

PROYECTO PARA LA ACTUALIZACIÓN DE LA INFRAESTRUCTURA
HIDROGEOLÓGICA DE LAS UNIDADES 05.01 SIERRA DE CAZORLA,
05.02 QUESADA-CASTRIL, 07-07 SIERRAS DE SEGURA-CAZORLA
Y CARBONATADO DE LA LOMA DE ÚBEDA



TOMO I
INTRODUCCIÓN, ANTECEDENTES Y GEOLOGÍA



MINISTERIO
DE CIENCIA
Y TECNOLOGÍA



Instituto Geológico
y Minero de España



Ministerio de
Medio Ambiente

**INTRODUCCIÓN, ANTECEDENTES Y
GEOLOGÍA**

TOMO I

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	
1.1. DELIMITACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	2
1.2. OBJETIVOS DEL ESTUDIO	4
2. ANTECEDENTES	6
3. GEOLOGÍA	
3.1. ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL	11
3.2. UNIDADES TECTOESTRATIGRÁFICAS	15
3.2.1. Carbonatado de La Loma de Úbeda	15
3.2.1.1. Estratigrafía	15
3.2.1.2. Estructura.....	16
3.2.2. Unidad de Beas de Segura	17
3.2.2.1. Estratigrafía	17
3.2.2.2. Estructura.....	18
3.2.3. Unidad de la Sierra de Cazorla	19
3.2.3.1. Estratigrafía	19
3.2.3.2. Estructura.....	26
3.2.4. Unidad de la Sierra de Segura	29
3.2.4.1. Estratigrafía	29
3.2.4.2. Estructura.....	46

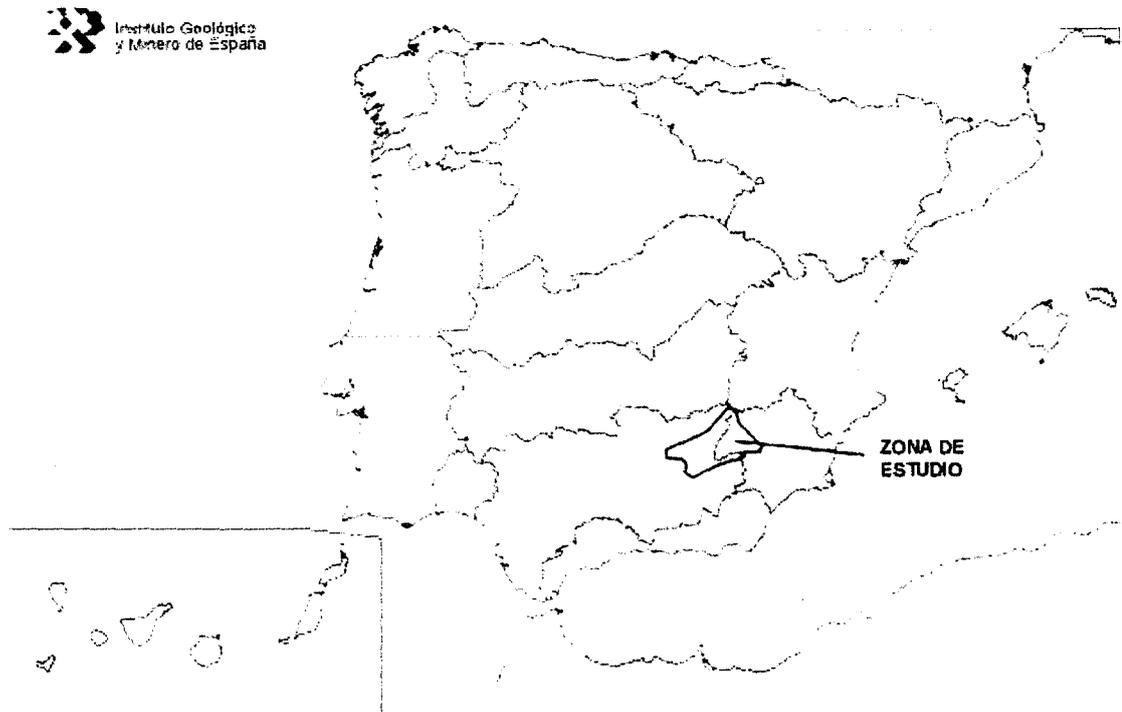


Figura 1.1. Mapa de cuencas hidrográficas de España y delimitación de la zona de estudio.

El área estudiada en el Proyecto comprende, total o parcialmente, 23 hojas del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000: 840 (Bienservida), 841 (Alcaraz), 842 (Liétor), 865 (Siles), 866 (Yeste), 867 (Elche de la Sierra), 885 (Santisteban del Puerto), 886 (Beas de Segura), 887 (Orcera), 888 (Yetas de Abajo), 889 (Moratalla), 890 (Calasparra), 906 (Úbeda), 907 (Villacarrillo), 908 (Santiago de la Espada), 909 (Nerpio), 910 (Caravaca), 911 (Cehegín), 928 (Cazorla), 929 (San Clemente), 930 (Puebla de Don Fadrique), 949 (Pozo Alcón) y 950 (Huéscar).

El sector oriental pertenece a la Cuenca del Segura y es drenado por los ríos Segura, Madera, Tus, Zumeta, Taibilla y Mundo, fundamentalmente, mientras que el occidental pertenece a la Cuenca del Guadalquivir, y es drenado por los ríos Guadalquivir, Guadalimar, Beas, Aguascebas, Quesada, Guadiana Menor, Guadalentín, Castril, Guardal y Bravatas, principalmente.

1.2. OBJETIVOS DEL ESTUDIO

Los objetivos de este Proyecto se centran en realizar los trabajos y estudios necesarios para llevar a cabo la actualización de la infraestructura hidrogeológica de las unidades de Sierra de Cazorla (05.01), Quesada-Castril (05.02), Sierras de Segura-Cazorla (07.07) y el Carbonatado de La Loma de Úbeda, objetivos imprescindibles para poner al día los principales datos hidrogeológicos que permitan mejorar el conocimiento en relación con la geometría de los acuíferos, su balance, características hidroquímicas, funcionamiento y otros aspectos relacionados con los mismos.

