados, con lo cual no se encuentran en relación directa sus series, o bien están parcialmente cubiertos por sedimentos más recientes.

Por datos regionales estos depósitos debieran estar situados sobre materiales de edad Triásico, pero estos últimos no afloran en el sector estudiado, por lo que, tanto su espesor como su morfología, es difícil de precisar.

La litología dominante está formada por calizas y dolomías grises de tonos variables. Se presentan generalmente masivas y muy tectonizadas, cuando la estratificación es patente el espesor de los bancos es de orden centimétrico a métrico. La microfacies más común es variable de "wackstone" a "packstone", aunque lo normal es que estén muy recristalizadas.

La edad de estos sedimentos, se ha deducido por correlación con los afloramientos de hojas limítrofes y es Lías inferior-medio.

2.2.1.2. Margas y margocalizas grises (4 y 6) (Dogger-Malm)

Afloran sólo y exclusivamente en el borde occidental de la hoja, 2 km al oeste de Alicún de Ortega.

Estos materiales pertenecen a una sucesión estratigráfica que está asociada con coladas volcánicas intercaladas.

No se conocen las relaciones estratigráficas con las calizas y dolomías del Lías en esta hoja. Sin embargo, en otras hojas, próximas estos materiales se sitúan sobre calizas nodulosas rojas, margas y calizas margosas, de edad Domeriense-Bajociense.

Esta sucesión muestra una morfología tabular de estratos, de orden decimétrico a métrico. La potencia mínima debe sobrepasar los 100 m.

Litológicamente es una alternancia de margas y margocalizas con nódulos de sílex, esta serie sectorialmente puede intercalar horizontes de rocas volcánicas, que denuncian el comienzo de un volcanismo submarino.

La edad es *Dogger-Malm* (Bathonense-Titónico), obtenida por correlación estratigráfica con otros sectores, donde la representación de afloramiento es mayor y están mejor estudiados.

2.2.1.3. Rocas volcánicas (5) (*Dogger-Malm*)

Están muy bien representadas en Alicún de Ortega y al oeste de esta localidad.

Se presentan interestratificadas con la sucesión anterior o en afloramientos muy masivos y potentes con escasas pasadas sedimentarias.

Cuando estas rocas se encuentran interestratificadas con sedimentos, muestran una morfología claramente tabular. Sin embargo, cuando se presentan masivas y superan los 40-50 m de potencia, constituyen coladas en las que son frecuentes las estructuras almohadilladas. Estas estructuras suelen tener un diámetro medio comprendido entre 40 y 60 cm, aunque las hay de orden métrico. También son comunes las estructuras prismáticas generadas por una disyunción columnar. Buenos ejemplos de estas estructuras pueden observarse en la confluencia de la rambla Encinilla con el río Guadahortuna.

Litológicamente son rocas de grano fino y color verde oscuro, con vacuolas rellenas de calcita.

Desde el punto de vista petrológico presentan una estructura intersertal donde los minerales principales que son plagioclasa y piroxeno están entrecruzados. Como minerales accesorios se han observado clorita, calcita y óxidos ferruginosos. La roca tiene una composición básica y es de naturaleza basáltica (basalto espilitizado). Las características microtexturales denuncian un enfriamiento rápido, con predominio de há-bitos prismáticos, tanto para las plagioclasas como para los piroxenos (muestra nº 9089).

La edad de estas rocas tiene una amplitud, que oscila entre el Lías superior y el *Dogger-Malm*, en función de la datación de las rocas en las que se encuentran intercaladas.

2.2.1.4. Calizas oolíticas (7) (*Dogger-Malm*)

Afloran en el borde occidental de la hoja en los cerros denominados Piedras del Borracho y Piedras Redondas.

Ofrecen un resalte morfológico muy característico, al estar intercaladas entre rocas de fácil erosionabilidad (margas y rocas volcánicas).

Se presentan en estratos de orden métrico y con evidencias de carstificación incipiente. El espesor de este intervalo calcáreo suele ser de 30 a 40 m.

La microfacies más característica es la de un "grainstone" con oolitos y bioclastos indiferenciados.

La edad, por correlación y posición estratigráfica con otros sectores, es *Malm* (probablemente *Tithónico*).

2.2.1.5. *Margas y margocalizas blancas y cremas (8) (Cretácico)*

Ocupan un afloramiento de algo menos de 3 km² en el borde occidental de la hoja. La carretera de acceso a Dehesas de Guadix, procedente de Pedro Martínez, ofrece un corte de varias decenas de metros.

Estos sedimentos en la hoja de estudio, no tienen relación estratigráfica con depósitos más antiguos, al estar en contacto mecánico. Al mismo tiempo, tampoco están en sucesión con otros más modernos si no que es mediante una discordancia.

Aunque hay dominio de margas y éstas, debido a la facilidad con que se erosionan, no presentan buenos afloramientos, en algunos cortes se observa que la sucesión está constituida por una alternancia de margas y margocalizas, en capas muy tabulares de orden centimétrico. En conjunto forman una serie rítmica de hemipelagitas de colores blancos y cremas con tonos grises en corte fresco.

En los niveles de margocalizas es frecuente encontrar ammonites ferruginosos, en los que se reconocen los géneros *Neocomites* y *Olcostephanus*, pertenecientes al Cretácico inferior (Neocomiense). No se descarta que una parte de los materiales margosos puedan pertenecer al Cretácico superior, o incluso que sean más modernos, dada la importante tectonización existente en este sector.

2.2.1.6. *Margocalizas y margas verdes y ocreas (9) (Cretácico inferior)*

Afloran únicamente en el borde sur junto a la carretera que va de los Baños de Alicún de las Torres a Fonelas.

Están en contacto mecánico con calizas del Lías y en aparente concordancia con otros materiales más modernos de edad Cretácico.

El grado de tectonización que muestran los escasos afloramientos existentes, y su situación en ambas vertientes del río Fardes, donde los deslizamientos de ladera son acusados, impide poder describir la serie estratigráfica que forma esta unidad.

Las litologías que se observan en algunos taludes, están constituidas por margas y margocalizas, a veces con nódulos de sílex, de colores verdes y ocreas. Esporádicamente se ven estratos deformados y distorsionados, a los que se asocian en ocasiones brechas intraformacionales y olistostromas (debritas).

La edad de estos sedimentos se ha realizado por correlación estratigráfica con depósitos de hojas limítrofes, y es Cretácico inferior.

2.2.1.7. *Margas verdes y asalmonadas con niveles de calizas (10) (Cretácico superior)*

Son aflorantes en las vertientes de los ríos Fardes y Gor, y están situadas en el borde sur de la hoja.

La naturaleza plástica de estos sedimentos y la ubicación en pendientes que superan 10%, son condiciones más que suficientes para que se produzcan importantes deslizamientos de ladera. En consecuencia los afloramientos suelen ser de baja calidad de observación.

Estos depósitos pertenecen a la Formación Fardes (COMAS, 1.978). Esta autora define tres miembros. El miembro inferior constituido por arcillas verdes y calcilitas con niveles ocasionales de conglomerados; potencia máxima 130 m. El miembro intermedio formado por margas y olistostromas con turbiditas carbonatadas; espesor máximo de 250 m. El miembro superior está integrado por arcillas rojas y verdes, radiolaritas y niveles turbidíticos de calcilitas; la potencia máxima la estima en 80 m.

La asociación de facies reconocida en campo permite correlacionarla con los miembros inferior y/o superior, definidos por COMAS (1.978).

SEBASTIÁN et al., (1.984) indican que los afloramientos adscritos a la hoja de Cuevas del Campo pertenecen al miembro inferior y hacen un estudio exhaustivo de la mineralogía global de las arcillas. En muestras tomadas en las inmediaciones de los Baños de Alicún, la mineralogía global es de 79% de filosilicatos, 15% de cuarzo y 6% de calcita. La mineralogía de las arcillas es de 49% de esmectitas, 27% de palygorskita y 24% de mica (clorita/caolinita).

La edad de estos sedimentos se asigna al Cretácico superior por correlación con términos equivalentes de hojas limítrofes.

2.2.1.8. *Margas y margocalizas grises, blancas y asalmonadas (11) (Paleoceno-Eoceno inferior)*

Están representadas únicamente en las inmediaciones de los Baños de Alicún.

Hacia la base de estos sedimentos aparece una alternancia de calcarenitas bioclásticas y margas. Los estratos tienen una morfología tabular y son de orden centimétrico. Como estructuras de ordenamiento interno se observan, por regla general, laminación paralela en los niveles calcareníticos. El resto de la sucesión está integrada por una alternancia de margas y margocalizas grises, blancas y asalmonadas. Se presentan en estratos más o menos tabulares de orden centimétrico a decimétrico.

Estos materiales podrían adscribirse al Grupo Cardela (COMAS, 1.978) y dentro de éste a la Formación Encebras. Según esta autora la sucesión de calcarenitas y margas, la asocia a una serie turbidítica y las margas y margocalizas serían sedimentos hemipelágicos.

El estudio de muestras de nannoplancton, obtenidas a partir de los niveles de margas intercalados entre calcarenitas, ha ofrecido los siguientes fósiles: *Prinsins bisulcus* (STRADNER),

Cruciplacolithus tenuis (STRADNER), *Ericsonia subpertusa* (HAY & MOHLER), *Cruciplanolithus frequens* (PERCH-NIELSEN), *Ellipsolithus macellus* (BREMLETTE & SULLIVAN), *Neochiastozygus modestus* (PERCH-NIELSEN), *Braasudosphaera higelowii* (GRAN & BRAASUD). Esta asociación corresponde al Paleoceno medio. En el techo de esta serie la flora recolectada ha sido la siguiente: *Trihrachiatus orthostylus* (SHAMRAI), *Discoaster hinodosus* (MARTINI), *Sphenolithus radians* (DEFLANDRE), *Zygrhablithus hijugatus* (DEFLANDRE), *Discoaster lodoensis* (BRAMLETTE & RIEDEL), la asociación descrita pertenece al Eoceno inferior parte media.

2.2.1.9. Margas cremas, blancas, verdes y asalmonadas con niveles de debritas y olistostromas (12) (Eoceno)

Los afloramientos están restringidos al borde occidental de la hoja, en las inmediaciones de la carretera que va de Pedro Martínez hacia Dehesas de Guadix.

Esta serie no está en sucesión con la anteriormente mencionada, y se sitúa sobre materiales cretácicos indiferenciados.

Los afloramientos no son de buena calidad y además cuando se observan están en general muy tectonizados, por lo tanto no se puede indicar la morfología ni el espesor de estos sedimentos.

Litológicamente están formados por una sucesión de margas de colores variados, cremas, verdes y asalmonados, dentro de las cuales se intercalan margocalizas de las mismas tonalidades. Eventualmente se intercalan estratos de orden decimétrico a métrico constituidos por olistostromas. Estos olistostromas formados por brechas (debritas), tienen clastos procedentes de diversas unidades de edad Jurásico y Cretácico. Estos intervalos detríticos se asocian con episodios de erosión y desmantelamiento de algunos sectores de las Zonas Externas.

La edad de esta sucesión es Eoceno medio, puesta de manifiesto por foraminíferos y nannoplancton. Los fósiles más característicos de los primeros son: *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN), *Morozobella aragonensis* (NUTTALL), *Acarinina bullbrookii* (BOLLI), *Turborotalia possagnoensis* (TOURM & BOLLI), *Subbotina frontosa* (SUBBOTINA). La asociación de nannofósiles más común es: *Discoaster barbadiensis* (TAN), *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN), *Campylosphaera dela* (BRAMLETTE & SULLIVAN), *Chriasmolitus solitus* (BRAMLETTE & SULLIVAN).

Hay abundante resedimentación de fósiles pertenecientes al Cretácico, sin embargo la fauna considerada autóctona, perteneciente al Eoceno medio, denuncia un medio marino hemipelágico.

2.2.1.10. Alternancia rítmica de areniscas calcáreas y margas crema (13 y 14) (Oligoceno)

Ocupan una extensión de unos 10 km² en el borde occidental de la hoja.

El contacto con la sucesión infrayacente es gradual y por lo tanto de difícil separación. El criterio seguido es que en esta serie hay abundantes intercalaciones de areniscas y en la

otra son muy escasas. No obstante, hay varios afloramientos que se disponen discordantes sobre sedimentos de edad Jurásico y Cretácico, uno situado en el Cerro de los Pradicos y el otro unos 300 m al oeste del Cerro de Alicún de Ortega. Este último presenta hacia la base un conglomerado de una decena de metros, constituido por cantos de naturaleza variada pertenecientes a secuencias inferiores. A los conglomerados de la base le sucede un paquete carbonatado de unos 30 m de espesor, constituido por calizas oolíticas. Estas calizas tienen textura pisolítica y son facies típicas de plataforma. La serie en este sector culmina con una alternancia de calizas y margas de color crema.

Sin embargo las litologías más comunes de esta unidad se ven en los afloramientos situados en el ángulo suroccidental de la hoja, y corresponden a una potente sucesión de margas y areniscas de componente calcárea (13), en la que se intercalan calcarenitas y/o areniscas calcáreas (14), con entidad cartográfica.

En el Barranco de Pílonos se ha levantado una serie estratigráfica de 93 m, en la cual se ha identificado una alternancia más o menos regular de margas, de color crema a verdes, y areniscas amarillentas a blanquecinas. Esta sucesión registra intervalos turbidíticos en los que se reconocen casi siempre los tramos **a**, **b**, localmente los **c** y **e** de la secuencia de Bouma. También se han observado niveles de olistostromas, intercalados en la secuencia; estos estratos se componen de fragmentos procedentes de la propia formación y de unidades que se reconocen como mesozoicas. Asociados a estos niveles existen brechas intraformacionales con estructuras de "slumping" difusas. También es común la presencia de estructuras de origen orgánico de tipo *cancelophycus*. En ocasiones se observan estructuras de corrientes en la base de los estratos que indican una dirección N 60°E y sentido al E.

Las microfacies que presentan las areniscas calcáreas es la de un "grainstone" bioclástico, en las cuales los contenidos faunísticos pueden ser de escasos a ser elementos mayoritarios en la roca. También son abundantes los intraclastos procedentes de la cuenca y de fuera de ella. Los bioclastos más abundantes están formados por: foraminíferos bentónicos y planctónicos, algas rojas, briozoos, ostrácodos, restos de placas de equinodermos, tubos de serpúlidos, etc. Esta biofacies denuncia un ambiente de plataforma.

La biofacies de foraminíferos y nannoplancton obtenida en los intervalos de margas, es congruente con un ambiente hemipelágico con influencia continental.

Estos sedimentos se interpretan como turbiditas, probablemente asociadas a una plataforma externa con influencia de sedimentos procedentes del continente. La presencia de estructuras de deformación y olistostromas, en el seno de la serie, podría estar en relación con inestabilidades del fondo de cuenca (taludes incipientes ?) y áreas emergidas relativamente próximas.

La edad de estos materiales, determinada por foraminíferos planctónicos y nannoplancton, es Oligoceno superior. La asociación más característica de foraminíferos es:

Globigerina galavisi (BERMÚDEZ), *Globigerina tripartita* (KOCH), *Globigerina venezuelana* (HEDBERG), *Globigerina praebuloides* (BLOW), *Neogloboquadrina nana* (BOLLI), *Globorotaloides suteri* (BOLLI). La asociación de nannoplancton que da la edad descrita es:

Discoaster deflandrei (BRAMLETTE & RIEDEL), *Dictyococoites scrippsae* (BUKRY & PERCIVAL), *Cocolithus miopelagicus* (BUKRY), *Sphenolithus ciperoensis* (BRAMLETTE & WILCOXAN), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH).

Esta serie turbidítica equivaldría a una parte de la Formación Cañada, perteneciente al Grupo Cardela, de COMAS (1.978).

2.3. CUENCAS INTERIORES NEÓGENAS

Durante el Neógeno se desarrollan varias cuencas interiores dentro del Orógeno Bético. Una de estas cuencas es la Depresión de Guadix-Baza. El relleno sedimentario de esta Cuenca acontece en un marco geológico de convergencia oblicua entre las placas Africana y Europea. El registro estratigráfico marca la evolución desde una cuenca marina hasta que ésta se continentaliza, perdiendo total comunicación con el mar.

El registro sedimentario que se dispone en la hoja de Cuevas del Campo, dentro de lo que es Cuenca de Guadix-Baza, se produce desde el Mioceno inferior hasta la actualidad.