Para alcanzar los objetivos mencionados se han realizado las siguientes actividades:

1. Recopilación y análisis de estudios previos.
2. Seguimiento de una infraestructura de control de calidad, piezometría e hidrometría definida para este Proyecto.
3. Revisión y actualización de la geología.
4. Realización de cartografías hidrogeológicas y delimitación de acuíferos a escala 1/50.000 y edición mediante ARC INFO.
5. Realización de cuatro campañas de geofísica.
6. Revisión y actualización del inventario de puntos acuíferos.
7. Estudio climático e hidrológico.
8. Inventario de focos de contaminación.
9. Encuestas de explotación.
10. Estudio geoquímico e isotópico.
11. Edición final a escala 1/150.000 de planos de formaciones hidrogeológicas y de acuíferos.

2. ANTECEDENTES

2. ANTECEDENTES

Desde 1.969 a 1.971, el Instituto Geológico y Minero de España concibió y realizó el Programa “Mapa Hidrogeológico Nacional”, como contribución de España al Decenio Hidrológico Internacional, con el que por primera vez se dio una visión global, cualitativa y cuantitativa, de las aguas subterráneas para todo el estado y se marcaron las líneas de investigación mas adecuadas para la mejora de su conocimiento. De este Programa surgió el Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS), que se desarrolló durante la década de los años setenta hasta mediados de los ochenta, mediante el cual se dotó al País del conocimiento necesario sobre la infraestructura hidrogeológica de todo el territorio.

A partir de 1.985, con la entrada en vigor de la Ley de Aguas, las aguas subterráneas pasan a ser un bien de dominio público, ordenado y regulado por la Administración. En el Reglamento de la Administración Pública del Agua y de la Planificación Hidrológica (R.D. 927/1.988) se introdujo la definición de Unidad Hidrogeológica (artículo 2.2.) como *uno o varios acuíferos agrupados, a efectos de conseguir una racional y eficaz administración del agua.*

En 1.988, la Dirección General de Obras Hidráulicas y el Instituto Geológico y Minero de España (antes ITGE) realizaron el “Estudio de delimitación de Unidades Hidrogeológicas del Territorio Peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características”, donde quedaron definidas 442 unidades hidrogeológicas. Este estudio incluye unas fichas de caracterización en todas las unidades hidrogeológicas definidas, donde se recogen los aspectos principales de cada una de ellas. En 1.997, en el marco del Plan Hidrológico de la Cuenca del Segura (PHCS), la Confederación Hidrográfica del Segura (CHS) elaboró un nuevo mapa de delimitación de unidades hidrogeológicas de su cuenca, ampliando el número de 36 a 57, donde destaca la división de la U. H. 07.07. Sierras de Segura-Cazorla (incluida en este estudio) en cinco unidades: 07.07

Fuente Segura-Fuensanta, 07.14 Segura-Madera-Tus, 07.36 Calar del Mundo, 07.37 Anticlinal de Socovos y 07.39 Castril.

El proceso de planificación hidrológica ha puesto de manifiesto cierta heterogeneidad en los criterios utilizados en su día para la evaluación de recursos en las diversas cuencas. Se han detectado en algunas zonas diferencias importantes entre evaluaciones realizadas en estudios recientes y las cifras oficiales anteriores. Esto, unido a la necesidad de definir nuevas unidades hidrogeológicas sobre acuíferos considerados como marginales, ha hecho plantearse a la Administración la necesidad de preparar un programa para realizar y actualizar el inventario nacional de recursos subterráneos, en sus aspectos de cantidad y calidad.

Los primeros estudios con carácter regional realizados por este IGME en la región objeto de este Proyecto se remontan a 1.971, año, en el que junto al Instituto de Reforma y Desarrollo Agrario (IRYDA), se llevó a cabo el “Estudio Hidrogeológico de la Comarca Cazorla-Hellín-Yecla”. Así mismo, en el año 1.975 se realiza el “Estudio Hidrogeológico del Alto Júcar-Alto Segura.

En el año 1.990, en el marco del Convenio de colaboración existente entre el IGME y el Grupo de Investigación de Recursos Hídricos del Instituto del Agua y el Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada se realiza el trabajo de investigación denominado “Investigación de los acuíferos carbonatados de las Sierras de Cazorla y Segura”.

De forma prácticamente simultánea, en el año 1.994, el ITGE realiza la “Investigación Hidrogeológica como mejora del abastecimiento a los núcleos de la Loma de Úbeda (Jaén)” y la “Investigación Hidrogeológica Integral de la Comarca de la Sierra de Segura como apoyo al abastecimiento urbano”.

Además de estos estudios de carácter regional, este Instituto ha realizado innumerables trabajos donde se analizan las posibilidades de explotación de sectores concretos con objeto de abastecer a núcleos de población situados en prácticamente todo el ámbito regional en el que se ha realizado este Proyecto y de los cuales se ha podido recopilar importante información, fundamentalmente, columnas litológicas, parámetros hidráulicos y caudales máximos de explotación en los diferentes sectores.

La geología de la región ha sido estudiada por un gran número de autores, en este sentido se pueden mencionar las Tesis Doctorales de Foucault (1.971), López Garrido (1.971), Dabrio (1.972), Jérez Mir, L. (1.973), Rodríguez Estrella (1.978) y García Hernández (1.978).

Así mismo, se ha utilizado como cartografía geológica base todos los mapas de la serie Magna, editada por el IGME, que existen de la zona, los cuales recogen en gran medida las aportaciones realizadas por los autores precedentes.

La presente investigación ha sido realizada en el marco del Convenio de Colaboración existente entre el Instituto Geológico y Minero de España y la Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas del Ministerio de Medio Ambiente, dentro de los trabajos previstos en el Plan de Actualización de la Infraestructura Hidráulica (PAIH).

En la realización de la misma ha intervenido el siguiente equipo de trabajo:

Miguel del Pozo Gómez. Ldo. en Ciencias Geológicas. Director del Proyecto.

Juan Carlos Rubio Campos. Dr. en Ciencias Geológicas.

Ramón Aragón Rueda. Ldo. en Ciencias Geológicas.

Juan Antonio Luque Espinar. Dr. en Ciencias Geológicas.

Juan Ramón Cobos Fernández. Ldo. en Ciencias Geológicas.

Antonio González Ramón. Ldo. en Ciencias Geológicas.

Tomás Peinado Parra. Ingeniero Técnico de Minas.
Rafael Ortega Vargas. Ingeniero Superior de Minas.
Jorge Enrique Hornero Díaz. Ingeniero Técnico de Minas.
Anabel Fernández Grillo. Ingeniero Técnico de Minas.
Margarita Gómez Sánchez. Lda. en Ciencias Geológicas.
Juana López Bravo. Lda. en Ciencias Geológicas.
Jose Antonio Navarro García. Oficial de Investigación y Laboratorio.
José Miguel Martín Curto. Delineante.
Esteban de la Cruz Lozano. Delineante.