2.3.1. Unidad Tectónica Compleja (15) (*Mioceno inferior-medio*)

Aflora al noreste del Mencil, en las inmediaciones del río Fardes (al norte de los Baños de Alicún de las Torres), en Alicún de Ortega (junto al río Guadahortuna) y de manera más amplia en el borde norte de la hoja, entre los ríos Alicún y Guadiana Menor.

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 las Zonas Externas y de las Zonas Internas, no se ha descrito ninguna unidad de características similares.

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

Desde el punto de vista litológico esta unidad tiene la particularidad de estar constituida por el apilamiento caótico 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 a unidades del Subbético aflorantes en la hoja de estudio y otras hojas adyacentes. Dentro de estas láminas se reconocen margas y margocalizas de distintas tonalidades que pertenecen indistintamente al Cretácico y al Paleógeno (en la vecina hoja de Pozo Alcón, incluso las hay del Mioceno inferior). También se reconocen bloques de calizas y dolomías del Jurásico de tamaño kilométrico; como por ejemplo: la Peña del Fraile en el sur y los bloques situados en el borde norte de la hoja, junto al río Guadiana Menor. Respecto al Cerro de Alicún de Ortega no hay seguridad que sea un gran bloque dentro de esta unidad, sin embargo, dadas las relaciones de mecanización con respecto al resto de la serie jurásica, así lo sugiere.

En el ámbito de la hoja sólo se ha podido separar cartográficamente dentro de esta unidad, elementos correspondientes a calizas, puesto que las litologías de margas y margocalizas de gran plasticidad, se encuentran muy entremezcladas a modo de “baraja de cartas”.

La estructura interna de esta unidad se manifiesta como un conjunto de superficies de tectonización entrecruzadas, que obligan a las superficies de estratificación heredadas, a mostrarse 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. Este cinturón quedaría comprendido entre mantos cabalgantes constituidos por unidades de las Zonas Externas.

La edad de esta unidad se ha estimado en base a los elementos más modernos que existen en su interior. Los desmuestres realizados sobre dicha unidad, han dado edades diversas comprendidas entre el Cretácico y el Mioceno inferior (H. de Pozo Alcón), con la particularidad que estas edades no aparecen en sucesión estratigráfica, sino en estratos irregularmente distribuidos en una sección vertical. Esta edad es congruente con el levantamiento de las Zonas Externas Béticas, el cual produce importantes relieves desde mediados del Burdigaliense (Paroxismo Burdigaliense, HERMES, 1.985).

2.3.2. Unidad Olistostrómica (16) (17) (18) y (19) (*Mioceno inferior-Medio*)

Sus afloramientos más importantes se sitúan en el ángulo noroccidental de la hoja y al noreste de Alicún de Ortega. También jalonan de forma discontinua el río Guadiana Menor, desde el borde norte de la hoja hasta el embalse del Negratín.

El límite superior de esta unidad está representado siempre, por una discordancia con respecto a unidades suprayacentes. El límite inferior no se observa y su contacto con la Unidad Tectónica es siempre mecánico; por lo que, la relación entre ambas es un aspecto que no ha quedado totalmente resuelto en este trabajo.

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 del frente de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. El Triás es característico de la Zona Subbética. El Cretácico identificado tiene facies diferentes, correspondientes a las definidas en el Subbético. 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 con olistolitos. Estos olistolitos se presentan en afloramientos bajo dos modalidades, una de forma más o menos tabular y otra redondeada o subredondeada. En ambos casos corresponden a elementos deslizados que no han sufrido deformación acusada en su interior y únicamente presentan zonas

brechificadas en su contorno. En el sector del embalse del Negratín se pueden reconocer olistolitos de ofitas (17), de dolomías negras (18) y de Trías en sentido amplio, alternancia de areniscas y arcillas versicolores (19). El tamaño de los olistolitos puede variar entre algunos metros y varios hectómetros cúbicos.

En ocasiones se observa la Unidad Olistostrómica con buena estratificación. Estratificación puesta de manifiesto por el acúmulo de clastos angulosos o subangulosos que constituyen auténticos niveles de conglomerados o brechas. Estas brechas suelen tener escasa matriz areno-arcillosa que soporta los cantos. Otras veces la estratificación está marcada por materiales arcillosos de tonos variados, formando niveles 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.

La edad de la Unidad Olistostrómica en la hoja de Cuevas del Campo, no ha podido ser precisada como en hojas vecinas donde se la ha asignado al Mioceno medio (Langhiense - Serravaliense medio). La fauna más joven de foraminíferos encontrada en la matriz de las brechas, no ha sobrepasado el Eoceno terminal. Sin embargo, la edad relativa que se obtiene de la posición estratigráfica bajo sedimentos del Serravaliense superior - Tortoniense inferior, permiten sugerir la edad anteriormente señalada.

2.3.3. Margas blancas, limos y arenas. Yeso (20) y calizas bioclásticas y calizas de algas (21) (*Serravaliense superior-Tortoniense inferior*)

Sus afloramientos se extienden a lo largo de una franja estrecha de dirección NO-SE, que discurre desde el borde norte de la hoja hasta el río Alicún.

Estos sedimentos se disponen mediante una discordancia erosiva sobre la Unidad Olistostrómica infrayacente y mediante una paraconformidad bajo depósitos marinos más recientes.

La litología dominante en la parte sur es la de margas blancas dentro de las cuales se intercalan estratos de calcarenitas y calizas de algas. En los afloramientos de la parte norte, hacia la base de la secuencia, hay niveles de arenas y limos de diversas tonalidades grisáceos a rojizos, donde además se advierten laminitas intercaladas de orden centimétrico de yeso. Estos horizontes terrígenos ponen en evidencias la presencia de elementos procedentes de unidades infrayacentes (unidades Tectónica y Olistostrómica).

La edad de estos sedimentos comprende el intervalo de tiempo Serravaliense superior - Tortoniense inferior. La asociación de nannoplancton más característica ha sido: *Coccolithus pelagicus* (NALLICH), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER), *Calcidiscus macintyrei* (RUKKY & BRANLETTE), *Discoaster calcaris* (GATNER). Una gran parte de muestras estudiadas en estos materiales por foraminíferos y por nannoplancton ha evidenciado una fuerte resedimentación de fauna y flora perteneciente a Cretácico, Paleógeno y Mioceno inferior.

2.3.4. Margas blancas y areniscas bioclásticas amarillas (22). Areniscas calcáreas bioclásticas; localmente conglomerados (24) (*Tortoniense superior*)

Todos estos sedimentos están bien representados en el cuarto noroccidental de la hoja.

También hay otros afloramientos de menor magnitud que se sitúan entre Alicún de Ortega y Villanueva de las Torres, al este del río Guadiana Menor, y en el embalse del Negratín.

El límite inferior de esta unidad puede ser una paraconformidad con los de edad Tortoniense inferior, o bien una discordancia erosiva sobre la Unidad Tectónica. El límite superior es una paraconformidad, aunque en algunos sectores (inmediaciones del río Alicún y embalse del Negratín), pudiera ser un cambio gradual con la secuencia continental suprayacente.

La morfología de los cuerpos sedimentarios suele ser tabular a escala de afloramiento, y cuneiforme a escala regional con acuñamientos hacia el este.

En el área al norte del río Alicún de Ortega (reserva del IARA conocida como Coto Cherrin), la sucesión presenta una variación lateral de litofacies de este a oeste con una potencia superior a 300 m. En el extremo este se presenta una alternancia rítmica, con igual espesor en los estratos, de areniscas y margas, con eventuales intercalaciones conglomeráticas canalizadas. Las areniscas presentan "ripples" de corrientes aislados en el seno de margas (estructuras lenticulares), o trenes de "ripples" apilados con intercalaciones discontinuas de margas (estructuras "flaser"). Otras estructuras significativas son estratificaciones cruzadas onduladas tipo "hummocky". En el extremo oeste dominan las margas frente a las areniscas. Estas últimas presentan facies turbidíticas, en unos casos con secuencias de Bouma bien definidas tipo T_a , T_b , T_c y en otros casos sin secuencias de Bouma, mostrando frecuentes estructuras almohadilladas, *convolutes* y estructuras de licuefacción fluidificación.

Las condiciones de depósito varían sensiblemente en sentido este-oeste. En el extremo Este se interpreta como propias de una plataforma siliciclástica somera dominada por corrientes. En el extremo oeste tales condiciones son de talud, con vertidos turbidíticos, flujos de granos y flujos fluidificados-licuefactados. De la distribución de facies se infiere que la cuenca marina debía ser abierta hacia el sureste, de modo que las facies de plataforma estarían situadas en una posición similar a la que en la actualidad ocupan, y las facies de cuenca se situarían más al oeste.

Los afloramientos situados a ambos márgenes del río Alicún, en el sector de Dehesas de Guadix, presentan una potencia máxima de 200 m. Desde el punto de vista litológico son: margas grises ricas en organismos planctónicos con laminación horizontal y fuerte contaminación terrígena fina. En el interior de las margas aparecen estratos de areniscas y de calcarenitas bioclásticas rojas. Estos últimos se presentan generalmente masivos y en ocasiones con laminación horizontal y *convolutes*. Algunos tramos de la sucesión margosa muestran "slumps" y una fuerte disyunción esférica; en estos tramos los estratos de areniscas y calcarenitas están desorganizados y brechificados. El medio de depósito de estos sedimentos, se interpreta como de cuenca abierta con eventuales vertidos gravitacionales de materiales clásticos, procedentes de plataformas someras adyacentes.

Los afloramientos de esta unidad, situados en el río Guadiana Menor y embalse del Negratín, presentan una litología de calcarenitas y calciruditas bioclásticas amarillas (24), con litoclastos tanto carbonáticos como metamórficos y bioclastos de organismos someros. Se presentan en estratos de 30 a 150 cm generalmente masivos o con una laminación horizontal poco definida, el espesor total no supera los 50 m.

Estos sedimentos se depositaron en condiciones de plataforma marina somera fuertemente influenciada por los aportes terrígenos de los relieves marginales de la cuenca.

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 pausus* (BUKRY & PERCIVAL).

2.3.5. Calcarenitas bioclásticas, conglomerados y arenas (23) (*Tortoniense superior*)

Se extienden en una estrecha y alargada banda que va desde Alicún de Ortega, hasta las proximidades de Villanueva de las Torres, donde desaparece para volver a aflorar en el Cerro Forruchu.

El límite inferior es una paraconformidad sobre sedimentos de la misma edad, reseñados en el epígrafe anterior. En el sector de Alicún de Ortega estos sedimentos reposan en discordancia angular y erosiva sobre la Unidad Tectónica. El límite superior es una paraconformidad, correlativa con locales discordancias erosivas y zonas de tránsito gradual con la secuencia suprayacente de carácter continental.

Litológicamente hay varios conjuntos de litofacies diferentes, calizas y calcarenitas bioclásticas, conglomerados y arenas. Las calizas y calcarenitas son las facies dominantes; se presentan bien estratificadas y con laminaciones cruzadas de pequeña y gran escala. Los conglomerados de cantos angulosos forman un conjunto en el que se definen grandes clinofomas con una estructura interna tipo “*delta Gilbert*”. Las arenas muestran una laminación oblicua unidireccional muy tendida. También hay fragmentos de corales con otras facies clásticas asociadas a ellos. Esta formación se depositó en condiciones marinas muy someras, mostrando rasgos de plataforma restringida con locales construcciones arrecifales parcialmente destruidas. En las zonas marginales se desarrollaron ambientes litorales y pequeños deltas clásticos.

Aunque la mayoría de los organismos fósiles que se encuentran en esta formación son muy someros y no aptos para su datación, en facies margosas intercaladas en las calcarenitas aparece un gran contenido de foraminíferos planctónicos característicos del Tortoniense superior terminal (zona de *G. suteræ*).

2.3.6. Conglomerados y arenas rojizos. A techo alternancia de conglomerados, arenas y arcillas (25) (*Turolense*)

Están representados cartográficamente en Villanueva de las Torres en afloramientos de entidad, y en las inmediaciones del embalse del Negratín como intercalaciones dentro de otros sedimentos.

A partir de esta unidad comienza la sedimentación continental en la cuenca de Guadix-Baza.

El límite inferior de estos sedimentos es una discordancia erosiva, sobre diversas unidades más antiguas. La geometría basal de los cuerpos, muestra un claro dispositivo de solapamiento expansivo proximal. El límite superior es una superficie neta con características de paraconformidad en el borde de la cuenca; en cambio hacia el centro de la cuenca existe un cambio gradual con secuencias que presentan litologías más finas.

Desde el punto de vista litológico, los conglomerados alternan con materiales finos (arenas y lutitas), pero el predominio en volumen corresponde siempre a los primeros. La composición de los cantos es de naturaleza mayoritariamente carbonática y su procedencia exclusiva de las unidades subbéticas sobre las que dichos conglomerados se apoyan discordantemente. El espesor de estos materiales es muy variable, siendo superior a 150m.

La estratificación está bien definida en todos los puntos, decreciendo el espesor de los estratos, en favor de un aumento del número de éstos intercalados con arcillas, a medida que los relieves del sustrato están más alejados.

En las posiciones más proximales, los bancos suelen aparecer multiconstruidos, con base plana o ligeramente canalizada y con porcentajes muy bajos o nulos de arenas o lutitas. El tamaño medio de los cantos es del orden decimétrico, si bien pueden encontrarse elementos de proporciones métricas. Cuando aparecen secuencias, están constituidas por gravas masivas soportadas por una matriz microconglomerática, que evolucionan hacia el techo a gravas masivas autosoportadas. Eventualmente estas secuencias están separadas por niveles decimétricos de arenas con laminación horizontal.

En posiciones ligeramente más alejadas del sustrato que en el caso anterior, los conglomerados se presentan en estratos de menor potencia, con tamaños de grano inferiores y una mayor abundancia de material fino. Los bancos de conglomerados suelen presentarse con morfología tabular, masivos o con láminas horizontales en su interior, tienen su base ligeramente canalizada en conjunto, también hay bancos que muestran ya formas claras de canales con desarrollo de laminación y estratificación cruzada. Entre los bancos de conglomerados se encuentran lutitas rojas masivas o con laminación difusa y con concreciones de origen edáfico. La alternancia de conglomerados y lutitas define un conjunto de secuencias decamétricas negativas de estratos que, a su vez, se integran en una megasecuencia general positiva.

Este conjunto se interpreta como un sistema de abanico aluvial (denominado conglomerado de Villanueva por FERNÁNDEZ et al., 1989), considerado como un fan delta por FERNÁNDEZ et al., 1993, cuyo ápice estaría situado en los relieves subbéticos (Cerro de los Pradillos). Tendría un desarrollo radial hacia el este, como muestran las medidas de paleocorrientes (N 80-100°E).

La edad de este conjunto abarcaría el intervalo de tiempo comprendido entre el Turolense superior y el Pleistoceno, en función de la posición que se esté dentro de la secuencia.

2.3.7. Arcillas grises, blancas y ocreas con niveles de conglomerados (26). Arenas y conglomerados bioclásticos (27) (*Turolense superior-Plioceno*)

Tienen bastante entidad cartográfica: al este de Villanueva de las Torres, entre los ríos Fardes y Alicún y en la margen derecha del río Guadiana Menor.

El límite inferior de esta secuencia, puede presentarse como una discordancia erosiva sobre las unidades Tectónica y Olistostrómica (margen derecha del río Guadiana Menor y río Gorafe, o como una paraconformidad sobre la secuencia marina infrayacente (22, 23). El límite superior es un cambio gradual de facies con sedimentos lacustres y fluvio-lacustres.

El conjunto de litofacies de conglomerados anteriormente descrito (25), evoluciona lateralmente hacia este conjunto donde las facies dominantes son arcillas. Ambos conjuntos transicionan mediante un cambio de facies por indentaciones netas, lo cual complica establecer un límite concreto entre ambos.

En las posiciones más próximas al conjunto de conglomerados, las lutitas intercalan un número relativamente alto de bancos de estos últimos. Estos bancos de conglomerados presentan un desarrollo lateral reducido y una marcada morfología canalizada fuertemente incisiva sobre las lutitas. Las estructuras sedimentarias mejor expuestas son granoselección positiva y estratificación cruzada de acreción lateral. En lo que se refiere a las arcillas suelen presentarse con una cierta variabilidad de tamaño de grano y color. Como estructuras de ordenamiento interno se observa laminación horizontal algo difusa.

Estos depósitos se interpretan que pertenecerían a la llanura lutítica, que conectaría en posición distal con el abanico aluvial (25), referido en el epígrafe anterior (fan delta de FERNÁNDEZ et al., 1993). Los límites areales de estos depósitos no pueden precisarse, habida cuenta que se desconoce la relación con otros sistemas asociados a otros bordes de cuenca.

En las inmediaciones del río Alicún hay un nivel de arenas y conglomerados bioclásticos (27), que tiene un espesor comprendido entre 1 y 5 m y desaparece lateralmente. La característica más importante de este nivel es la presencia de abundantes fragmentos de conchas de lamelibranquios y probablemente restos de algas. En cartografía se ha exagerado dicho nivel, por su posible interés desde el punto de vista paleogeográfico. De tratarse de un estrato de características marinas intercalado en una secuencia continental, demostraría que la regresión marina y por tanto la continentalización de la cuenca sería un proceso gradual. Sin embargo, pudiera tratarse de un nivel detrítico alimentado de la destrucción de las facies de plataforma de la secuencia infrayacente (sector del Cerro de la Lancha).

La edad de estos depósitos en la parte basal de la serie (Cortijo de Salinas, margen derecha del río Guadiana Menor), ha sido determinada, por SORIA y RUIZ BUSTOS (1.992), como Turolense superior (Zona MN12), por la presencia de *Ruscinomis schaubi* (VILLALTA Y CRUSAFONT) y de *Occitanomys adroveri* (THALER).

2.3.8. Arcillas rojo-asalmonadas con conglomerados, limos y carbonatos (29). Yesos (30). Gravas, arenas, limos y arcillas (31) (*Plioceno-Pleistoceno*)

Estas unidades afloran ampliamente en la mitad oriental de la hoja, especialmente al suroeste y norte del embalse del Negratín.

Este conjunto de materiales fue definido como Formación Guadix por VON DRASCHE (1.879), término adoptado por VERA (1.970).

El límite inferior es gradual con la sucesión detrítica gris-ocre (26), mencionada en el epígrafe

anterior, y se manifiesta básicamente por el cambio a color rojo-asalmonado. También puede estar en discordancia (para-conformidad) sobre los sedimentos marinos del Tortoniense superior (22), situados en el borde norte de la hoja. El límite superior es gradual con sedimentos de características claramente lacustres, o bien está bajo el glacis que colmata la cuenca.

La Formación Guadix está mayoritariamente representada por lutitas rojas y grises con intercalaciones lenticulares de arenas y conglomerados. La abundancia relativa de estas litofacies varía desde las posiciones marginales a centro de cuenca. En el primer caso (al sur de Freila, por ejemplo) dominan volumétricamente bancos canalizados, aislados o amalgamados, de arenas y conglomerados (31) organizados en secuencias positivas y con estructuras de acreción lateral; las lutitas son minoritarias y presentan frecuentes paleosuelos rojos. En este sector que ocupa el borde meridional de la hoja, la procedencia es de las Zonas Internas, dando una coloración gris-violácea a toda la formación. Hacia el centro de la cuenca (Toyo de Chiclana, Loma de los Pinos y norte del embalse del Negratin), el predominio corresponde a lutitas rojas, asalmonadas y grises con intercalaciones menores de arenas y conglomerados (29) (procedentes de rocas carbonáticas de las Zonas Externas), siempre dispuestas en niveles aislados de morfología lenticular o tabular.

Excepcionalmente se presentan bancos tabulares de evaporitas y silixitas; las evaporitas están formadas por yeso (30) de textura microgranuda y aspecto masivo, y se disponen en estratos de orden métrico. Eventualmente aparecen, entre niveles de arcillas asalmonadas, niveles decimétricos de escasa continuidad lateral de calizas y margocalizas. Las microfacies estudiadas por SORIA (1.993), están formadas por micritas masivas o peletoidales con oogonios de carofitas, ostrácodos y gasterópodos. Los horizontes carbonatados suelen ir acompañados de restos vegetales y restos óseos de macro y microvertebrados.

La potencia máxima de esta sucesión puede alcanzar los 300 m.

Los depósitos asociados al borde suroriental de la hoja, se interpretan que estarían asociados a un dispositivo aluvial expansivo y proximal, generado presumiblemente por el levantamiento de las Zonas Internas. En posiciones más distales, sectores central y occidental de estos afloramientos en la hoja, los materiales de menor granulometría, estarían asociados a llanuras lutíticas con áreas de encharcamiento periódico, donde se desarrollarían las evaporitas, los carbonatos y áreas palustres.

La edad de este conjunto comprende el Ventiense (Zona MN 13, detectada por SESE, et al. 1.989 en la Loma de los Pinos), el Plioceno inferior (zona MN 14), identificada por SORIA y RUIZ-BUSTOS, 1.991, al sur de la Loma de los Pinos) y el Villafranquiense (Zona MN 17, localizada por los citados autores en el Toyo de Chiclana). Estudios de racemización de aminoácidos han dado una edad Pleistoceno medio (356.5 ± 81.2 ka), en el sector de Toyo de Chiclana, aunque este último afloramiento podría corresponder a la unidad 28.

2.3.9. Alternancias de arcillas y calizas lacustres (28) (*Turolense-Pleistoceno*)

Afloran en tres sectores diferentes. En las inmediaciones de los Baños de Alicún de las Torres, en el ángulo suroriental de la hoja y en los alrededores de Cuevas del Campo.

Este conjunto de materiales fue definido como Formación Gorafe-Huélago (VERA, 1.970).

Esta sucesión de materiales cambia mediante indentaciones netas con la Formación Guadix, antes mencionada, hacia el centro de la cuenca.

El predominio litológico corresponde a diversos tipos de facies carbonáticas y detríticas finas. Alternan tramos de calizas (o margocalizas) y lutitas con espesores muy variables, desde varios centímetros hasta más de 10 m. Las calizas, de colores gris, blanco y ocre, se presentan en bancos tabulares o lenticulares, con variados tipos texturales y composiciones (calizas masivas, travertínicas, oncolíticas, estromatolíticas, nodulosas, etc.); sus microfacies más características son de micritas o biomicritas con huecos fenestrales y restos de caráceas, ostrácodos y gasterópodos de agua dulce. Las lutitas, que presentan una alternancia de colores gris y salmón, se identifican mayoritariamente con arcillas o arcillas calcáreas (calilititas); en éstas es frecuente encontrar tramos métricos de margas oscuras carbonosas con intercalaciones centimétricas de lignito, donde son abundantes los gasterópodos, restos vegetales y microvertebrados. Eventualmente las lutitas muestran cristales de yeso y pasadas arenosas canalizadas con clastos metamórficos procedentes de las Zonas Internas.

Estos sedimentos se interpretan que fueron depositados en zonas lacustres francas, con entradas efímeras de terrigenos procedentes de la denudación de relieves próximos. La presencia de vegetales y microvertebrados podría estar en relación con áreas palustres y con lagos muy someros.

La edad de estos materiales según RUIZ-BUSTOS et al. (1.984), corresponde al Plioceno inferior (zona MN 14), para el yacimiento de microvertebrados localizado en el Cerro de la Mina (Gorafe-A), junto a los Baños de Alicún de las Torres. Dataciones realizadas en sedimentos del techo de esta sucesión, fuera de la hoja de estudio, en la Solana del Zamborino, llegan a alcanzar el Pleistoceno medio. La datación efectuada a partir de racemización de aminoácidos (aminozonación), en el yacimiento del Cerro de la Mina anteriormente mencionado ha sido Pleistoceno inferior-medio (673.2 ± 103.2 ka).

2.3.10. Conglomerados, arenas, limos, arcillas y niveles de carbonatos (32) (*Pleistoceno superior*)

Este conjunto está representado en las inmediaciones de los relieves subbéticos, en la parte occidental de la hoja, y en las inmediaciones del vértice Puntal Blanco, al noreste de los Baños de Alicún de las Torres.

En el sector del Puntal Blanco el contacto es gradual con los materiales infrayacentes. El límite superior, en la parte occidental de la hoja, suele ser el glacis de colmatación de la cuenca.

Estos sedimentos están formados por una alternancia más o menos regular de conglomerados, arenas, limos y arcillas de colores marrones y cremas. Eventualmente intercalan niveles de carbonatos, en los que se reconoce bioturbación ocasionada por raíces. El que dominen un tipo u otro de sedimentos, depende en gran medida de la proximidad o lejanía de los relieves subbéticos. La naturaleza de los clastos es carbonatada, procedente de los relieves subbéticos;

el tamaño de los mismos es variable, pero son de orden centimétrico; suelen ser bastante angulosos y generalmente están autosoportados, especialmente en las zonas próximas a los relieves.

Estos sedimentos se interpretan que están asociados a sistemas de abanicos aluviales, que orlan los relieves subbéticos. El tipo de facies estaría en relación con los dispositivos de expansión o retracción de estos sistemas, en los que las zonas más distales y de encharcamiento, estarían ocupados, respectivamente por lutitas y carbonatos.

Al sur de Freila se ha localizado un yacimiento de microvertebrados en el cual se ha podido datar el Pleistoceno superior con *Mimomys* (VILLANYIA) *Savini* (HINTON). Estudios de racemización de aminoácidos, sobre muestras tomadas de estos sedimentos en la hoja de Cúllar Baza, indican una edad Pleistoceno medio-superior (91.3 ± 23.4 ka).

2.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

2.4.1. Conglomerados y arenas. Glacis de primera generación (33) (*Holoceno*)

Está muy bien desarrollado cartográficamente en el sector de Freila, alrededor de los relieves alpujárrides y en la zona de Cuevas del Campo. En la parte occidental de la hoja, este glacis orla preferentemente los relieves subbéticos calcáreos (Mencal, Serreta, sur Cerro de Alicún de Ortega).

En el ámbito de la hoja este glacis suele situarse discordante sobre los sedimentos lacustres del Pleistoceno superior.

Litológicamente está formado por conglomerados y arenas de naturaleza metamórfica, si el glacis se sitúa al sureste de la hoja, y de cantos carbonatados subbéticos y prebéticos, si procede de la parte occidental y septentrional respectivamente. El glacis situado al norte, sector de Cuevas del Campo, suele presentar además, niveles métricos de arcillas rojas edafizadas con costras carbonatadas en la parte terminal, aunque este último atributo es común de otras áreas.

La potencia de este conjunto es muy variable, oscilando entre 1 y 8-10 m.

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.

La edad no se conoce con precisión, pero habida cuenta del yacimiento de vertebrados encontrado al sur de Freila, varios metros bajo el glacis, puede indicarse que el depósito tendría lugar después del Pleistoceno superior.

2.4.2. Conglomerados, arenas, limos y arcillas. Glacis de segunda generación(34) (*Holoceno*)

Aflora ampliamente en la vertiente sur del embalse del Negratín y de forma aislada al norte de Alicún de Ortega.

Los afloramientos de la parte suroriental de la hoja se disponen sobre sedimentos de la Formación Guadix, al tiempo que orlan la vertiente septentrional del vértice Capallón constituido por materiales alpujárrides. El resto de afloramientos, ángulo noroccidental de la hoja, se ubican sobre margas de edad Tortoniense superior, y sobre la Unidad Tectónica Compleja.

La litología de este glacis, por lo tanto, es variable. En la parte sur está constituido por conglomerados, arenas y limos procedentes de la erosión de la formación Guadix. En la parte suroccidental las facies predominantes son arcillas y limos con eventuales cantos carbonatados.

Este glacis lo constituyen superficies de regularización de laderas, ligadas a la dinámica exorreica de la cuenca; en consecuencia se interpreta como un glacis de erosión o denudación.

La edad abarcaría presumiblemente la parte alta de Holoceno inferior.

2.4.3. Gravas, arenas y limos. Fondo de Valle (35) (*Holoceno*)

Están especialmente bien desarrollados en el sector de Cuevas del Campo. Con mucha menor entidad de afloramientos, por el encajamiento de la red, los hay al este del río Fardes en las inmediaciones de Toyo de Chiclana.

En el sector de Cuevas del Campo los fondos de Valle se instalan, indistintamente sobre el Glacis de primera generación o sobre formaciones lacustres y fluvio-lacustres. En el sector occidental se sitúan sobre formaciones fluviales o fluvio-lacustres.

La litología predominante está constituida por gravas, de tamaño medio-fino, arenas y arcillas.

Estas formaciones constituyen antiguos cauces fluviales, producidos por la dinámica fluvial más reciente, y que han quedado colgados y preservados de la erosión. Presentan una morfología de artesa, sobre la que suele haber una pequeña incisión lineal por arroyada.

2.4.4. Limos y arcillas con cantos. Glacis subactual de tercera generación (36) (*Holoceno*)

Aparece en casi todos los casos asociados a las vertientes de los ríos Guadiana Menor, Fardes y Alicún, y ocasionalmente en relación con las vertientes de alguna rambla.

Se distinguen discordantes sobre sedimentos de edad Neógeno.

La litología dominante, al estar asentado sobre unidades neógenas, es de naturaleza limo-arcillosa, con clastos dispersos de rocas carbonatadas.

Este glacis también lo constituyen superficies de regularización de laderas, en relación con la dinámica fluvial más reciente.

La edad estaría comprendida en el Holoceno medio.

2.4.5. Conglomerados y arenas. Terraza alta (37) (*Holoceno*)

Está representada exclusivamente por dos afloramientos situados en sendos meandros del río Guadiana Menor, al oeste de la presa del embalse del Negratín.

Esta terraza está situada sólo varios metros por encima de la llanura de inundación y su espesor no supera los 3 m de potencia.

Los depósitos están constituidos por un predominio de conglomerados y arenas, organizados en secuencias de canales.

Esta terraza sería en parte equivalente en el tiempo, al glacis de regularización de laderas subactual anteriormente descrito.

2.4.6. Travertinos (38) (*Holoceno*)

Están situados junto a los Baños de Alicún de las Torres, en la margen derecha del río Fardes.

Son depósitos que están íntimamente ligados a la red de surgencias, que orlan el afloramiento de calizas jurásicas de Alicún de las Torres.

Litológicamente están constituidos mayoritariamente por acumulaciones arborescentes de calcita, probablemente relacionadas con restos vegetales. Ocasionalmente hay intercalados niveles detríticos que sugieren el funcionamiento de pequeños canales fluviales.

Existen al menos tres niveles de travertinos situados a diferentes cotas, que deben estar en relación con periodos de mayor surgencia de los manantiales.

2.4.7. Arcillas y limos con cantos sueltos. Coluviales indiferenciados (39) (*Holoceno*)

Hay varios afloramientos situados al sur y suroeste de Alicún de Ortega y al noroeste de Cuevas del Campo.

Se disponen sobre cualquier formación más antigua, ocupando áreas de vertientes o áreas más o menos peneplanizadas.

Litológicamente son arcillas y limos con cantos sueltos. La naturaleza de los elementos constituyentes es muy variable en función del sustrato que tengan.

Estos depósitos podrían estar asociados a las superficies de glacis de primera y/o segunda generación, sin embargo la desconexión cartográfica existente entre ellos, no permite una buena argumentación al respecto.

2.4.8. Arenas, limos y arcillas con cantos sueltos. Abanicos aluviales actuales (40) (*Holoceno*)

Se disponen a ambos márgenes de los ríos Guadiana Menor, Fardes y Alicún.

Estos sistemas se sitúan en las vertientes de los ríos antes mencionados. Suelen enrasar con la llanura de inundación o también es común que invadan la llanura de inundación y lleguen hasta el canal fluvial, modificando ocasionalmente su curso.

Como en otros casos, la litología es variada y está constituida por cantos sueltos inmersos en arenas, limos y arcillas. El mayor o menor dominio de cantos está en función de los tipos de arroyada producidos.

Estos abanicos generalmente están asociados a la desembocadura de la red secundaria sobre la principal. Cuando dicha red es relativamente densa, los abanicos coalescen entre ellos y originan una orla cartográfica paralela al cauce fluvial. Ejemplos de este tipo están bien representados en el río Alicún.

2.4.9. Gravas y arenas. Depósitos de rambla (41) (*Holoceno*)

Están bien representados cartográficamente en el tercio occidental de la hoja.

La denominación de estos sedimentos, proviene directamente del nombre que los mapas topográficos llaman a algunos arroyos. Así pues, los depósitos mejor desarrollados están en las ramblas de La Hierba, del Monte Grande, Molino, etc.

La litología dominante es de arcillas y limos, cuando el sustrato es margoso (ángulo noroccidental de la hoja), y de gravas y arenas cuando los relieves subbéticos están próximos.

Estos depósitos están genéticamente ligados a épocas de gran pluviometría, en las cuales se producen tasas de erosión considerables. El transporte del sedimento se desarrolla en gran medida por gravedad, originando una morfología de la red fluvial plana o en artesa.

2.4.10. Arcillas con costras carbonatadas. Depósitos de vertiente (42) (*Holoceno*)

Se localizan varios afloramientos aislados en las inmediaciones de Cuevas del Campo, y uno junto a la localidad de Bacor-Olivar.