Además en la realización de diferentes capítulos han colaborado las siguientes personas y empresas: Javier Gollonet Fernández de Tres Palacios, AURENSA S.A., ESTRAIN S.A., INGEMISA S.A., POZOS REUNIDOS S.L. y T.R.T. S.A.

3. GEOLOGÍA

3. GEOLOGÍA

3.1. ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL

La división de las Cordilleras Béticas más ampliamente aceptada distingue tres zonas, que de Norte a Sur son: Zona Prebética, Zona Subbética y Zona Bética también denominada Zona Interna (Figura 3.2).

La región estudiada en este Proyecto pertenece, fundamentalmente, a la Zona Prebética, aunque también se encuentra representada la Zona Subbética en el sector oriental, así como materiales pertenecientes a las denominadas Unidades Intermedias, que presentan características distintas al Prebético y al Subbético. También se encuentran materiales pertenecientes a las depresiones postorogénicas del Guadalquivir y Guadix-Baza y las denominadas Formación de Hornos-Siles y Formación de Chiclana de Segura. La zona Prebética es, de las tres zonas mencionadas, la más próxima al paleomargen. En la Figura 3.1 se puede observar un corte geológico representativo de la región estudiada.

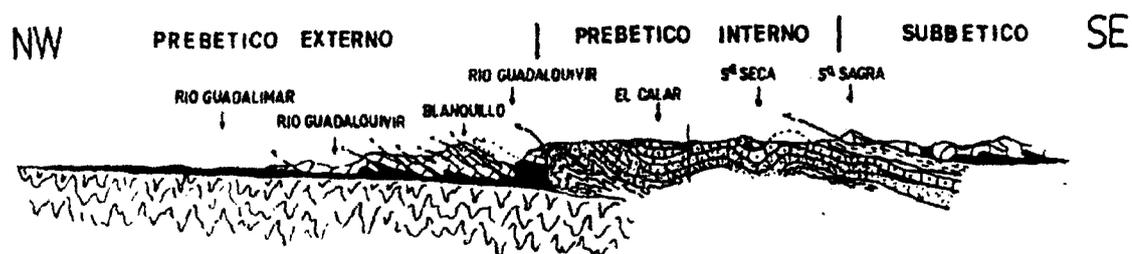


Figura 3.1. Corte geológico de la región estudiada.

A continuación se describen las características fundamentales de las zonas y conjuntos diferenciados con anterioridad:

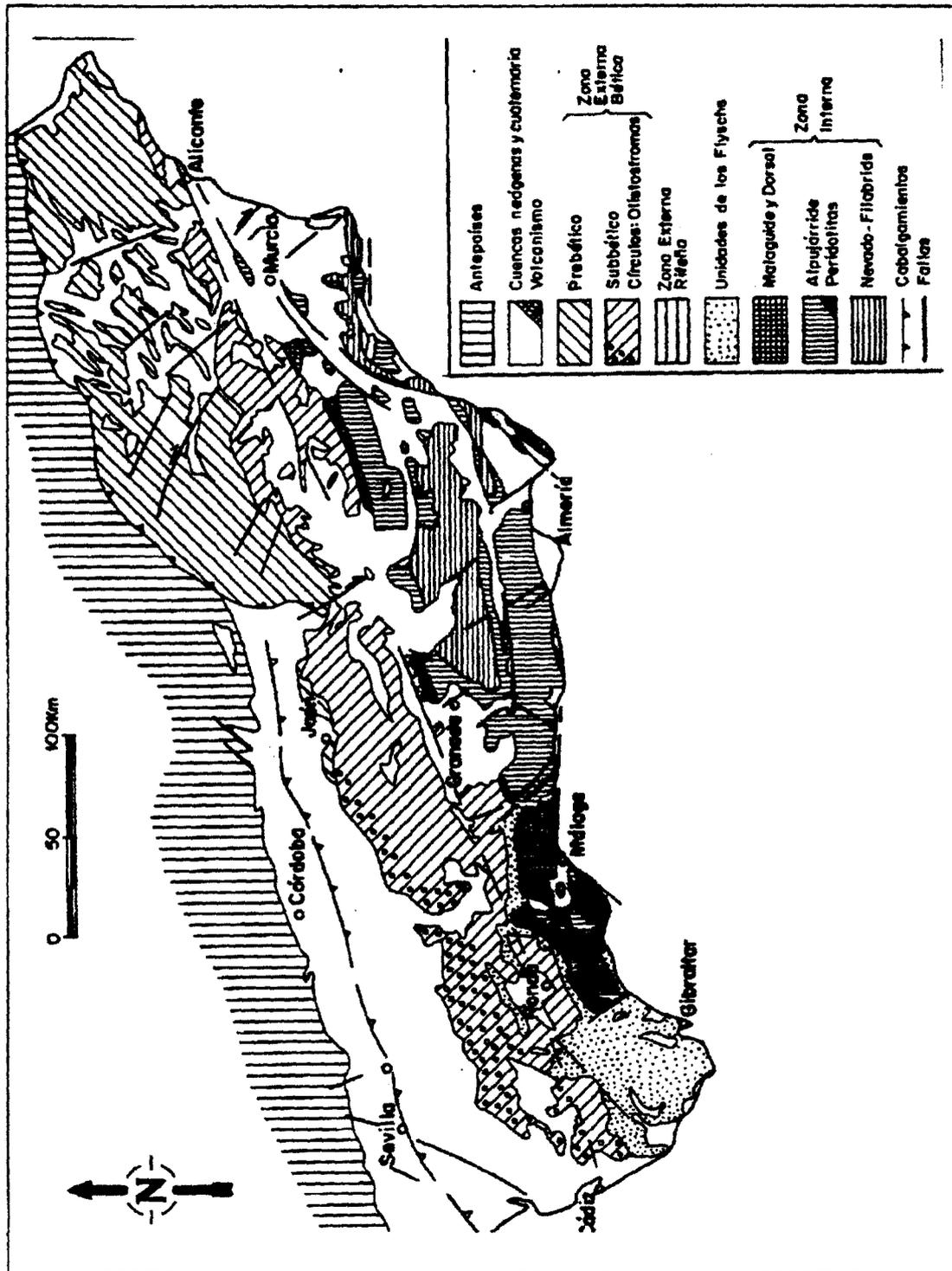


Figura 3.2. Esquema geológico de la Cordillera Bética (modificado de Sanz de Galdeano, 1997).

Zona Prebética

En esta zona se diferencian dos dominios tectosedimentarios: Prebético Externo y Prebético Interno.