La característica más importante desde el punto de vista morfológico, es la existencia de aterrazamientos antrópicos. Estos aterrazamientos constituyen bancales sobre los que en la actualidad se desarrollan labores agrícolas.

La naturaleza de los materiales suele ser arcillosa, en la que se localizan eventualmente fragmentos de costras carbonatadas. Estas costras carbonatadas, presumiblemente están en relación con las aguas de infiltración procedentes del regadío.

2.4.11. Gravas, arenas y limos. Llanura de inundación (43) (*Holoceno*)

Está bien desarrollada en el río Guadiana Menor, en la mitad septentrional de la hoja. También adquiere bastante entidad en el río Fardes, especialmente en la zona próxima a la desembocadura con el río Guadiana.

La litología predominante la constituyen gravas, arenas y limos, que se ordenan en secuencias canalizadas que evidencian baja sinuosidad.

El dominio de aportes ortogonales a la red fluvial principal, incide de forma directa para que la llanura de inundación esté ausente en algunos sistemas, o en una gran parte de ellos. Un buen ejemplo de lo anteriormente expuesto, se observa en el río Alicún, donde los abanicos aluviales colapsan la llanura de inundación, llegando hasta el cauce.

3. TECTÓNICA

La hoja de Cuevas del Campo está situada en la parte noroccidental de la Cuenca de Guadix-Baza, la cual sella el contacto entre las Zonas Externas y las Internas.

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 zonas estructurales identificadas en la hoja y se indicarán sus características tectónicas, también se agruparán los sistemas de fractura. En el tercero se hará una cronología de la deformación.

3.1. 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 y cobertera. En este dominio se han diferenciado a su vez los siguientes conjuntos: Unidades del Campo de Gibraltar, Complejo Predorsaliano, Complejo Dorsaliano, Complejo Maláguide, Complejo Alpujárride y Complejo Nevado-Filábride. Los tres últimos complejos reseñados, presentan un basamento Paleozoico al que se le superpone una cobertera mesozoica más o menos adelgazada.

Las Zonas Externas se interpretan en la actualidad 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, durante 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; en el Orogénico Bético, se producen al mismo tiempo cuencas internas en régimen distensivo. Una de estas cuencas es la de Guadix-Baza.

3.2. DESCRIPCIÓN DE UNIDADES O ZONAS ESTRUCTURALES

La hoja de Cuevas del Campo ocupa una gran parte de la Cuenca de Guadix-Baza, el segmento meridional del Corredor del Guadiana Menor, una parte de los Montes Orientales de la provincia de Granada (constituido por Subbético) y una porción septentrional de Zonas Internas.

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 dominios 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:

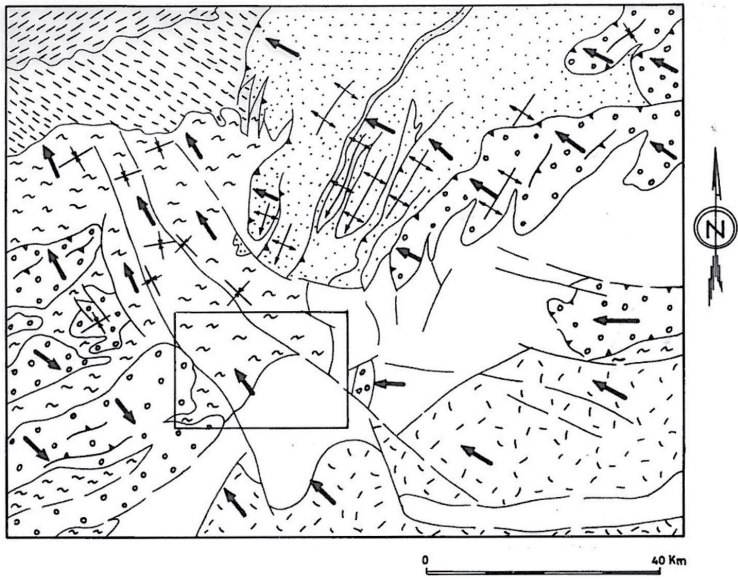
- Los de cuenca de antepaís
- Entre el Prebético y el Subbético
- Entre el Subbético y las Zonas Internas
- Entre el Subbético y la Unidad Tectónico-Gravitacional
- Banda tectónica o Corredor del Guadiana Menor

En la hoja de Cuevas del Campo se han diferenciado cuatro zonas estructurales que son: Zonas Internas, Subbético, unidades tecto-gravitacionales del Corredor del 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.

3.2.1. Zonas Internas

Afloran en el ángulo suroccidental de la hoja.



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 Almanzora*
-  *Cabalgamientos*
-  *Estructuras de deformación. Anticlinales y sinclinales*
-  *Dirección y sentido del transporte tectónico*

Fig. 1. - Límites estructurales y desplazamiento tectónico.

Dada la complejidad tectónica que muestran los afloramientos, no es posible reconstruir ningún tipo de estructura que sugiera dirección y sentido del transporte tectónico. Sin embargo, por datos regionales de hojas limítrofes, puede deducirse que el desplazamiento, previo al depósito de los materiales Plio-pleistocenos, se produjo hacia el noroeste.

3.2.2. Subbético

Ocupa la parte occidental de la hoja, y está limitado aproximadamente por el río Fardes al este y el río Guadahortuna por el norte.

El estilo estructural observado en diversos afloramientos jurásicos (Mencal, Serreta y Cerro de Alicún), cretácicos (Baños de Alicún y sur del río Guadahortuna) y terciarios (borde occidental de la hoja), es sumamente complejo. De un lado, la tectónica en escamas que pone en contacto unidades o series geológicas diferentes (Jurásico de los Baños de Alicún, Mencal, Unidad Tectónica en la rambla de los Olivares) y de otro lado las geometrías anticlinoriales o sinclinales sin un aparente orden tectónico definido (barranco de Los Pilonos y Cerro de los Pradicos), demuestra la dificultad que entraña elaborar un esquema estructural coherente.

Sin embargo, por la disposición cartográfica que muestran las capas de materiales de edad Oligoceno y las de edad Jurásico, puede sugerirse una estructura periclinal con cierre hacia la Cuenca de Guadix, muy fracturada por accidentes de dirección N 110-140°E. Esta estructura puede deducirse a partir de los ejes de pliegue en capas de materiales oligocenos, E-O (al norte del Mencal), que se incurvan hasta ponerse N-S (en el Cerro de los Pradicos). De igual modo puede inferirse esta estructura a partir de los materiales jurásicos situados en las inmediaciones del río Guadahortuna; en este sector las capas volcánicas y sedimentarias que tiene dirección aproximada E-O, se inflexionan rápidamente hasta adquirir dirección N-S, en las inmediaciones de Alicún de Ortega.

3.2.3. Corredor del Guadiana Menor

Puede definirse como una banda muy tectonizada que delimita las zonas Prebética y Subbética, con una anchura de unos 20 km y una dirección NO-SE.

Este corredor enlaza diferentes unidades neógenas entre la Cuenca del Guadalquivir y la Cuenca de Guadix-Baza.

La hoja de Cuevas del Campo está situada en la parte sur de este corredor, el cual ha quedado tapado en su parte meridional por materiales recientes del relleno de la Cuenca de Guadix.

En dicho corredor solamente afloran materiales del Mioceno medio y superior. Los materiales de edad Mioceno medio (Unidad Tectónica Compleja -15- y Unidad Olistostrómica -16-), muestran un estilo estructural altamente complejo, 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 estructuras anastomosadas o de tipo Riedel de las superficies de fractura, que son congruentes con bandas de cizalla dúctil.

Los materiales de edad Mioceno superior, especialmente los depositados en ambiente marino (unidades 22 y 24), muestran estructuras replegadas, de dirección N 140-160°E (sectores del vértice Media Fanega y del río Guadiana Menor). Estas estructuras son congruentes con la directriz general del Corredor y estarían presumiblemente asociadas a bandas estrechas de cizalla, de componente NO-SE, que se generaron por una compresión ortogonal a esa dirección. El límite occidental de este corredor es bien visible al oeste-noroeste de Alicún de Ortega, donde materiales de esta edad están implicados en una zona o fractura (N 120-130°E), donde aparecen fuertemente deformados.

3.2.4. Cuenca de Guadix-Baza

En este epígrafe se consideran los sedimentos que son claramente continentales y están sellando el Corredor del Guadiana Menor.

Los sedimentos de edad Turolense-Ventiense, situados en las inmediaciones del embalse del Negratín, muestran una ligera deformación que se manifiesta por la aparición de pliegues NE-SO, de igual dirección que las fracturas reconocidas en ese sector. Esta deformación podría estar en relación con el avance del frente cabalgante de las Zonas Internas (sector de Freila), cuyo transporte se ha sugerido en 2.2.1 que era hacia el NO.

En el sector de Cerro Forruchu (este-noreste de Villanueva de las Torres), se observa una estructura anticlinal muy abierta en sedimentos de la misma edad que los anteriormente reseñados. La disposición tan amplia del pliegue impide saber con certeza las direcciones del eje y de los esfuerzos.

3.2.5. Sistemas de fractura

El conjunto de fracturas que aparece en la hoja de Cuevas del Campo, puede ser agrupado en tres tipos de fracturas. Estos tipos son los siguientes: N 130-160°E, N 40-70°E y componente N-S.

Fracturas N 130-160°E. Esta directriz, en la que se producen un buen número de fracturas, es congruente con la zona de cizalla del Corredor del Guadiana Menor. El reflejo de las mismas es muy patente en los sectores donde hay afloramientos subbéticos, en los cuales hay desplazamientos significativos de capas o choques evidentes entre materiales de distinta litología (inmediaciones del río Alicún).

Estas fracturas son menos visibles sobre materiales continentales del relleno de la Cuenca de Guadix, deducidas a partir de lineamientos en fotografía aérea. Estos lineamientos, en la mayoría de los casos, se han comprobado en campo y se manifiestan como zonas de abundantes fracturas o intenso diaclasado (sector al sureste de Cuevas del Campo).

Fracturas N 40-70°E. Esta componente direccional es la que muestran, en la mayoría de los casos, los frentes cabalgantes de las zonas Externas e Internas (directrices de los ríos Fardes y Alicún).

Fracturas de este tipo se han reconocido en el Mencal y al norte de éste, sobre relieves

subbéticos. También se observan sobre materiales del Mioceno y Plioceno en las inmediaciones del Negratín y al oeste de Villanueva de las Torres.

Fracturas de componente N-S. Este sistema de fracturas debe estar en relación con el proceso compresivo, entre las Cordilleras Béticas y la Meseta Ibérica.

Fracturas que pueden asociarse a este grupo, se reconocen en las inmediaciones del río Guadahortuna (sobre materiales subbéticos), y al norte de Dehesas de Guadix en materiales del Mioceno superior. Esta directriz es la que tiene el río Guadiana Menor en el centro de la hoja.

3.3. CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN

En la evolución tectónica 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 Mioceno inferior) y un segundo periodo que comenzó hacia el Mioceno inferior - medio y que en la actualidad perdura.

La casi omnipresencia, en el ámbito de la hoja, de sedimentos de edad comprendida entre Mioceno inferior-medio y Plio-cuaternario, supone que la cronología de la deformación ha de ordenarse a partir del Mioceno medio, puesto que los posibles rasgos de deformaciones anteriores han quedado completamente obliterados y enmascarados por eventos tectónicos posteriores.

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 las Zonas Externas (Subbético en el caso de esta hoja). Este proceso debió generar áreas deprimidas en las cuales se proyectaron los sedimentos, mediante mecanismos gravitacionales (Unidad Olistostrómica), en el ámbito de la hoja, estos depósitos debieron distribuirse preferencialmente a través del Corredor del Guadiana Menor.

Hacia el Serravaliense superior - Tortoniense inferior, el Corredor debió de actuar como un pasillo tectónico, el cual debió poner en comunicación la Cuenca del Guadalquivir con la de Guadix-Baza.

Durante el Tortoniense superior dos aspectos destacan, desde el punto de vista neotectónico. De una parte, se evidencia una inestabilidad en la cuenca durante la sedimentación, que ha quedado registrada por estructuras de deformación sinsedimentaria en el seno de los estratos, como son: brechas intraformacionales, slumping, debritas, etc. Todos estos rasgos pueden ser observados en las inmediaciones de Alicún de Ortega y la Reserva Natural del I.A.R.A., denominada Coto Cherrín. De otra parte, existen dos estructuras de plegamiento, una sinclinal y otra anticlinal, ambas situadas en Coto Cherrín.

Desde el punto de vista sedimentario, hay que destacar que la cuenca tortoniense se hace

progresivamente más profunda hacia el ONO, en la región comprendida entre el norte de Coto Cherrín y los relieves subbéticos de Alicún de Ortega.

La secuencia deposicional que se originó durante esta época, está constituida por varios sistemas sedimentarios, la disposición y la evolución de los cuales estuvo marcada por variaciones del nivel del mar y modificaciones tectónicas de los bordes de la cuenca.

La cuenca parece que estuvo comunicada por el SSE con otras cuencas interiores del Orógeno Bético (Cuenca del río Almanzora) y por el NO con la Cuenca del Guadalquivir a través del Corredor del Guadiana Menor.

A final de esta época, se produjo un nuevo desplazamiento de las Zonas Internas, que indujeron al levantamiento y emplazamiento hacia el norte de las Zonas Externas. Este proceso condicionó la elevación de la cuenca con la consecuente retirada del mar.

La individualización de la Cuenca de Guadix-Baza, como una cuenca continental, aconteció en el Turoliense superior (Zona MN 12).

Las facies reconocidas en la hoja de Cuevas del Campo, corresponden a depósitos continentales originados en medios aluviales y lacustres. La distribución de estos sistemas de depósito depende en gran medida de la proximidad o lejanía de los relieves de las zonas Interas y Externas, y del levantamiento y erosión de los mismos.

Desde el punto de vista neotectónico cabe señalar una arruga anticlinal de las inmediaciones de Villanueva de las Torres, que se manifiesta como un pliegue anticlinal suave de gran radio y dirección más probable NE.

En el Plioceno los sistemas aluviales procedentes de los relieves de las Zonas Internas, al sur, y de las Zonas Externas, al norte y oeste, se desplazaron hacia el centro de la cuenca y hacia el NE, e indujeron a los sistemas lacustres a migrar en el mismo sentido. Esto refleja el fuerte control que sobre la sedimentación ejercieron, especialmente las Zonas Internas, que con toda probabilidad se encontraban en proceso de surrección.

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 tendieran a la somerización y desecación.

Las oscilaciones climáticas del Pleistoceno incidieron directamente en el tipo de sedimentación en la cuenca. Las extensas áreas lacustres instaladas en la época anterior, en esta 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. Los procesos tectónicos no repercutieron de forma apreciable en la sedimentación, al contrario de lo que ocurrió con los procesos climáticos.

Durante el Holoceno tuvo lugar el encajamiento de la red fluvial. La incisión lineal de la red

principal de drenaje, probablemente haya tenido un control estructural (ríos: Guadiana Menor, Fardes, Alicún y Guadahortuna), sin embargo no hay evidencias de rasgos neotectónicos presumiblemente debido a la fuerte tasa erosiva existente.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La hoja de Cuevas del Campo se sitúa, desde el punto de vista geográfico, en el sector central de la comarca natural conocida como La Hoya de Guadix-Baza. Este sector de la Depresión se halla limitado al norte por las estribaciones más suroccidentales de las sierras de Cazorla y Segura (sierras de Quesada, del Pozo y de Castril) y, al sur, por la Sierra de Baza.

La hoja presenta una topografía poco compleja, con un relieve de altiplano sinuoso caracterizado por una amplitud altimétrica comprendida entre los 518 y los 1.447 m.s.n.m., con altitudes medias que oscilan entre los 600 y los 900 m.s.n.m. Prácticamente en la totalidad de la hoja las pendientes oscilan entre el 0 y el 15%, salvo en las zonas de *“bad-land”*.

La principal altura la conforma el pico denominado el Mencal, en el mismo ángulo suroccidental de la hoja, con 1.447 m.s.n.m., y la mínima se origina en el sector norte, en el cauce del río Guadiana Menor, a su salida de la hoja por el límite septentrional de la misma, en el paraje conocido como Soto de los Cardos, con 518 m.s.n.m. La cota media del nivel de base de la red fluvial principal se sitúa en torno a los 650 m.s.n.m., cota que coincide con la del embalse del Negratín, situado en el sector centro oriental de la hoja.

Las demás alturas sobresalientes se sitúan en torno a los 1.000 m: La Serreta (1.136) en el sector suroccidental, el Cerro de Alicún (1.070), los vértices de Ortigas (926), Media Fanega (959) y el Tomillar (1.004), en el área noroccidental, y los de Capallón (950) y el Puntal (1.052) en la esquina suroriental. Buena parte de ellos conforman relieves aislados (*“inselberg”*), que destacan del área superior peneplanizada (glacis de cobertera) que se hunde suavemente hacia el centro de la hoja, y todas se sitúan en las áreas más externas de la hoja, quedando, así, conformado un relieve en forma de *“hoya”*.

Los restos más extensos de esta antigua superficie de colmatación peneplanizada, se sitúan en el cuadrante nororiental y conforman una gran planicie situada a unos 830 m de altitud. Esta superficie adquiere menor extensión en otros sectores de la hoja.

Desde el punto de vista hidrográfico la hoja se sitúa en el sector más oriental de la Cuenca del Guadalquivir, y, dentro de ella, en la subcuenca del Guadiana Menor, cauce principal que atraviesa la hoja de oeste a este hasta su centro, donde inflexiona 90° y toma dirección norte, hacia el Guadalquivir.

Al norte de Freila, el Guadiana Menor es represado, y confluyen al embalse las aguas del río Guadalentín, que cruza el vértice nororiental de la hoja.

Aguas abajo de la presa del embalse del Negratín, en el Guadiana Menor desembocan el río Fardes, aproximadamente en el centro mismo de la hoja, y, unos 2 Km aguas abajo, el

Guadahortuna o Alicún. Ambos recogen las aguas del sector suroccidental y noroccidental de la hoja, respectivamente.

Se conforma, así, una red de drenaje radial centrípeta que confluye en el Guadiana Menor, hacia el centro geográfico de la hoja. Este río actúa como colector principal y desagua a través del cauce que, en dirección norte, se dirige al río Guadalquivir con una suave pendiente. Sus afluentes, con cauces de 4º orden o superior, conforman una tupida red de ramblas y arroyos, de morfología intensamente acarvacada, que modelan el paisaje de "bad-lands" tan característico de este territorio. Todos estos cauces son de carácter intermitente, presentan un régimen típico de rambla en la cual los aportes son eventuales y se producen cuando hay lluvias torrenciales.

El índice de aridez anual de DE MARTONNE arroja un valor de 11'3, por lo que la zona corresponde al dominio climático semiárido. En suma, se trata de un clima de marcada continentalidad, cálido y muy seco en verano y un invierno muy frío, con heladas que se extienden durante todo el otoño e invierno. Las escasas lluvias se producen durante primavera, muy concentradas y en pocos días, por lo que adquieren un carácter violento y torrencial. Todo ello define un clima riguroso y extremado, típico de altiplanicie continental con rasgos marcados de aridez.

Al mismo tiempo, la hoja se caracteriza por la casi inexistencia de cobertura edáfica, quedando ésta reducida a manchas de suelos con muy escasa evolución y poco o nada desarrollados.

En conjunto, los suelos predominantes sobre la hoja son los regosoles calcáreos, los cambisoles cálcicos y los fluvisoles. Los primeros, suelos de muy escaso desarrollo, se localizan sobre margas, margas con yesos, derrubios, arenas, etc. Los segundos se asocian a los regosoles y están más desarrollados sobre las planicies superiores encostradas, adquiriendo un cierto desarrollo que propicia su cultivo en áreas de secano. Los fluvisoles, por último, se asocian a los depósitos aluviales actuales o subactuales, coincidiendo con las zonas de huerta.

Desde el punto de vista del paisaje vegetal hay que señalar la escasa cobertura de la vegetación, mayoritariamente correspondiente a tomillares y espartizales, así como vegetación de carácter *gypsófilo*. Tan sólo escasos pinares de repoblación, almendro y olivo, en secano, y frutales de huerta constituyen la vegetación de porte arbóreo en todo el territorio.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio Morfoestructural

En líneas generales los materiales de edad pre-Serravaliense constituyen el zócalo de la cuenca, aflorante a modo de isleos y básicamente constituidos por las unidades Olitostromica y Tectónica (Aquitaniense-Serravaliense) y rocas carbonatadas de edad Mesozoico. Sobre este sustrato se dispone un conjunto de carácter marino-continental, que conforma el relleno de la Depresión; está constituido básicamente por sedimentos detríticos (conglomerados, arenas, limos y arcillas), con episodios carbonatados lacustres hacia el techo de la serie. Este conjunto de materiales, suele estar en posición más o menos horizontal, aunque en ocasiones

se encuentra ligeramente deformado. El sector con más deformación, está situado en las inmediaciones del río Fardes, donde los buzamientos alcanzan los 50-60°.

Aún así, en líneas generales, el reflejo de la tectónica sobre los materiales recientes del relleno de la cuenca no es demasiado evidente, de una parte debido al carácter plástico de los materiales de cobertera, y de otra por el recubrimiento de los depósitos de vertientes que tapizan los contactos con el sustrato.

Las formas de carácter estructural se asocian con escarpes estructurales en sedimentos horizontales o subhorizontales, líneas de capas en los isleos aflorantes de sustrato, sobre todo en las unidades Olistostrómica, Tectónica y Mesozoica, así como en las fracturas y pliegues existentes (antiformas y sinformas).

En líneas generales es posible diferenciar en todo este conjunto cuatro subunidades morfoestructurales:

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

Los relieves aislados son unas veces prolongación del sustrato de la propia cuenca, como ocurre en el borde suroriental (prolongación de los materiales carbonatados de los Alpujárrides, o en el suroccidental, prolongación de los materiales de los Montes Orientales.

En otras ocasiones emergen más reducidamente a modo de “inselbergs” sobre el relleno de la Depresión, conformando relieves de entidad menor, tanto en cota como en superficie de afloramiento.

La planicie superior domina el tercio occidental de la hoja y consiste en la superficie conformada por el glacis de colmatación de la cuenca. Está enraizada fuera de la hoja en la Sierra de Pozo Alcón, al norte, y en la Sierra de Baza al sur. Esta planicie presenta buzamientos convergentes hacia el centro de la hoja, en el embalse del Negratín, y pendientes máximas de 2 a 5°. La superficie sobre la que se sitúa Cuevas del Campo aparece claramente flexurada, originando buzamientos locales de dirección E y O. Esta superficie, en general, se conserva debido a su encostramiento generalizado, aunque aparece ya disectada en algunos sectores por la red de drenaje, que evoluciona, por erosión remontante, hacia el enraizamiento de la superficie con las sierras. La cota media de esta superficie oscila alrededor de los 830 m en el sector nororiental y alrededor de los 970 m en el suroriental, con ligeros basculamientos de bloques.

Las vertientes se conforman entre esta planicie superior y el nivel de base actual de la red de drenaje. El control litológico sobre la morfología es absoluto, en el cual el paisaje dominante es de carácter erosivo. Este paisaje caracterizado por un modelado acarcavado de tipo “*bad-lands*”, permite diferenciar dos subsectores perfectamente definidos por el grado de acarcavamiento:

- El sector más intensamente acarcavado se sitúa en la parte centro meridional de la hoja, entre su límite sur y los cauces de los ríos Fardes y Guadiana Menor, sobre una litología dominada por margas blancas y alternancia de margas y arenas (Turolense).

- En el resto de la hoja, el grado de acarcavamiento es ligeramente menor, aunque muy patente. Son frecuentes, también, los fenómenos de deslizamientos en masa y subfusión (“piping”).

En esta subunidad morfoestructural se involucran en ocasiones materiales del sustrato, pertenecientes básicamente a la Unidad Olitostromica. Esta unidad tiene un comportamiento morfodinámico similar al de los materiales de relleno o de cobertera, debido a su similar naturaleza litológica.

Sobre esta subunidad aparecen restos, de muy escasa extensión por lo general, de una antigua superficie degradada que se correspondería con un glacis de 2ª generación. Esta superficie con una mayor inclinación que la correspondiente a la planicie superior (de 8 a 10° de buzamiento), se asociaría a un nivel de arrasamiento, en un intento de peneplanizar 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 conformado unos valles amplios, principalmente marcados en los ríos Guadiana Menor, Fardes y Alicún. Se trata de ríos de baja sinuosidad y carácter anastomado (“braided”), con un lecho actual estrecho (15-20 m), que se corresponde con el cauce de estiaje y un lecho de inundación muy amplio (1 Km de anchura). Es de señalar que este lecho de inundación llega a quedar colgado unos metros en la cabecera del río Alicún, en el sector más noroccidental de la hoja, debido probablemente a un reciente levantamiento de este sector. Sin embargo, esta superficie, que localmente podría, por su morfología, interpretarse como una terraza, enlaza lateralmente con los sedimentos de la llanura de inundación del río Fardes.

Hacia estos amplios valles, donde descarga longitudinalmente el sedimento de la cuenca, confluyen un sinfín de cauces con típica morfología de rambla. La intersección se realiza mediante pequeños conos aluviales, conos de deyección, cuya coalescencia da lugar a una superficie paralela al cauce del río principal. Estos conos aluviales tienen una extensión considerable y a veces, conforman una superficie parecida a la de un glacis de tercera generación. Estos depósitos enlazarían las vertientes con el valle actual, y tenderían a desarrollarse al actuar estos cauces con un gran inercia remontante, intentando suavizar el relieve de la vertiente.

Es de destacar la no existencia de un sistema de terrazas. Sólo es visible un nivel antiguo colgado de escasísimo desarrollo en el Guadiana Menor, aguas abajo de la presa del embalse del Negratín.

4.2.2. Estudio del Modelado

Con independencia de los elementos de carácter antrópico, las formas presentes en el modelado de la hoja pertenecen a tres claros dominios morfogenéticos, el fluvial, el de laderas o vertientes y el mixto o poligénico.

Laderas

Se han diferenciado dos procesos básicos: los coluviones, que orlan los relieves aislados emergentes y las prolongaciones de las estribaciones de sierras que entran en la hoja, que se esparcen sobre la planicie superior o las vertientes; y los procesos de deslizamientos en masa, que son bien patentes en el valle del río Fardes y Arroyo de Gor, afectan tanto a materiales de relleno como al sustrato margoso, involucrado en la dinámica de vertientes.

Fluviales

El dominio morfogenético fluvial es, sin duda, el que proporciona más diversificación en el modelado. La naturaleza litológica de la mayor parte de los materiales, muy blanda, hace que estos sean muy receptivos a este tipo de modelado.

Las formas exógenas denudativas se manifiestan, sobre todo, por un marcado carácter incisivo lineal de la red de drenaje tributaria. Morfológicamente es una sucesión de agudas crestas y aristas, que conforman los interfluvios y las cabeceras de las carcavas, originando un micromodelado acaravado muy intenso ("*bad-lands*").

En la red principal, y siempre asociada a la dinámica fluvial actual, se conforman cauces amplios con fondo en artesa. Estos cauces sólo se estrangulan en pequeñas gargantas, allí donde hay bloques de sustrato de naturaleza compacta (calizas).

Por lo que a las formas acumulativas se refiere, están básicamente representadas en los cauces principales y en los fondos de rambla. En los primeros tienen lugar los depósitos de llanura de inundación, asociados al cauce activo y los abanicos aluviales (pequeños conos de deyección) que la alimentan, a través de la densa red de cauces tributarios que inciden sobre ella ortogonalmente.

No se ha jerarquizado un sistema activo de terrazas, aunque si es visible, sin embargo, un reducido nivel colgado de terraza (+ 3 - 4 m). Está situado en el río Guadiana Menor 4 Km aguas abajo de la Presa del Negratín, es poco representativo y no tiene equivalencia en ningún otro punto de la red dentro de la hoja.

Es de destacar la existencia de excelentes ejemplos de fenómenos de subfusión o "*piping*", en los márgenes del río Alicún, aunque igualmente son visibles en casi toda la superficie de la hoja en otros ríos. Se trata de un proceso de pérdida de suelo a través de conductos con morfología tubular y boca en forma de embudo. Este proceso se origina en materiales de alta dispersabilidad y juega un papel importante en el retroceso de cabeceras de barrancos y en la ampliación lateral de los mismos. En superficie se refleja una morfología de tipo "*dolinar*" con abundante profusión de "*falsas dolinas*" en embudo, con diámetros de orden métrico.

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. Este valor indica una tasa moderada (FOURNIER, 1.960), en contra de lo que aparentemente cabría esperar de la impresión visual. Estos mismos autores deciden interpretar el dato con bastante precaución.

Es de destacar, por último, la presencia de una gran masa de travertinos, asociada a los

manantiales termales de los Baños de Alicún de las Torres. En detalle podrían diferenciarse hasta tres pequeños niveles de aterrazamiento dentro de la masa travertínica.

Poligénicas

Como formas mixtas asociadas a la acción común del sistema morfodinámico fluvial y al de vertientes (gravedad), se observa en la hoja un sistema de tres glacis escalonados.

El más antiguo de ellos (G1) se corresponde con un glacis de colmatación encostrado, asociado a la denudación de los relieves de la Sierra del Segura por el Norte y de Baza por el Sur. Está extensamente conservado, no sólo en esta hoja, sino en toda la depresión de Guadix-Baza. Morfológicamente ha sido descrito en el epígrafe anterior, ya que constituye la Planicie Superior. Genética y cronológicamente se corresponde con la superficie de depósito que colmata la cuenca, durante el relleno de tipo endorreico.

El segundo nivel de glacis (G2) está bien representado en las inmediaciones del embalse del Negratín, y en ocasiones deja restos constituidos por pequeñas superficies sobre las vertientes. Se trata de un glacis de erosión o denudación que tiende a suavizar el relieve producido como consecuencia de encajamiento rápido de la red.

El glacis más moderno se observa en relación con conos de deyección de la red actual, hacia los que evolucionan lateralmente.

En el sector nororiental de la hoja, a lo largo de la carretera que desde Cuevas del Campo se dirige a Pozo Alcón, hay dos generaciones antiguas de depósitos colgados que han sido asignados a un aluvial-coluval, y por tanto al dominio poligénico, al no poder diferenciarse la componente de arrastre longitudinal (fluvial) con respecto a la lateral (gravedad). Estas dos generaciones antiguas de depósitos podrían correlacionarse con restos de las superficies de base de la red fluvial asociadas a los episodios que conforman las generaciones de glacis superiores (G1 y G2).

Es de destacar que en el caso de las dos superficies superiores no se identifican los niveles antiguos de terrazas o glacis-terrazza que, en su caso, se asociarían con los niveles de glaci correspondientes.

Otras formas de carácter poligénico se corresponden con los "inselbergs" que truncan el glacis superior y que constituyen afloramientos re trabajados del sustrato de la cuenca, generalmente de naturaleza carbonatada.

4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Con independencia de los depósitos correspondientes al glacis de colmatación e (G1), y los asociados al aparato fluvial actual, el resto de las formaciones superficiales están escasamente desarrollados.

El glacis de cobertera e (G1) está relacionado con aparatos aluviales coalescentes, observándose canales conglomeráticos y arcillas y limos de inundación de tonos grises o rojizos. La potencia

total oscila de 1 a 8-10 m y se encuentra intensamente encostrado por procesos de carácter diagenético. Esta costra llega a alcanzar casi el metro de potencia, con niveles de carbonatos laminados y pulverulentos.

Los glaciares **f** (G2) y **g** (G3) son básicamente erosivos, conservan una delgada capa de sedimentos, están poco evolucionados de las propias laderas sobre los que se sitúan y no aparecen encostrados.

Asociados a G1 y G2, se han identificado unos depósitos clasificados como aluviales-coluviales, que aparecen colgados, consistentes en arcillas y limos, en ocasiones con cantos, de color pardo rojizo.

Relacionados con el aparato fluvial actual se identifican los depósitos de rambla, básicamente de naturaleza limo-arenosa con cantos, los de llanura de inundación de los cauces principales y los conos de deyección asociados a la red tributaria de los anteriores.

Se han identificado, como formaciones superficiales los coluviones que rodean, a modo de "pie de monte", los relieves de sierra y los "inselberg"; litológicamente, están constituidos por cantos subangulosos y escasa matriz. También se han separado aluviales-coluviales en los que ha sido imposible diferenciar si el depósito es longitudinal o lateral por gravedad; son escasamente potentes y de naturaleza limo-arcillosa.

4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

Los principales eventos que tuvieron lugar con anterioridad a la colmatación de la cuenca, momento de partida utilizado para describir su posterior evolución dinámica, son los siguientes:

- Hasta el Tortonense superior la cuenca fue de carácter netamente marino. Los reajustes tectónicos que suceden durante periodos posteriores, generaron una continentalización de la Cuenca de Guadix-Baza hacia el Turoliense terminal. Dicha continentalización se produjo en una cuenca con una morfología irregular, los movimientos de grandes bloques de sustrato condicionaron en gran manera la distribución y espesor de los sedimentos.