Los aspectos en los que se basa esta diferenciación son:

- Espesor muy diferente.
- Facies distintas, claramente a partir del Jurásico superior.
- Terciario marino y marino-lagunal desarrollado y potente en el dominio interno.
- Estilos tectónicos diferentes.

En el Prebético Externo se establecen dos unidades de rango menor: la Unidad de Beas de Segura (López Garrido, 1969) y la Unidad de Cazorla (Foucault, 1965), mientras que el Prebético Interno coincide aproximadamente con la Unidad de la Sierra de Segura (López Garrido, 1969), las formaciones junto al río Zumeta y Sierra de Huebras (Dabrío, 1972) y las del anticlinal de Socovos (Jerez Mir, L. 1973). La tectónica se caracteriza por presentar suaves estructuras de plegamiento, fallas inversas y de desgarre.

Zona Subbética

Se localiza en el sector oriental-meridional de la región objeto de este Proyecto. Esta zona se caracteriza, en general, porque predominan las facies pelágicas a partir del Lías medio-superior y hasta el Eoceno y presenta una tectónica compleja de cabalgamientos y deslizamientos. El Subbético cabalga sobre materiales del Prebético.

Depresiones post-orogénicas

Los materiales aquí englobados pertenecen a las depresiones del Guadalquivir, de Guadix-Baza y de Moratalla.

La Depresión del Guadalquivir se localiza en el borde sur-occidental y en ella hay representadas margas blancas del Mioceno superior, fundamentalmente, que son cabalgadas por materiales mesozoicos del Prebético.

La Depresión de Guadix-Baza se encuentra en el borde sur-oriental y los materiales aflorantes están compuestos por una alternancia de niveles arcillosos, arenosos y conglomeráticos.

La Depresión de Moratalla se encuentra en el borde oriental, compuesta por margas, margocalizas y areniscas del Mioceno medio, sobre las que cabalgan formaciones de calizas del Prebético Meridional del anticlinal volcado de la Sierra de la Puerta.

Además de los materiales descritos, en estas depresiones afloran otros correspondientes al Triásico en relación con movimientos diapíricos o de superficie de cabalgamiento del Frente Subbético.

Formación Hornos-Siles

Esta Formación fue definida por López Garrido (1969) y está constituida por los materiales más antiguos de la Zona Prebética. Constituye la base de las unidades de Cazorla y Segura; esta formación aflora desde Siles hasta el embalse del Tranco de Beas y de aquí, hacia el sur, hasta las proximidades del Nacimiento del Guadalquivir. Se atribuyen al Triás medio.

Está constituida por materiales calizos en el muro que se atribuyen al Muschelkalk y a continuación un tramo arcilloso con una potencia superior a los 400 m y presenta niveles evaporíticos a techo.

Formación Chiclana de Segura

Definido por López Garrido (1971), corresponde al Trías tabular detrítico del borde SE del Paleozoico de la Meseta sobre el que descansa. La serie consta de unos 400 m de arcillas con intercalaciones de niveles evaporíticos a techo que en conjunto, se disponen subhorizontalmente.

Trías alóctono

Constituido por una serie de materiales margoso-arcillosos del Triásico muy tectonizados y situados en el frente de cabalgamiento del Subbético. Se disponen de forma aislada a lo largo de dicho frente, desde la parte occidental de la Sierra del Taibilla, hasta el anticlinal volcado de la Sierra de la Puerta, y cuyo carácter alóctono fue descrito por Fallop (1945) en una zona junto al río Argos cerca de Caravaca.

3.2. UNIDADES TECTOESTRATIGRÁFICAS

3.2.1. Carbonatado de La Loma de Úbeda

3.2.1.1. Estratigrafía

A techo del Trías y en aparente continuidad estratigráfica se sitúa una formación jurásica calizo-dolomítica, en estratos tableados de color gris-amarillento. Estos niveles son generalmente microcristalinos y algo brechoides en la base, con abundantes venas de calcita.

Excepto algunas pasadas calizas en su base y margosas en los niveles más altos, la proporción media Ca/Mg en el conjunto es de aproximadamente 2.

En el sector de Canena-Rus la formación es más brechoide y con mayor contenido calcáreo en la base y se encuentra, además, bastante dolomitizada.

Su espesor oscila entre unos pocos metros, restos erosionados, hasta alcanzar hacia el noreste más de 30 metros, bajo Navas de San Juan. Si bien, en el sector de Canena-Rus hay sondeos que atraviesan estos materiales y el espesor puede superar los 100 metros.

Son casi siempre azóicas (microsparitas, dolomicritas, pseudo-oomicritas) y sólo en algunas muestras, con una recristalización menos completa, se han encontrado restos de Moluscos, Algas, Coprolitos y Ostrácodos, sin valor cronoestratigráfico. Pese a la falta de fauna expresiva, la visible continuidad de estos niveles dolomíticos en las hojas de Úbeda, Villacarrillo y Beas de Segura, permite atribuirlos al Lías, la misma que los paquetes carbonatados del muro de la Unidad de Beas de Segura (IGME, 1977).

3.2.1.2. Estructura

La formación carbonatada liásica se dispone concordantemente sobre el Trías tabular de la Meseta, su espesor máximo visible es de 30 m en Navas de San Juan, si bien en sondeos se ha detectado un espesor superior a 100 m. En los puntos donde han podido ser medidos los estratos, buzan hacia el sur, centro de la cuenca, entre 5 y 15° y su desarrollo hacia el sureste podría continuar bajo los materiales miocenos hasta las inmediaciones de la Sierra de Cazorla.

Esta aparente continuidad se ve afectada por fenómenos de emersión o descensos relativos de bloques del zócalo en tiempos postríasicos, que fracturan el recubrimiento postpaleozoico. El conjunto paleozoico experimenta nuevos movimientos verticales a favor de fracturas NE y diaclasas N35E/N55O que alcanzan hasta el Plioceno (IGME, 1977).

3.2.2. Unidad de Beas de Segura

La Unidad de Beas de Segura ocupa la zona más occidental del Prebético Externo y por tanto la posición más próxima a la Meseta. Hacia el norte y el oeste se superpone mecánicamente a los materiales triásicos de la Cobertera Tabular de la Meseta, hacia el sur a las margas blancas del Mioceno de la Depresión del Guadalquivir y hacia el este es limitado por la Unidad de la Sierra de Cazorla que cabalga sobre ella.

3.2.2.1. Estratigrafía

La secuencia estratigráfica está constituida exclusivamente por materiales jurásicos dispuestos sobre el Triás, aunque en algunos puntos aparecen términos miocenos (Dabrio y López Garrido, 1970). La serie consiste en una alternancia de niveles detríticos y carbonatados datados como Jurásico inferior-medio. Los niveles carbonatados son de naturaleza generalmente dolomítica y su potencia varía entre 10 y 100 m. Los niveles detríticos están formados por margas y arcillas rojo-verdosas de características similares a las triásicas, de las que se diferencian por su posición estratigráfica y la mineralogía de las arcillas presentes en las mismas (López Garrido, 1971).

Muro y techo de la serie no se observan, porque la sucesión estratigráfica está limitada por contactos mecánicos. La potencia mínima es de 300 m (López Garrido, 1971), aunque hacia el sur se reduce hasta 130 m.

Generalmente, la unidad es azoica. Solamente en un nivel se ha encontrado alguna microfauna. Este nivel corresponde a dolomías micríticas gris-violáceas, y se encuentra al este de Peñolite. Ha suministrado: Gasterópodos, Ostrácodos, Radiolarios, Moluscos y posible Globigerina oxfordiana. El valor cronoestratigráfico de esta asociación es escaso y está condicionado a la presencia de Globigerina Oxfordiana. Indica un medio marino y edad jurásica (sensu lato) sin mayores precisiones.

3.2.2.2. Estructura

El estilo tectónico general que presenta la Unidad de Beas de Segura permite encuadrarla en la denominada región de escamas (Foucault 1971; López Garrido 1971). Sus características estructurales más destacables son el gran número de fallas inversas N30E que dan lugar a una serie de escamas vergentes hacia la Meseta, junto con un sistema de fallas transversas N45O y N85O que cortan al sistema de fallas inversas.

En la zona de contacto entre la Unidad de Beas de Segura y la Depresión del Guadalquivir, las escamas se siguen perfectamente en aquellos casos en que queda pellizcado el Mioceno, que sirve de nivel de referencia. Pero en otros casos faltan los materiales miocénicos, en concreto hacia el este, en el interior de la Unidad de Beas de Segura. Además, en las superficies de contacto entre arcillas y calizas o dolomías no suelen aparecer signos de deformación tectónica, e incluso el buzamiento de ambos niveles es muy similar. En tales casos se puede plantear la naturaleza estratigráfica de las alternancias. Ciertamente que, para algunos niveles, el carácter de alternancia parece claro, sobre todo en cortes en que los materiales presentan una disposición tabular, prácticamente horizontales.

Esta disposición sería difícil de explicar mecánicamente a no ser que se admita una tectónica tangencial o una tectónica gravitatoria que pudiesen dar lugar a la superposición de unidades horizontales. Sin embargo, no hay ninguna evidencia de tales tipos de tectónica, ya que no se observan estructuras de deslizamiento gravitatorio que, por otra parte, presentarían vergencias hacia el interior de la cuenca sedimentaria, esto es, hacia el este.

En resumen, la existencia de escamas en la Unidad de Beas de Segura queda demostrada al aparecer pellizcado el Mioceno en unos cuantos niveles. Pero además existen alternancias que pueden ser de naturaleza estratigráfica. Con los datos actuales

no parece aconsejable, de momento, tomar ninguna de las posiciones extremas (interpretación exclusivamente estratigráfica o tectónica), y admitir la posibilidad de una solución intermedia.

3.2.3. Unidad de la Sierra de Cazorla

La Sierra de Cazorla es la unidad geológica más extensa del Prebético Externo (Foucault, 1971). Su límite occidental coincide con la Unidad de Beas y con las margas blancas del Mioceno superior de la Depresión del Guadalquivir en el sur, cabalgando sobre ambas formaciones. El límite oriental está representado por los materiales triásicos de la Formación Hornos-Siles y la Unidad de la Sierra del Pozo en el sur.

3.2.3.1. Estratigrafía

La secuencia estratigráfica comienza en los materiales triásicos de facies Muschelkalk y Keuper y contiene un mayor número de términos mesozoicos y terciarios que la Unidad de Beas (Foucault, 1971; Acosta, 1989). Es muy difícil reconstruir la serie estratigráfica completa ya que la tectónica de escamas que afecta a la unidad sólo permite muestreos puntuales. De forma simplificada la columna estratigráfica se representa en la Figura 3.3.

Asimismo, se constata que la unidad es más compleja en el extremo sur donde la potencia de la secuencia puede alcanzar 700 metros (Acosta, 1989) frente a los 375 estimados en el norte (López Garrido, 1971).

Lías-Dogger

En el sector meridional el Jurásico inferior-medio está representado por un potente paquete carbonatado, mayoritariamente dolomítico, que puede alcanzar más de 400 metros de espesor. Sólo existen dos tramos calizos. El primero de ellos está situado

en la mitad inferior y corresponde al Lías medio. El segundo, oolítico, se encuentra a techo del paquete dolomítico y se ha datado como Dogger. Ambos niveles presentan espesores muy variables, debido al origen secundario de la dolomitización.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA SINTÉTICA DE LA UNIDAD CAZORLA		
	LITOLÓGIA	EDAD
	Margas con intercalaciones arenosas	CRETÁCICO INFERIOR
	Dolomías. <i>Facies Purbeck</i>	KIMMERIDGIENSE MEDIO-SUPERIOR
	Calizas, margocalizas y margas	KIMMERIDGIENSE INFERIOR
	Calizas nodulosas	OXFORDIENSE SUPERIOR
	Calizas oolíticas	DOGGER-OXFORDIENSE
	Dolomías	LÍAS-DOGGER
	Margas, areniscas y arcillas	TRIÁS

Figura 3.3. Columna estratigráfica simplificada de la Unidad de Cazorla (modificada de ITGE, 1994c).

Acosta (1989) diferencia tres secuencias deposicionales:

1. - Secuencia Lías inferior-medio, constituida por un conjunto carbonatado fundamentalmente dolomítico de 150 metros de potencia. Convencionalmente, se ha

establecido su muro en el límite con las arcillas del Keuper (García Hernández y López Garrido, 1979) y su techo allí donde aparecen algunos niveles arcillosos. Sólo en la escama del Gilillo aparecen, a techo, 40 m de calizas blancas que presentan facies de "Lithiotis", facies peloidales, algales (Paleodasycladus, Cayeuxia, etc.) y foraminíferos (Pseudocyclamina, Hauraania, etc.).