- A partir de ese momento, y hasta el Pleistoceno terminal-Holoceno basal la cuenca pasó a tener un marcado carácter endorreico. En el marco de la hoja, es posible observar como una serie de abanicos aluviales con progradaciones de componentes principales norte y sur la colmatan, dejando episodios lacustres en diversos puntos de la misma.

- A partir de ese momento, muy probablemente, se inició el cambio de dirección del drenaje en la cuenca, de la vertiente mediterránea a la atlántica canalizada hacia el río Guadalquivir. VISERAS y FERNÁNDEZ (1992), analizan la evolución fluvial de la cuenca de Guadix-Baza, e indican que en el Holoceno, los ríos Guadiana Menor y su tributario el Fardes, tienen un drenaje opuesto hasta la confluencia de ambos (el primero hacia el SO y el segundo hacia el NE). A partir de la confluencia, el drenaje es al norte en dirección al río Guadalquivir.

A partir, pues, de la colmatación de la cuenca, y probablemente tras un período de estabilidad

tectónica, se inició el encajamiento de la red de drenaje, ya de componente atlántica. Se modeló la denominada planicie superior G1 (glacis de colmatación + glacis de erosión), que fue posteriormente encostrada por procesos de carácter diagenético y pedogenético. Este período se situó muy probablemente hacia la parte terminal del Pleistoceno Superior o basal del Holoceno.

La incipiente red de drenaje atlántica se vio forzada a descender rápidamente su nivel de base, probablemente como consecuencia de la actividad tectónica que no cesa; actividad que produjo también basculamientos de bloques que afectaron a la superficie G1 en los bordes de la cuenca. Este rápido encajamiento condicionó la ausencia de depósitos claramente fluviales (aluviales o terrazas), asociados morfogénicamente al glacis G1. Sí se observan, no obstante, restos de fondos de valle (n) en cauces colgados (norte de Cuevas del Campo), que podrían estar en relación con un primer episodio de terrazas (T1). Estos restos de cauces colgados son muy escasos a nivel de toda la cuenca, que conservó extensas superficies inalteradas de la superficie G1.

En un episodio de aterrazamiento sucesivo (T2), se reproduciría una secuencia similar de eventos. La red, encajada ya sobre la disposición que ocupaba en el período T1, continuó su actividad, y con ella un nuevo episodio erosivo general a nivel de cuenca. Este episodio que peneplanizaría las escasamente modeladas vertientes generadas por debajo del nivel G1, generó, así, una nueva superficie erosiva G2 (f), cuyos restos son aún manifiestos. El tiempo de duración del T2 es corto, y no propició el desarrollo del sistema fluvial, por lo que tampoco dejó depósitos (terrazas) asociados a la superficie G2. Sin embargo, existen también restos de fondos de valle colgados (i), en una posición intermedia entre los citados anteriormente, y el sistema fluvial actual.

El pulso tectónico que posibilitó el tercer episodio T3, llevó la red hasta el nivel de base actual. Este proceso generó una rápida incisión de la red fluvial y modificó dos superficies anteriores (G1 y G2). En efecto la superficie G1 muestra un basculamiento según la dirección N-S, que provocó la inflexión de la superficie G1 hacia el oeste y hacia el este. Esta dirección N-S coincide con la directriz del encajamiento del río Guadiana Menor hacia su salida por el norte de la hoja.

Otra evidencia del rápido y reciente encajamiento de la red a que da lugar este episodio, es el enlace entre la red tributaria y los cauces principales. La red tributaria permanece aún colgada unos metros en aquellos puntos donde, por su litología, aún no ha dado tiempo a remodelarse. En los materiales de litología marga-arcillosa dicha conexión queda fosilizada por pequeños conos de deyección.

El aparato fluvial actual no ha generado, por el momento, un sistema de terrazas generalizado.

Las condiciones, tanto litológicas como climáticas, han favorecido un intenso proceso de acarreamiento mediante una densa red de drenaje, conformando, así, un espectacular paisaje de "bad-lands". La incisión lineal, los espectaculares fenómenos de "piping" observables e incluso, los deslizamientos en masa, son los mecanismos que controlan el proceso de pérdida de suelo y el manifiesto proceso de erosión remontante de la red de cárcavas.

El paisaje de “bad-lands” en la Cuenca de Guadix ha sido estudiado por WISE et al. (en DIVERSOS AUTORES, 1.982), quienes concluyen lo siguiente:

- Las tasas de pérdida de suelo calculadas, son 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 geoarqueológico de yacimientos, entre otros el de el Culantrillo, próximo a la localidad de Gor, inmediatamente al sur del límite meridional de la hoja, 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 puede ser determinante a la hora de explicar esta fenomenología erosiva, y no sólo los factores litológico y climático.

A tenor de todo lo expuesto, es razonable proponer que los procesos morfogenéticos que han condicionado la actual fisonomía del paisaje de la hoja, sean extraordinariamente recientes, y que el período T1 sea incluso de edad Holoceno y no Pleistoceno terminal.

4.5. TENDENCIAS

La prolongación del período resistásico actual debe manifestarse en una prolongada continuación del fenómeno erosivo y de pérdida de suelo, principal agente morfodinámico actual. Una de las causas, quizás local, es la intervención humana mediante la destrucción de la cobertera edafo-vegetal autóctona, con intentos de repoblación poco apropiados, abandono de las prácticas agrícolas de conservación de suelos y obras infraestructurales de carácter lineal con muy escasa integración medioambiental. Todo esto ha favorecido para que la dinámica de laderas, alteraciones en las características hidrodinámicas de la red, etc., sean los factores que contribuyen a ello.

Por otro lado, es manifiesta la reestructuración del aparato fluvial actual en un incipiente sistema de terrazas. Asociado a este proceso, y también de modo incipiente, se desarrolla un tercer nivel de peneplanización (G3), expresión formal de la búsqueda de unas mayores condiciones de estabilidad de la densísima red de cárcavas, que evoluciona para ello por erosión remontante, y favorecida también por los procesos de “piping” o subfusión, muy patentes.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante la evolución alpina de las Cordilleras Béticas, en el Mioceno inferior a medio, se produjo un desplazamiento de mantos tectónicos hacia el norte. El apilamiento de estos mantos junto con la flexura del basamento, dió origen a un conjunto de cuencas neógenas en régimen compresivo, como la del Guadalquivir y otras en régimen extensional, en la parte interna del Orogénesis Bético, como la cuenca de Guadix-Baza.

La hoja de Cuevas del Campo se inscribe en la Cuenca de Guadix-Baza. En el extremo

occidental de esta hoja aparecen materiales muy deformados pertenecientes a las Zonas Externas, mientras que en el ángulo suroriental los materiales corresponden a las Zonas Internas. La intensa deformación que estos dominios paleogeográficos presentan, en los cuales la mayoría de unidades están desarticuladas y desplazadas de su posición original, probablemente muchos kilómetros, y el apilamiento posterior al que han sido sometidos por etapas tectónicas sucesivas, impide hacer una reconstrucción paleogeográfica fiable de su medio de depósito.

Sin embargo, por datos regionales se conoce que el Jurásico se implantó en un régimen marino, representado por una extensa y somera plataforma carbonatada muy constante durante el Lías inferior. En el Lías medio se generaron áreas más deprimidas de carácter pelágico.

En el *Dogger-Malm* se produjo una ruptura generalizada a partir de la cual, en el Subbético Medio comenzó una importante subsidencia, que se vio acentuada, merced a fracturas de tipo transcurrente y distensivo, que facilitaron la salida de rocas ígneas.

En el Cretácico se homogeneizó la sedimentación con facies pelágicas.

Al inicio del Paleógeno la sedimentación fue pelágica, pero ya incorpora de modo paulatino lechos turbidíticos. En el Oligoceno superior se muestran ya claramente las deformaciones Alpinas, con la incorporación de materiales mesozoicos en intervalos olistostrómicos.

En el Mioceno inferior-medio las Cordilleras Béticas en clara situación de levantamiento, con la creación de relieves desde mediados del Burdigaliense (Paroxismo Burdigaliense, HERMES, 1.985), provocaría la formación de cuñas tectónicas y sedimentos asociados que dieron origen a la Unidad Tectónica y a la Unidad Olistostrómica.

La Unidad Tectónica Compleja probablemente se formó en los frentes cabalgantes y zonas de cizalla, situados entre relieves subbéticos, que en la hoja estarían representados: al norte del Mencil, al este de la Serreta y al sur y noreste de Alicún de Ortega. También se formó en el Corredor del Guadiana Menor. Esta unidad, constituida esencialmente por cuñas y láminas tectónicas de diversa naturaleza y edad, debió generarse por apilamiento e imbricación, a partir del emplazamiento de unidades mesozoicas y terciarias.

En áreas donde los efectos tectónicos producían zonas distensivas, los elementos clásticos procedentes del desmantelamiento de unidades subbéticas o en algunos casos procedentes de la propia fragmentación de la Unidad Tectónica, se depositaron mediante mecanismos gravitacionales. Estas áreas podrían ser coincidentes con el Corredor del Guadiana Menor (sector norte de la hoja). En diversas cuencas alpinas, al norte 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., 1.987 y RICCI LUCCHI, 1.986).

El escaso registro sedimentario que hay en la hoja perteneciente al Serravalliense superior - Tortoniense inferior y la mala calidad de afloramientos, impide conocer cual fue el medio

sedimentario en este periodo de tiempo. Sin embargo, la presencia de calizas de algas y calcarenitas discordantes sobre la Unidad Tectónica Compleja (al este de Picacho Alto y Coto Cherrín), sugiere un medio de plataforma somera. Al mismo tiempo, en la parte norte de este sector las facies dominantes corresponden a materiales terrígenos con ligeras pasadas evaporíticas, que podrían estar en relación con una sedimentación litoral restringida.

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 los sectores de Alicún de Ortega y Dehesas de Guadix.

En el sector de Coto Cherrín la polaridad de facies de plataforma y de talud, indica una profundización hacia el oeste (al norte de Alicún de Ortega). En el sector comprendido entre Alicún de Ortega y Dehesas de Guadix, los sedimentos del Tortoniense superior, que orlan los relieves subbéticos, representarían la plataforma marginal adyacente a dichos relieves, con fuerte entrada de terrígenos de relieves próximos. En el sector de Cerro la Lancha, se ve como la sedimentación marina termina con facies de arrecifes parcialmente destruidos, que preconizan un descenso relativo del nivel del mar y el comienzo de la continentalización de la cuenca.

La existencia de discordancias internas y estructuras de deformación sinsedimentaria, especialmente en sectores próximos al sustrato de estos sedimentos, sugieren movimientos tectónicos concomitantes con la sedimentación. Estos movimientos presumiblemente preconicen, la caída definitiva del nivel del mar en el Tortoniense superior y el comienzo de la continentalización de la cuenca.

En el Turolense superior-Ventiense la cuenca es continental y en el borde occidental de la misma (oeste Villanueva de las Torres), se desarrolló un importante abanico aluvial. Este abanico conectó distalmente hacia el este, con amplias llanuras lutíticas, que estuvieron parcialmente ocupadas por lagos efímeros, dentro de los cuales se depositaron evaporitas.

En el Plioceno y Pleistoceno el borde occidental de la cuenca sigue suministrando materiales a la misma, pero la fuerte invasión de sedimentos, durante este periodo, proviene de la denudación de las Zonas Internas. El borde meridional de la hoja está ocupado por complejos sistemas aluviales, que conectarían distalmente con llanuras lutíticas (vertiente norte del embalse del Negratín) y con áreas ocupadas por lagos (sector de Cuevas del Campo). En el borde septentrional de la hoja, durante este tiempo, también se nota la influencia de abanicos aluviales procedentes de los relieves prebéticos septentrionales (hoja de Pozo Alcón). En las zonas más protegidas de la cuenca, probablemente asociadas con altos estructurales donde la fuerte sedimentación terrígena no llegaba, continuó la sedimentación lacustre (sectores de Baños de Alicún y sureste de Freila).

Una vez finalizada la sedimentación de las formaciones de Guadix y de Gorafe - Huélago, la Cuenca de Guadix se colmata, formándose un sistema de abanicos y glaciares. Estos sistemas forman una unidad con significado morfológico, conocida como "nivel de colmatación", con la que termina el relleno endorreico de la cuenca. La colmatación se produce a una altitud aproximada de 1.000 m.s.n.m., lo que supone una manifiesta situación de inestabilidad

erosiva. El resultado de esta situación es el inicio de la dinámica exorreica, siendo la superficie de la cuenca (y relieves circundantes) capturada por la red de drenaje del río Guadalquivir. Así comienza la erosión y evacuación, durante el Holoceno, de los depósitos de la cuenca, mediante repetidas fases de formación de valles por incisión fluvial y de relleno de los mismos por glaciares de vertiente y terrazas. Los tres sistemas de glaciares que se observan, indicarían la existencia, al menos, de tres fases principales (de intensidad acentuada) de evacuación ligadas a la dinámica exorreica de la cuenca.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

6.1.1. Climatología

Esta hoja se ubica a sotavento de Sierra Magina y otras elevaciones menores del sureste de Jaén, región donde descargan los frentes procedentes de las borrascas atlánticas. Es por ello que las precipitaciones que se registran son de baja cuantía y con un claro gradiente negativo hacia el sureste.

La isoyeta de 400 mm/año cruza el ángulo noroccidental de la hoja, mientras que la de 300 mm/año la cruza de NE a SO por el embalse del Negratín.

El régimen pluviométrico es propio de la vertiente atlántica andaluza, pero con una fuerte influencia mediterránea, que se traduce en escasas precipitaciones durante el otoño, pero con importantes tormentas.

La climatología de esta hoja, de acuerdo a los datos de la Estación de Freila, se caracteriza por presentar una temperatura media mensual de 15,3°C, correspondiendo la mínima al mes de Enero, con 7,8°C, y la máxima al de Agosto, con 24,3°C. La temperatura media estacional es de 8,3°C para invierno, 13,7°C para primavera, 23,0°C para verano y 16,3°C para otoño. La precipitación media anual es de 286 mm, correspondiendo el máximo valor mensual a Abril, con 42,4 mm, y el mínimo a Julio, con 5,6 mm. Estacionalmente los valores corresponden a 88,8 mm para invierno, 100,3 mm para primavera, 22,0 mm para verano y 74,9 mm para otoño.

La evapotranspiración potencial media es de 800,6 mm, con valores mínimos mensuales de 16,5 mm en Enero, máximas de 145,9 mm en Julio y estacionalmente de 54,3 mm, 164,1 mm, 394,5 mm y 187,6 mm para invierno, primavera, verano y otoño, respectivamente. El período seco alcanza 5,5 meses, desde mediados de Mayo a Noviembre.

6.1.2. Hidrología Superficial

La totalidad de la hoja se ubica en la subcuenca del Guadiana Menor, principal afluente de la cabecera del río Guadalquivir en su cabecera por la margen izquierda.

Los ríos Guadiana Menor, Fardes, Guadahortuna y Guadalentín son de escorrentía permanente,

pero el Fardes y el Guadahortuna son derivados por varios azudes y acequias para el regadío, lo que contribuye a que eventualmente los cauces quedan secos durante los meses de verano.

El río Guadiana Menor se encuentra regulado por el embalse del Negratín, de 546 hm³ de capacidad, con una superficie de almacenamiento de 2.170 has; lo que cuenta con una aportación media natural de 321 hm³/año. Fuera de esta hoja y en las cabeceras de los ríos Guadalentín y Fardes, se encuentran los embalses de la Bolera y Peñón de los Gitanos, este último en periodo de construcción, por lo que las escorrentías que se registran aguas abajo se encuentran reguladas.

6.1.3. Características Hidrogeológicas

En función de la capacidad de transmitir y almacenar agua en el seno de las rocas, éstas se clasifican en permeables e impermeables, existiendo un grupo intermedio denominado semipermeables. Según esta clasificación las rocas de interés hidrogeológico (permeables) en la hoja de Cuevas del Campo, corresponden a las dolomías y calizas mesozoicas, conglomerados pliocuaternarios de la Depresión de Guadix-Baza y las gravas y arenas aluviales ligadas a los principales cursos fluviales. Las dos primeras deben su permeabilidad a procesos de fracturación y disolución cárstica, mientras que las restantes lo deben a la porosidad intergranular.