2. - Secuencia Lías medio-superior. Está formada por una sucesión dolomítica de 50 metros de potencia, excepto en la escama del Gilillo donde se preservan las texturas calizas, fundamentalmente oolíticas. A techo aparecen niveles arcillosos verdes con intercalaciones de lechos calizos con superficies ferruginizadas.

3. - Secuencia ¿Lías superior?-Dogger. Su límite superior coincide con un "hardground" sobre el que se desarrolla la sucesión oxfordiense. Es un intervalo dolomítico, a veces con estratificaciones cruzadas, donde se conservan, a techo, 30 metros de calizas con predominio de las facies oolíticas.

En el sector septentrional, sobre las arcillas y margas rojas de la Formación Hornos-Siles se pueden diferenciar 3 tramos distintos. El primero de ellos corresponde a 100-125 m de dolomías bien estratificadas en bancos de potencia variable desde decímetros a varios metros. Intercalados aparecen niveles delgados de margas verdes con un espesor máximo de 50 cm.

Por encima, estas mismas dolomías adquieren un aspecto masivo y no aparecen las intercalaciones margosas. Finalmente, el tramo termina con un paquete de 2,20 m de espesor de calizas crema que puede estar ausente, ya sea por dolomitización total del conjunto carbonatado (dolomitización secundaria) o por erosión posterior (López Garrido, 1971). En el extremo norte de la Unidad las calizas no aparecen, ya que sólo aflora la parte basal del conjunto.

Oxfordiense medio-superior

Localmente, sobre todo en las escamas más internas y más meridionales de la Unidad, el Oxfordiense medio-superior está representado por un tramo de calizas nodulosas, de 15-20 metros de espesor, con abundantes ammonites (Foucault, 1971; López Garrido, 1971; Dabrio, 1972; García Hernández, 1978; Acosta, 1989).

En el sector meridional este tramo descansa sobre un "hard ground" que afecta a las calizas oolíticas y dolomías del Lías-Dogger. Acosta (1989) describe las características de este tramo. Diferencia un paquete inferior de caliza fosilífera pelágica con pisolitos ferruginosos, otro intermedio de caliza nodulosa de hasta 3 m de espesor y, finalmente, un paquete que puede superar los 20 m de potencia de calizas y margas alternantes.

Las características del intervalo Oxfordiense medio-superior en las escamas más meridionales varían de oeste (Escama de Cazorla, El Charco y Gilillo) a este (Escama de la Viñuela):

- a) La potencia en el sector occidental es de 25 m, mientras en el oriental se reduce a 15.
- b) El nivel de pisolitos ferruginosos está ausente en el sector occidental.
- c) El tramo margoso-calcáreo es más calizo al este e incluye biohermos de esponjas y estromatolitos en el oeste.
- d) El tramo acaba con un "hardground" que sólo está representado en el sector este.

Kimmeridgiense inferior

Corresponde a la parte superior de la Formación Puerto Lorente de Rodríguez Estrella (1978). Se trata de una potente sucesión de alternancias de calizas, margocalizas y margas, de hasta 100 metros de espesor en el sector más meridional, a cuyo techo aparecen las calizas sin intercalaciones margosas del Kimmeridgiense medio-Portlandiense superior que constituyen la base de la Formación Sierra del Pozo.

En esta sucesión, Acosta (1989) describe dos tipos de facies diferentes:

- a) Margas y margocalizas oscuras, pobres en fauna y desarrolladas fundamentalmente en la base.
- b) Calizas bioclásticas, características de la parte superior de la secuencia.

Kimmeridgiense medio-Aptiense superior

Este intervalo corresponde a una laguna estratigráfica en casi toda la Unidad de la Sierra de Cazorla. Sólo en el sector más suroriental (Escama de la Viñuela) aparecen niveles del Kimmeridgiense medio y superior.

Se trata de un conjunto carbonatado, irregularmente dolomitizado, de casi 100 m de espesor, que representa el paso de las facies pelágicas del Kimmeridgiense inferior (Formación Puerto Lorente) a las facies neríticas que caracterizan el intervalo Kimmeridgiense medio-Valangiense inferior (facies Purbeck; Formación Sierra del Pozo). La transición vertical de una a otra se produce gradualmente, por descomposición de niveles margosos y aumento del carácter bioclástico, oncolítico y

oolítico de las facies, así como por la aparición de una asociación bentónica característica (Lituólidos, Miliólidos y Dasycladáceas).

El límite entre los dos tramos corresponde a la base de un potente banco oncolítico-bioclástico a partir del cual la sucesión, de 50 m aproximadamente, es totalmente caliza.

Cretácico

Los materiales cretácicos de la Sierra de Cazorla son de naturaleza arenosa, arcillosa y dolomítica. Reposan en discordancia sobre materiales jurásicos de edades diferentes. Estos materiales son más modernos hacia las escamas más internas, es decir, de oeste a este se reduce la laguna estratigráfica existente entre la serie cretácica y los materiales infrayacentes.

Esto mismo ocurre hacia el sur, donde, como hemos visto, aparecen incluso los materiales del Kimmeridgiense medio y superior (Escama de la Viñuela: García-Hernández, 1979; Acosta, 1989).

Aptiense superior

Está formado por un nivel guía de margas amarillas y rojas, con abundantes pisolitos y nódulos ferruginosos. En su base aparece una costra ferruginosa que descansa discordantemente sobre distintos tramos jurásicos rellenando una superficie irregular (incluso un paleokarst; Foucault, 1971) que corresponde a un paleorelieve (García-Hernández, 1978). Su potencia no suele sobrepasar los 5 m, aunque excepcionalmente puede llegar a 25 m (carretera Beas de Segura-Cortijos Nuevos).

Aptiense superior-Albiense inferior

Este intervalo está formado por una sucesión de espesor variable (5-30 m) de margas verdes con escasos pisolitos ferruginosos. Intercalan a veces niveles de calizas que pueden estar dolomitizadas (García-Hernández, 1979).

Albiense superior

Está constituido por margas dolomíticas, margas arenosas y arenas, que intercalan a techo niveles de dolomías o calizas de Rudistas y Orbitolinas. Su potencia oscila entre 50 y 60 m. Pudieran corresponder a las facies Utrillas (García-Hernández, 1979).

Vraconiense-Cenomaniense

Está constituido por un tramo estratocreciente de dolomías pardas que, localmente, en su base, puede contener niveles de calizas oolíticas con Rudistas y Orbitolinas. Aparece, fundamentalmente, en los cortes más orientales de la Unidad, donde llega a alcanzar hasta 30 m de espesor y se encuentra mejor representado en el sur, donde llega a desarrollar hasta 50 m de potencia.

Terciario

En el Prebético Externo el Terciario está representado exclusivamente por el Mioceno que descansa directamente sobre las dolomías del Cenomaniense. Esto significa que falta en la serie la mayor parte del Cretácico superior y el Paleógeno. A diferencia del Prebético Interno, se ha identificado solamente un Neógeno pretectónico, aunque diferenciado en alóctono y autóctono (Foucault, 1971).

Los terrenos miocenos autóctonos se localizan en los bordes de los relieves prebéticos y están constituidos exclusivamente por margas del Mioceno medio y superior.

Los terrenos miocenos alóctonos están incorporados a la propia estructura del Prebético Externo, aunque sus afloramientos son escasos. Al contrario que en el resto del Prebético, la base del Mioceno al oeste de la Sierra de Cazorla es a menudo muy detrítica (Foucault, 1971).

Al norte del Embalse de Aguascebas la sucesión miocena, de alrededor de 100 m de potencia, descansa sobre las margas, dolomías y arenas del Albiense superior y está decapitada a techo por las dolomías del Lías-Dogger. Incluye un primer tramo de casi 60 m de arenas, conglomerados de cantos carbonatados y cuarcíticos y niveles dolomíticos. A techo se desarrolla un conjunto margoso.

Más al sur la base del Mioceno está constituida por 2-3 m de conglomerados con Ostreidos seguidos de unas calcarenitas de una decena de metros. Encima aparecen unas margas blancas con niveles calizos intercalados del Mioceno medio.

Por otra parte, las series miocenas conservadas en las estructuras sinclinales de esta región presentan una serie análoga a la del Prebético Interno.

3.2.3.2. Estructura

El estilo de la deformación en la Unidad de la Sierra de Cazorla no difiere sustancialmente del de la Unidad de Beas de Segura. Ambas se integran en la denominada "Región de Escamas" (Dabrio y López-Garrido 1970, Foucault 1971).

La Unidad de Cazorla presenta una estructura de fallas inversas, de dirección NNE-SSO y vergencia hacia el O. Dicha estructura se resuelve hacia el oeste por un cabalgamiento general del Mesozoico sobre los materiales neógenos del borde oriental de la Depresión del Guadalquivir, de modo que las fallas más occidentales pellizcan a los materiales miocénicos.

Las superficies de las fallas inversas se pueden continuar longitudinalmente incluso a lo largo de 10-15 km, hasta ser interrumpidas por fallas transversales que las desplazan. El buzamiento de las superficies de falla es mayor de 45°, que se traduce en una topografía con escarpes casi verticales.

El conjunto de fallas inversas, su posición relativa y la geometría de las mismas, corresponde a una estructura típicamente de escamas. El buzamiento de las capas varía según su posición relativa dentro de la escama, siendo mayor hacia el frente de las mismas, incluso con inversiones locales.

El número de escamas y los materiales que constituyen cada una de ellas difiere para cada corte. En general, se puede afirmar que son más abundantes hacia el sur, donde la zona de escamas alcanza una anchura, según la perpendicular a las escamas, del orden de 15-18 km. Hacia el norte, aproximadamente a la altura de Fuentepinilla, comienza a disminuir el número de escamas, de modo que se reducen en cartografía a una banda de 6-8 km. Más al norte aún, las fallas se continúan con dificultad y terminan por desaparecer al oeste de Torres de Albarchez. En la región de Alcaraz han sido reconocidas estructuras similares que afectan a materiales equivalentes, pero de una dirección NE-SO, lo que supone una apreciable variación respecto a la dirección próxima a la N-S, de las descritas anteriormente. Hacia el este, en la Hoja de Liétor toman dirección NO-SE con vergencias al N y S.

En cada escama intervienen dolomías del Lías y Dogger y un nivel incompetente (arcillas y margas del Trías o Kimmeridgiense) que actúa como nivel de despegue. Los demás materiales sólo forman parte de alguna de ellas.

El acortamiento máximo que se puede calcular para cada escama es del orden de 1 km. Este valor descarta toda posibilidad de considerar a las escamas como unidades alóctonas. El acortamiento total para la Zona Prebética en este sector varía según la

transversal. Sin embargo, se puede estimar en un máximo de 16 km y un mínimo de 12 km (Dabrío y López Garrido, 1970).

En el sector más meridional de la Unidad de la Sierra de Cazorla, las escamas tienen una anchura de 1-2 km y una longitud de más de 10 km. Foucault (1971) las agrupó en cuatro haces de escamas que denominó de oeste a este: Cazorla, El Chorro, Gilillo y Viñuela. Un estudio comparado de las diferentes escamas revela que el salto es mayor hacia el este pues afloran en esta dirección términos más antiguos. También la inclinación y la intensidad de la deformación aumentan en esa dirección.

Por otra parte, la Unidad de Cazorla limita al este con la formación Hornos-Siles. El contacto entre ambas formaciones es mecánico, estudiado en detalle, presenta superficies de fallas inversas muy verticales, aunque su intersección en la topografía sugiere un buzamiento menor. En la transversal del embalse del Tranco de Beas, el contacto entre ambas formaciones es mecánico, aunque a grandes rasgos la estructura de la formación Hornos-Siles es un anticlinal, siendo hacia el sur la compresión de la estructura cada vez más evidente y acusada. Esta región donde se encuentra la formación de Hornos-Siles, se denomina el accidente del Alto Valle del Guadalquivir.

El accidente del Alto Valle del Guadalquivir constituye la divisoria entre la Unidad de Cazorla, el Prebético Externo al este y la Unidad de la Sierra de Segura, Prebético Interno al oeste y, además, constituye una neta frontera con marcado carácter diferencial en la sedimentación durante el Malm y el Cretácico. En la Figura 3.4 se puede observar un corte geológico del Valle del Alto Guadalquivir.

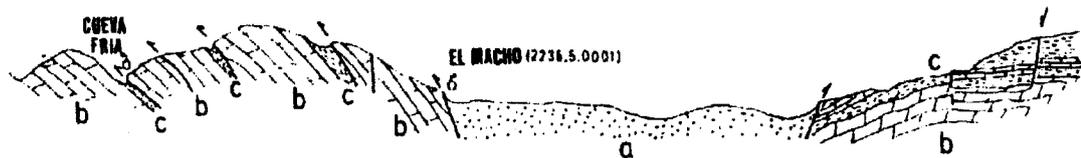


Figura 3.4. Corte geológico del Valle del Alto Guadalquivir (modificado del ITGE-UG, 1991). a) Arcillas y margas del Triás de facies germano-andaluzas. b) Calizas y dolomías del Lías y Dogger. c) Margas del Jurásico superior y/o Cretácico.