En el cuadro adjunto se indican las características de los principales puntos de agua existentes en la hoja.

CODIGO ITGE	M=manantial S=sondeo	DENOMINACION	CAUDAL (l/s)	COTA m.s.n.m.	PROF. OBRA (m)	PROF. n.p. (m)	ACUIFERO
213930001	M	Fte. de los pozos	50	780	-	-	Detrítico de Pozo Alcón
213980012	S	Abast. Frailes	?	850	140	?	Sierra de Baza
213970011	M	Ftes. de Bacor	54	645	-	-	Gorafe-Bacor
213950001	M	Balneario Alicún	80	800	-	-	Mencal
213920002	S	Abast. Dehesas	20	660	39	3	Aluvial
213980003	M	Rasmal	14	860	-	-	Sierra de Baza

Cuadro 1.- Inventario de puntos de agua de la hoja de Cuevas del Campo (971).

6.1.3.1. Unidad de la Sierra de Baza

Corresponde a la Unidad hidrogeológica 05.11 definida en el catálogo de unidades de la España Peninsular e Islas Baleares realizado por el I.T.G.E. y la D.G.O.H.

Está formado por los afloramientos de dolomías triásicas pertenecientes al dominio Alpujárride, que se localizan en el borde surenoriental de la hoja. Se extiende ampliamente hacia el este en una superficie de 272 Km².

La zona de recarga general del acuífero se localiza en las elevaciones de la sierra de Baza, mientras que las descargas se sitúan hacia el norte, en las proximidades de Baza y Zújar, a

las cotas 900 y 860 m respectivamente. En las proximidades de Freila se ubican una serie de manantiales de hasta 10 l/s de caudal, como el nº 8/3 (entre las cotas 780 y 860 m), que podrían estar relacionados con este acuífero, si bien manan en sedimentos recientes de la Depresión de Baza.

Los recursos totales se estiman en 35 Hm³/año.

6.1.3.2. *Mencal y afloramientos asociados*

Corresponde a la Unidad hidrogeológica 05.11 definida en el catálogo de unidades de la España Peninsular e Islas Baleares realizado por el I.T.G.E. y la D.G.O.H.

Bajo esta denominación se reúnen los afloramientos aislados de calizas y dolomías liásicas del Subbético que se ubican en el tercio occidental de la hoja, con una extensión global de unos 25 km².

Las aguas de la Unidad son de facies bicarbonatada-sulfatada cálcica en el borde nororiental, con contenidos salinos comprendidos entre 530 y 670 mg/l, mientras que en el sector próximo a Zújar, los sondeos surgentes presentan una facies bicarbonatada-sulfatada magnésico-cálcica, con un contenido en sólidos disueltos, entorno a 500 mg/l.

El macizo de El Mencal se interpreta como un afloramiento parautóctono, que enraizaría bajo los afloramientos margosos que lo rodean, mientras que el resto de enclaves permeables, concretamente los de Serreta, Peña del Fraile, Cerro Cocones y Cerro Alicún, serían alóctonos y en su mayor parte se encuentran incrustados sobre un sustrato impermeable.

Los únicos puntos de agua significativos que se asocian a este conjunto, corresponden a los manantiales termales de los Baños de Alicún de las Torres (nº inventario 5/1) y a la Fuente de Alicún de Ortega (nº 1/4), con caudales de 80 y 3 l/s respectivamente. Los primeros corresponden a un grupo de surgencias situadas en el borde oriental del Cerro de la Raja (cotas 740 y 800 m), uno de los cuales se encuentra captado para su uso hidroterápico. El agua es de facies sulfatada cálcica magnésica con 1.700 mg/l de salinidad y una temperatura de surgencia de 34° C. La fuente de Alicún de Ortega se ubica a la cota 800 m en el punto de menor cota del afloramiento del vértice Cerro. El resto de afloramientos permeables no tienen manantiales significativos directamente asociados.

Los recursos hídricos propios de casi todo el conjunto se han estimado en 5 hm³/año. La unidad podría estar relacionada con una recarga profunda procedente de los carbonatos alpujárrides de la Sierra de Baza.

La temperatura calculada por geotermómetros, es de 40-54° C, lo cual significa, considerando un gradiente de 3°C/100 m y temperatura media atmosférica de 15° C, una circulación hídrica a 800-1.300 m de profundidad.

6.1.3.3. *Acuífero Detrítico de Pozo Alcón*

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

En su conjunto presenta una extensión superior a 100 km², de los que cerca de 45 km² se encuentran en la hoja de Cuevas del Campo. En este afloramiento se observa un paso gradual de facies detríticas a otras francamente limo-margosas, que llegan a predominar en su borde meridional.

En la zona cartografiada, todo este conjunto se encuentra colgado sobre materiales de baja permeabilidad, a excepción del borde norte donde hay continuidad de afloramientos, hasta enlazar con la Sierra del Pozo (hoja de Pozo Alcón).

La potencia del acuífero es de 50 a 70 m en toda su extensión.

La disposición colgada del conjunto, se manifiesta por los manantiales que lo drenan y por el contacto con el impermeable de base. Tales manantiales se concentran preferentemente en las inmediaciones de Cuevas del Campo, próximos a la cota 800 m, destacando el nº 3/1 con un caudal próximo a 50 l/s.

La posición de este drenaje implica una circulación hídrica subterránea de dirección predominante norte-sur. Las salidas corresponden casi exclusivamente al drenaje por manantiales, ya que apenas si existen pozos y sondeos que extraigan agua; tal volumen puede aproximarse a 2 Hm³/año.

6.1.3.4. Detrítico de Gorafe-Bácor

Comprende el sistema de abanicos aluviales pliocuaternarios que se adosan al borde occidental de la Sierra de Baza, cuya naturaleza corresponde a gravas, arenas y limos rojizos.

El afloramiento existente en la hoja presenta un cambio gradual de facies, de más grosera a fina, en el sentido sur-norte, hasta pasar a materiales francamente limosos de permeabilidad reducida.

La extensión del acuífero dentro de la hoja es algo superior a 15 Km², pero los afloramientos permeables se extienden 10 Km hacia el sur, hasta contactar con los relieves de Sierra de Baza. La potencia del acuífero no es conocida, dada la inexistencia de sondeos que lo atraviesen, pero es superior a 200 m según se deduce del espesor visible en cortes naturales.

Dentro de la hoja se encuentra una de las zonas de drenaje del acuífero, concretamente en las proximidades de Bácor-Olivar. En este sector se localizan varios manantiales a lo largo de una rambla entre las cotas 620 a 660 m, estimándose el caudal drenado en 30-60 l/s (nº inventario 7/11).

Este conjunto permeable aún no ha sido estudiado en detalle por lo que no se ha definido su esquema de funcionamiento hidráulico, ni tampoco los componentes del balance.

6.1.3.5. Aluviales del Guadiana Menor, Guadahortuna y Fardes

La red fluvial de la hoja de Cuevas del Campo se encuentra muy encajada, lo que ha condicionado unos depósitos aluviales poco extensos; en la mayor parte del trazado de los ríos, estos depósitos se limitan a una estrecha franja de 100 a 300 m de ancho en ambas

márgenes fluviales. La única excepción corresponde a un tramo de 6 Km del río Guadahortuna aguas abajo de Alicún de Ortega, donde los depósitos aluviales alcanzan los 1.000-1.500 m de anchura y hasta 40 m de potencia.

En este sector se han realizado varios sondeos para riego y para el abastecimiento de Alicún de Ortega y Dehesas de Guadix. En los materiales atravesados se ha puesto de manifiesto una transmisividad de 435 a 1.042 m²/día, con rendimientos por perforación de hasta 60 l/s.

Alguno de estos sondeos se muestra surgente, a causa de la existencia de un nivel limoso superficial que pone en carga al tramo permeable principal; en el resto el nivel piezométrico se encuentra a escasa distancia de la superficie.

La explotación por sondeos de este sector, se ha estimado en 2'5 hm³/año.

El interés hidrogeológico del resto de los aluviales es medio a bajo, ya que sus recursos están totalmente ligados a la escorrentía del curso fluvial y sin su continuada alimentación, los volúmenes susceptibles de extraerse serían de poca cuantía. De hecho los únicos puntos de agua existentes corresponden a pozos aislados y zanjas de drenaje, o galerías, practicadas en el cauce.

6.2. RECURSOS MINERALES

6.2.1. Minerales Metálicos

En el ámbito de esta hoja hay escasos indicios que además son de poco interés económico.

Hay un indicio que recoge el Mapa Metalogenético de Baza (ITGE, 1.993) con el número 62, que está situado en el Cerro de Alicún (1). La paragénesis que se cita en la Memoria es de galena algo argentífera y cuarzo. La morfología es probablemente filoniana y estaría asociada a una dirección NE-SO. La roca encajante está formada por margocalizas y volcanitas básicas del Jurásico.

6.2.2. Minerales Energéticos

Existen dos indicios de lignito (3 y 4) situados, uno en las inmediaciones del Cerro de la Mina (Baños de Alicún de las Torres) y otro 5 km al noreste del anterior.

Ambos indicios están asociados a los sedimentos lacustres (Formación Gorafe-Huélago), que forman una alternancia de margas, margocalizas y calizas lacustres en estratos tabulares, en las que se intercalan esporádicos niveles de lignito.

El indicio número 3 tiene un espesor variable, de orden centimétrico a decimétrico. La calidad del lignito no es buena, excepción hecha de algunas hiladas de orden milimétrico a centimétrico.

El indicio número 4 está formado esencialmente por margas y/o arcillas grises a negras, intercaladas entre arcillas margosas de color gris-blanquecino, de poca densidad.

6.2.3. Rocas Industriales

Se ha reconocido un indicio de arcillas, una explotación de áridos para la construcción y tres canteras de áridos de machaqueo.

El indicio de arcillas (2) se localiza en las inmediaciones de los Baños de Alicún de las Torres. Investigaciones de MARTÍN VIVALDI y FONTBOTE (inéditas), sobre la mineralogía de estas arcillas, permitieron definir las como bentonitas.

SEBASTIÁN et al. (1.984) las consideran por su composición química y mineralógica como bentonitas, compuestas principalmente de esmectitas, mica y cuarzo.

La explotación de áridos para la construcción (5), se localiza en la rambla del Baúl, al sur de Bátor-Olivar. La extracción se realiza de modo periódico sobre el aluvial del río, para abastecer las necesidades de la construcción de la localidad antes mencionada.

Las tres canteras de áridos de machaqueo (6, 7 y 8) se ubican sobre calizas y dolomías alpujárrides, aflorantes al este y sur de Freila. Los materiales extraídos han servido como aglomerantes de la capa de rodadura de las carreteras cercanas y también para reforzar y amortiguar la línea de ferrocarril. En la actualidad están abandonadas.

7. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

Los materiales que afloran en la hoja de Cuevas del Campo se han diferenciado, en función de sus características litoestratigráficas y de edad, en un mapa geológico. Este mapa ha sido básico para 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.

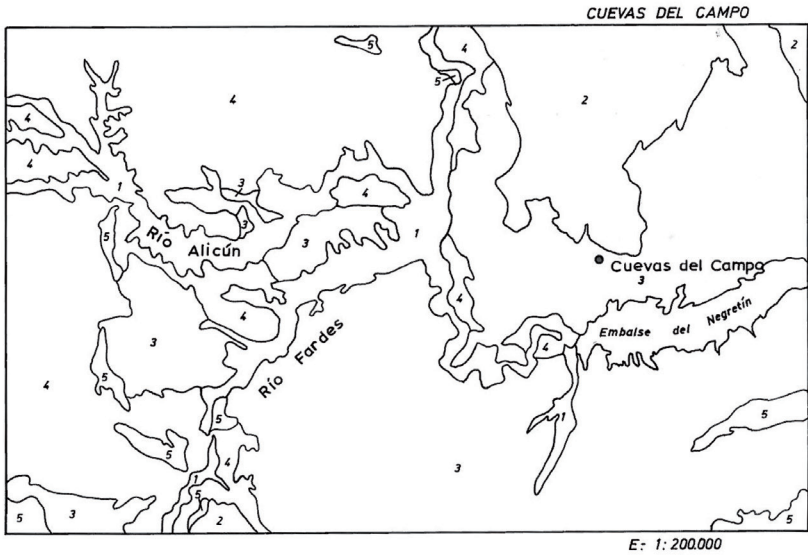
En la hoja de Cuevas del Campo, se han distinguido cinco áreas, representadas en la figura 2, y dentro de éstas, once zonas. En el cuadro adjunto se exponen las características geotécnicas, hidrogeológicas, geomorfológicas, estructurales y litológicas de las unidades cartografiadas, y que corresponden a las áreas y zonas mencionadas.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Dentro del ámbito de la hoja se han seleccionado 6 puntos de interés geológico (P.I.G.). Uno es de carácter geomorfológico y cinco de carácter estratigráfico.

- Serie volcano-sedimentaria

Se observa una secuencia rítmica excepcional, de morfología tabular, de rocas volcánicas y



LEYENDA

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

Fig. 2. - Distribución de áreas geotécnicas.

Area	Zona	Unidades Cartográficas	Litología	Relieve	Hidrogeología		Características Geotécnicas					Riesgos Naturales
					Permeabilidad	Resistenc.	Cimentación	Excavabil.	Taludes	Drenaje	erósión, sedimentación e inundación	
I	I ₁	37, 43 y 44	gravas, arenas y limos	muy suave	alta	baja	cargas bajas	con pala	inestables	bajo	erósión, sedimentación e inundación	
	I ₂	35, 36, 38, 39, 40, 41 y 42	gravas, arenas, limos y arcillas	suave a fuerte	alta	baja	cargas bajas	con pala	inestables	bajo	erósión, sedimentación y deslizamientos.	
II	II	25, 28, 33 y 35	variada, dominio de conglomerados y arcillas	suave y a veces encajado	baja	baja	cargas bajas o moderadas	con pala	estables para ≤ 6 m y 1,5 H:1V	medio a alto	erósión	
	III ₁	25, 32, 33 y 34	conglomerados, arenas y limos	bad-land	alta	baja	cargas bajas o moderadas	con pala o pico	inestables	bajo	erósión y deslizamientos	
III	III ₂	26, 27, 29, 30 y 31	arenas y arcillas (conglomerados)	bad-land	media	baja	cargas bajas	con pala	inestables	moderado	erósión y deslizamientos	
	III ₃	26, 27, 28, 29, 30 y 31	arcillas y limos (conglomerados y carbonatos)	bad-land	baja	baja	cargas bajas	con pala	estables para ≤ 6 m	alto	erósión y deslizamientos	
	IV ₁	4 a 24 (ambos inclusivos)	arcillas y calizas	pendientes 15-30%	muy baja	baja	cargas bajas	con pala o pico (calizas)	inestables	alto	erósión y deslizamientos	
IV	IV ₂	15, 16, 17, 18 y 19	arcillas y margas con bloques y margo-calizas	variable	baja	baja	cargas moderadas	con pico	estables para ≤ 6 m y 1,5 H: 1V	alto	erósión y deslizamientos	
	IV ₃	20, 21, 22, 23 y 24	margas y areniscas	bad-land	baja	baja	cargas moderadas	con pico, localmente maquinaria	estable para ≤ 6 m y 1,5 H: 1V	alto	erósión y deslizamientos	
	IV ₄	24	calcarentas	medio-fuerte	media	moderada	moderada-alta	con maquinaria	estables	moderado	desprendimiento de bloques	
	IV ₅	4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 13 y 14	margocalizas, margas y rocas volcánicas	plano y bad-land	baja	moderada	moderada-alta	con maquinaria	estables ≤ 6 m y 1,5 H: 1V	alto	erósión, deslizamientos y desprendimientos	
V	V ₁	1, 2 y 3	calizas	abrupto	media-alta	alta	cargas altas	maquinaria y voladuras	estables	bajo	desprendimientos	
	V ₂	1	filitas	suave	baja	baja	baja-moderada	con pico	inestables	alto	erósión y deslizamientos	

Cuadro 2.- Características geotécnicas de las unidades cartografiadas en la hoja de Cuevas del Campo (971)

calizas. El espesor de los estratos es de orden decimétrico a métrico, aunque ocasionalmente las coladas volcánicas pueden superar la decena de metros. En este último caso también se observan buenos ejemplos de estructuras "pillow".

Se accede desde la localidad de Alicún de Ortega, por el camino que discurre paralelo al río Guadahortuna.

- Cicatriz erosiva de un canal fluvial

Se muestra un paleocanal de anchura y espesor de orden decamétrico, de la unidad 34 sobre la 25.

Se puede ver junto a la carretera que va de Zújar a Cuevas del Campo, unos 50 m antes de cruzar la presa del embalse del Negratín.

- Tránsito de sedimentos marinos a continentales

Es uno de los mejores lugares donde se aprecia el tránsito entre la sedimentación marina de la Cuenca de Guadix-Baza y el relleno continental a partir del Turolense. El tránsito se produce entre los sedimentos de plataforma (margas y calcarenitas) y los depósitos aluviales, constituidos por conglomerados y arcillas de tonos grises y rojizos.

El punto de observación es desde la misma presa del embalse del Negratín, dirigiendo la vista hacia el oeste-suroeste.

- Unidad Olistostrómica

En una buena sección del terreno ocasionada por la erosión del río Guadiana Menor, se puede observar la litología de los olistolitos (ofitas, dolomías, bloques de margas y areniscas), el gran tamaño que presentan (varios metros cúbicos), y la naturaleza de los elementos de donde proceden.

El acceso es desde la presa del embalse del Negratín, donde sale un camino aguas abajo del río Guadiana Menor. El punto de observación es aproximadamente a 1 km de distancia. A la vuelta puede apreciarse un gran bloque de materiales triásicos (alternancia de areniscas y arcillas), que muestra un gran repliegue; los bordes de este gran olistolito están rodeados por brechas de matriz arcillosa (debritas).

- Discordancia angular

Exposición excepcional de este tipo de discordancia entre los sedimentos continentales del relleno de la Cuenca de Guadix-Baza y el sustrato Mesozoico, constituido por materiales (areniscas calcáreas y margas) de edad Paleógeno-Cretácico.

Esta discordancia puede observarse desde la carretera que une las localidades de Gorafe y Villanueva de las Torres, 2 km al este sureste de los Baños de Alicún de las Torres.

- Paisaje de tipo "bad-land"

Terreno con abundantes cárcavas producidas sobre materiales de naturaleza detrítica (conglomerados, arenas y arcillas) y carácter fluvial. Este paisaje es producto de la acción torrencial que se produce sobre estos materiales al estar desprovistos de cobertura vegetal.

Esta vista panorámica es muy común en todo el ámbito de la hoja, y puede observarse desde la presa del embalse del Negratín en cualquier dirección.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ACOSTA, A.; PASCUAL, E.; GARCÍA-CERVIGÓN, A.; MARTÍN, J.M. (1.983). "Las rocas subvolcánicas de Cuevas del Campo. I. Datos Petrológicos". *Estudios Geológicos* nº 39, pp. 261-269.
- AGUILERA ALARCÓN y otros (1.988). "Aplicación de toposecuencias de suelos al estudio de la evolución geomorfológica de las evaporitas de Baza". *Cong. Geolog. España. Vol 1* pp. 351-355.
- AGUSTI, J.; GIBERT, J.; MOYA-SOLA, S.; VERA, J.A. (1.987). "Neogene-Quaternary boundary in the continental sediments of the Guadix-Basin (Southeastern Spain)". *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungria. Vol. LXX.* pp. 105-111.
- ALBERDI, M.T.; MAZO, A.V.; MORALES, J.; RUIZ-BUSTOS, A; SESE, C.; CERDEÑO, E.; HERRÁEZ, E. AND SOTO, E. (1.985). "Biostratigraphy of the continental Neogene and lower Quaternary of the Guadix-Baza (Southeast of Spain)". *VIII th Conf. Reg. Com. on Med. Neog. Strat. Hungarian Geol. Survey.* pp. 56-59.
- ALBERDI, M.T.; ALONSO, M.A.; CERDEÑO, E.; MAZO, D.V.; MORALES, J. y SESE, C. (1.988). "Biostratigrafía de las faunas de mamíferos de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada)". *Congreso Geológico de España.* T-1. pp. 245-248.
- ALBERDI, M.T.; BONADONNA, F.P.; HOYOS, M.; LEONE, G. (1.988). "Biostratigraphy and geodynamic evolution of the Guadix-Baza área (Granada)". *I Congreso Geológico de España.* T-1 pp. 249-252.
- ALONSO, M.A., HOYOS, M. y MARTÍN ESCORZA, C. (1.988). "Análisis morfológico de la Sierra de Baza y sus piedemontes". *Cong. Geolog. de España.* Vol. 1 pp. 355-358.
- 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.
- ARRIBAS, M.E.; FERNÁNDEZ, J. y GARCÍA AGUILAR, J.M. (1.988). "Análisis sedimentológico de los materiales lacustres (Formación Gorafe-Huélago) del sector central de la Depresión de Guadix". *Est. Geol.,* 44: pp. 61-73.
- 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.
- CABRERIZO, C.; SEBASTIÁN, E.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. (1.984). "El Mioceno de la Depresión de Guadix: datos mineralógicos de algunas formaciones". *I. Congreso Español de Mineralogía.* T-2, pp. 227-236.

- 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. pp. 65-75.
- COMAS, M.C. (1.978). "Sobre la geología de los Montes Orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía)". *Tesis Doctoral*. pp. 327.
- COMAS, M.C.; DELGADO, F.; VERA, J.A. (1.979). "Mapa Geológico de España (Escala 1:50.000). Bnalúa de Guadix (993)". *Instituto Tecnológico Geominero de España*.
- COMAS, M.C.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; NAVARRO, F. (1.986). "Mapa Geológico de España (Escala 1:50.000). Moreda (992)". *Instituto Tecnológico Geominero de España*.
- CRUZ-SANJULIÁN, J.; GARCÍA-ROSSEL, L. (1.972). "Características hidrogeológicas del sector del Jabalcón (Provincia de Granada)". *Boletín Geológico y Minero*. T-83. pp. 68-80.
- CRUZ-SANJULIÁN, J.; GARCÍA-ROSSELL, L.; GARRIDO, J. (1.972). "Aguas subterráneas. Aguas termales de la provincia de Granada". *Bol. Geol. Min.* T-83-3. pp. 266-275.
- DELGADO, F. (1.971). "Observaciones sobre las Unidades Alpujárrides de la Sierra de Baza". *Cuad. Geol. Univ. Granada*. T, 2. Vols, pp. 41-48.
- DELGADO, F.; GÓMEZ, J. y MARTÍN, L. (1.980). "Mapa Geológico de España (Escala 1:50.000). Baza (994)". *Instituto Tecnológico Geominero de España*.
- DÍAZ, J.A.; ENRILE, A.; LÓPEZ, F. (1.993). "Mapa Geológico de España (Escala 1:50.000). Huelma (991)". *Instituto Tecnológico Geominero de España*.
- DIVERSOS AUTORES (1.982). "Bad-Land, Geomorphology and piping. Edited by Rorke Bryan and Aaron Yais". *Geobooks. England*.
- DRASCHE, R. VON (1.879). "Bosquejo geológico de la zona superior de Sierra Nevada". *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*. pp. 353-388.
- ESTÉVEZ, A.; LÓPEZ GARRIDO, A.C. y SANZ DE GALDEANO, C. (1.976). "Estudio de las deformaciones recientes en el Sector del Negrátin (Depresión de Guadix-Baza). In: Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán". *Secret. Publ. Univ. Granada*, pp. 165-192.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A.; FONTBOTE, J.M. (1.967). "Observations sur la Formation Guadix". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, LXXVIII. pp. 1-48.
- FERNÁNDEZ, J. y SORIA J.M. (1.988). "Posición estratigráfica, relaciones de facies y control tectónico del abanico de Villanueva. Mioceno terminal. Depresión de Guadix". *II Congreso Geológico de España, Granada. Simposios*; 1. pp. 291-298.

- FERNÁNDEZ, J.; GARCÍA AGUILAR, J.M. y VERA, J.A. (1.986-87). "Evolución de facies abanico aluvial-fluvial-lacustre en el Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza". *Act. Geol. Hispánica*, 21-22 (1). pp. 83-90.
- FERNÁNDEZ, J.; SORIA, J.; VISERAS, C. (1.989). "Relaciones de facies en un abanico deltaico lacustre. Cuenca de Guadix. Cordilleras Béticas". *XII Congreso Español de Sedimentología. Comunicaciones*. pp. 23-26.
- FERNÁNDEZ, J.; BLUCK, B.J.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SORIA, J.; VISERAS, C. (1.991). "Evolución geodinámica de la Cuenca de Guadix. Cordilleras Béticas". *I Congreso del Grupo Español del Terciario. Comunicaciones*. pp. 123-126.
- FERNÁNDEZ, J.; BLUCK, B.J.; VISERAS, C. (1.991). "A lacustrine fan-delta system in the Pliocene deposits of the Guadix basin (Betic Cordilleras, south Spain)". *Cuadernos de Geología Ibérica. Ed. Univ. Compl.* nº 15. pp. 299-317.
- FERNÁNDEZ, J.; BLUCK, B.J.; VISERAS, C. (1.993). "The effects of fluctuating base level on the structure of alluvial fan and associated fan delta deposits: an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain". *Sedimentology*. 40, pp. 879-893.
- FERNÁNDEZ, J.; VISERAS, C.; BLUCK, B.J. (1.991). "Análisis secuencial y oscilaciones del nivel de los lagos en el relleno continental de la Cuenca de Guadix. España". *I Congreso del Grupo Español del Terciario. Com.* pp. 127-131.
- FOUCAULT, A. (1.960-62). "Problèmes paleogeographiques et tectoniques dans le Prebétique et le Subbétique sur la transversales de la Sierra Sagra (Prov. de Grenade, Espagne)". *Livr. Mem. Prof. Fallot. S.G.F. I*, pp. 175-182.
- FOURNIER, F. (1.960). "Climat et érosion". *P.U.F.*
- GARCÍA AGUILAR, J.M.; SORIA, F.J. (1.986-87). "Correlación entre secuencias lacustres pliocenas en los sectores marginales de Orce y Gorafe (Depresión de Guadix-Baza. Granada)". *Acta Geológica Hispana*. T-21-22. pp. 91-95.
- GARCÍA DUEÑAS, V. (1.967). "Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética". *Not. Com. ITGE*, 101-102. pp. 78-100.
- HERNÁNDEZ, F.J.; SANDOVAL, J.; AGUADO, R.; O'DOHERTY, I.; COMAS, M.C.; LINARES, A. (1.991). "Olistoliths from the middle Jurassic in Cretaceous materials of the Fardes Formation. Biostratigraphy (Subbetic Zone, Betic Cordillera)". *Revista Sociedad Geológica España*. T-4. Nº 1-2. pp. 79-104.
- IGME (1.993). "Abastecimiento a Villanueva de las Torres (Granada). Proyecto para la realización de estudios hidrogeológicos locales en la Cuenca del Guadalquivir y Baja del Guadiana". *Informe interno*.
- ITGE-LARA (1.992). "Estudio de los recursos disponibles y la evolución piezométrica para la me-

- jora de los riegos en la Zona nº 15 de Alicún de Ortega - Dehesas de Guadix. Proyecto hidrogeológico para la mejora de riegos en la provincia de granada". 1.991-1.992. *Informe interno*.
- ITGE-JUNTA DE ANDALUCÍA (1.991). "Evaluación del estado actual de las aguas minerales en la Comunidad Autónoma de Andalucía. Estudio de detalle de la provincia de Granada. Primera Fase. Baños de Alicún de las Torres". *Informe Interno*.
- LÓPEZ-AGUAYO, F.; SEBASTIÁN, E.; HUERTAS, F.; LINARES, J. (1.985). "Mineralogy and genesis of the "Fardes Formation" bentonites, Middel Subbetic, Granada province, Spain". *Miner. Petrog. Acta*. V-29-A. pp. 303-311.
- LÓPEZ, A.; SEBASTIÁN, E.; SÁNCHEZ, M.; ORTEGA, M. (1.983). "Natrojarosita en las hemipelagitas de la Formación Fardes (Cretaceo, Cordilleras Béticas)". *Bol. Soc. Esp. Miner.* pp.69-79.
- LÓPEZ GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1.974). "Diapirismo reciente en la depresión de Guadix-Baza (Sector del Negratín)". *Est. Geol.* XXX. pp.611-618.
- 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.
- MATTAUER, M. (1.990). "Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre". *Omega. Barcelona*, pp. 524.
- MOLINA, E. (1.979). "Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos plantónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ. Granada*.
- PEÑA, J.A. (1.979). "El Plioceno-Pleistoceno de la Depresión de Guadix-Baza". *Tesis Univ. Granada*, pp. 160.
- PEÑA, J.A. (1.985). "La Depresión de Guadix-Baza". *Est. Geol.* 41, pp. 33-46.
- RICCI LUCCHI, F. (1.986). "The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines". *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.* 8. pp. 105-139.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1.976). "Estratigrafía de los materiales pleistocenos de una parte del sector central de la Depresión de Guadix-Baza". *Tesis de Licenciatura. Un. Granada (inéd)*.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1.982). "El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ. Granada*, pp. 224.
- RUIZ ORTIZ, P.A. (1.980). "Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril y Jaén)". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada*, pp. 272.
- RUIZ BUSTOS, A.; SESE, C.; DABRIO, C.; PEÑA, J.A. y PADIAL, J. (1.984). "Geología y fauna de micro-

- mamíferos del nuevo yacimiento del Plioceno inferior de Gorafe-A (Depresión de Guadix-Baza, Granada)". *Est. Geol.*, 40. pp. 231-241.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1.983): "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Est. Geol.*, 39. pp. 157-165.
- SEBASTIÁN, E.; GARCÍA-CERVIGÓN, A.; RODRÍGUEZ, M. (1.975). "Mineralogía y génesis de la Formación Gorafe-Huélago (Depresión Guadix-Baza, Granada)". *Cuadernos de Geolog. Univ. Granada*. pp. 55-73.
- SEBASTIÁN, E. (1.979). "Mineralogía de los materiales plioceno-pleistocenos de la Depresión de Guadix-Baza". *Tesis Univ. Granada*, pp. 311.
- SEBASTIÁN, E.; LÓPEZ-AGUAYO, F.; HUERTAS, F.; LINARES, F. (1.984). "Las bentonitas sedimentarias de la Formación Fardes, Granada, España". *Clay Minerals*. 19. pp. 645-652.
- SESE, C. (1.989). "Los micromamíferos del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno de la cuenca de Guadix-Baza (Granada)". *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario. Ed. Alberdi y Bonadonna*. T-11, pp. 185-214.
- SORIA, J.M.; RUIZ BUSTOS, A. (1.991). "Bioestratigrafía de los sedimentos continentales del sector septentrional de la Cuenca de Guadix, Cordilleras Béticas". *Geogaceta* 9. pp. 94-96.
- SORIA, J.M.; RUIZ BUSTOS, A. (1.992). "Nuevos datos sobre la edad del inicio de la sedimentación continental en la cuenca de Guadix, Cordillera Bética". *Geogaceta*, 11. pp. 92-94.
- SORIA, J.M. y DURÁN, J.J. (1.988). "Sedimentación en Cueva Horá (Sierra Harana, Granada). Implicaciones neotectónicas y significado regional". *II Congreso Geológico de España. Granada. Comunicaciones*, 1. pp. 213-216.
- SORIA, F.J.; SORIA, J.M.; DURÁN, J.J. (1.988). "Deformaciones recientes en el extremo noroccidental de la Cuenca de Baza (Cordilleras Béticas)". *Geogaceta*. nº 5. pp. 59-61.
- SORIA, J.M. y FERNÁNDEZ, J. (1.989). "Caracterización estratigráfica y evolución de los depósitos lacustres en la Cuenca de Guadix (Cordillera Bética)". *Acta Geol. Hispánica*. 24 (3-4). pp. 309-319.
- SORIA, J.M. (1.993). "La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el río Guadiana Menor (Cordillera Bética Central)". *Tesis Doctoral. Inédita*. pp. 292.
- DEL VALLE CARDENETE, J.L. (1.988). "Informe hidrogeológico y propuesta de un perímetro de protección del balneario de Alicún de las Torres". *Informe particula*.
- VERA, J.A. (1.970). "Estudio estratigráfico de la Depresión Guadix-Baza". *Bol. Geol. Min.*; LXXXI-V. pp. 429-462.
- VISERAS, C.; FERNÁNDEZ, J. (1.989). "Sistemas de drenaje transversales y longitudinales en el

relleno aluvial de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)". *XII Congreso Español de Sedimentología. Comunicaciones.*

VISERAS, C.; FERNÁNDEZ, J.; SORIA, J.M. (1.991). "Guía-resumen para los asistentes a la reunión de campo en la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)". *IGCP-324 / Glopals (Grupo Español)*. pp. 1-18.

VISERAS, C. (1.991). "Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)". *Tesis Univ. Granada*, pp. 327.