Desconocer el espesor de la formación Hornos-Siles impide precisar si este accidente afecta o no al zócalo de la cuenca, aunque es bien difícil de explicar una profunda subsidencia sin una flexuración que afecte también al zócalo y cree ya una cierta fragilidad.

Según Dabrío (1972) la estructura parece corresponder a fenómenos diapíricos originados por la plasticidad de los materiales indicados al ser afectados por esfuerzos tectónicos, aunque probablemente la estructura original fuese antiformal.

Por último, la estructura en escamas de la Sierra de Cazorla ha sido interpretada por Martín Algarra (1987) como un “dispositivo tectónico de sistema cabalgante con abanico imbricado frontal”.

3.2.4. Unidad de la Sierra de Segura

3.2.4.1. Estratigrafía

Esta Unidad está encuadrada en el Prebético Interno, presentando una sucesión estratigráfica más potente, con menos lagunas estratigráficas y facies más claramente marinas, que las unidades del Prebético Externo. Hay que tener en cuenta que el ámbito

de sedimentación es propio de plataforma continental con cierta subsidencia en la cuenca por lo que los espesores son mayores. Los materiales detríticos son más escasos, abundando las calizas y dolomías y, en menor medida, las margas y margocalizas (Figura 3.5).

Por otra parte, existe un claro predominio de los afloramientos cretácicos, quedando el Jurásico localizado en una estrecha banda en la zona de Segura de la Sierra-Orcera-Hornos, en la Sierra de la Muela al NE del Anticlinal de Socovos y probablemente también en el núcleo del anticlinal del río Segura, en el río Zumeta y en la parte media del río Tus, junto al balneario de mismo nombre. También aparece en todo el borde oeste de la unidad geológica.

Hasta el Kimmeridgiense inferior las facies son semejantes a las del Prebético Externo. A partir del Kimmeridgiense superior y hasta el Berriasiense se depositan los materiales de facies "Purbeck" bastante potentes. El Cretácico muestra series estratigráficas esencialmente continuas, con discontinuidades de poca envergadura. La potencia, muy importante, aumenta progresivamente hacia el SE. También alcanza gran desarrollo el Paleógeno marino, en general en zonas más surorientales. El Neógeno premantos se presenta en facies marina con muchas discontinuidades estratigráficas mientras que el Neógeno postmantos es de carácter continental y lacustre.

Jurásico

El límite Jurásico-Cretácico es impreciso por no encontrarse fauna característica, existe una serie de afloramientos que, o no se ha hallado dicha fauna (Balneario de Tus), o si se ha encontrado, ha sido en los términos más inferiores, por lo que no se puede confirmar más que en pequeños afloramientos en puntos del anticlinal del río Segura y Zumeta.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA SINTÉTICA DE LA UNIDAD DE SEGURA		
	LITOLOGÍA	EDAD
	Calizas	SENONENSE
	Dolomías grises	CENOMANENSE-TURONIENSE
	Dolomías y margas blancas	
	Dolomías ocreas	
	Arenas cuarzosas y argilitas. <i>Facies Utrillas</i>	ALBENSE
	Calizas, margas y arenas	NEOCOMIENSE-APTENSE
	Calizas	TITHÓNICO
	Dolomías. <i>Facies Purbeck</i>	KIMMERIDGIENSE MEDIO-SUPERIOR
	Calizas, margocalizas y margas	KIMMERIDGIENSE INFERIOR
	Calizas nodulosas	OXFORDIENSE SUPERIOR
	Dolomías	LÍAS-DOGGER
	Margas, areniscas y arcillas	TRÍAS

Figura 3.5. Columna estratigráfica simplificada de la Unidad de Segura (modificado de ITGE, 1994c).

Cabe mencionar otros afloramientos jurásicos situados tectónicamente sobre el Prebético Interno en la Unidad de Segura-Cazorla pertenecientes al frente de cabalgamiento Subbético y que conforman la Unidad Hidrogeológica 07.19 de Taibilla situada en la sierra del mismo nombre al S de Nerpio, así como en la sierra del Cerezo y

el pequeño afloramiento del cerro de Almanillas sobre el Anticlinal de Socovos al N y NO de Moratalla respectivamente.

En este apartado sólo se describirán las características estratigráficas de los materiales que pertenecen al Prebético Interno.

La serie Jurásica que cabe encontrar en profundidad, sobre un Triásico de facies germánica, sería un conjunto litológico que aflora completo solo en el Prebético Externo y que dada su relativa proximidad, es previsible que no existan diferencias notables. En general, la serie supuesta sería la siguiente:

- **Infralías (> 30-50 mm), dolomías masivas recristalizadas.**
- **Lías inferior (100-200 m), dolomíticas estratificadas.**
- **Lías inferior-medio (>20-50 m), dolomicritas y margas verdes-rojas y amarillentas intercaladas.**
- **Dogger (200-400 m), dolomías masivas con posibles pasos laterales a calizas, especialmente hacia el techo. El techo de esta formación afloraría en el anticlinal del río Segura.**

En el anticlinal del río Segura, cerca de Parolís y probablemente a techo del Dogger, afloran 8-10 m de calizas rojizas y grises, datadas por los microfósiles que contienen, como Oxfordiense superior. A continuación aflora un conjunto que sirve de transición entre el Jurásico y el Cretácico y que está formado por unos 200 m de calizas, margas, dolomías y areniscas del Kimmeridgiense (Malm)-Aptiense inferior.

En la Sierra de la Muela, aparecen 200 m de calizas cuya edad también se sitúa en el tránsito Jurásico y el Cretácico pertenecen a la formación Sierra del Pozo que toma el nombre de esta sierra situada al SO de la Unidad de Segura-Cazorla.

Cretácico inferior

Presenta una mayor extensión de afloramientos que el Jurásico y como ya se ha indicado, en muchos puntos no hay un límite preciso con el Jurásico superior por falta de fósiles característicos. Se puede considerar la presencia de hasta 6 períodos sedimentarios alternativamente carbonatados y lutíticos sobre una base no siempre presente de Neocomiense margoso y con un techo carbonatado de tránsito al Cretácico superior (Albiense superior-Cenomaniense inferior).

Neocomiense

En la Sierra de la Muela en el Anticlinal de Socovos, se compone de unos 40-70 m margas areniscosas ricas en ammonites y margocalizas hacia techo. En el balneario del río Tus, afloran unos 25 m de margas y margocalizas.

En los demás sectores, no parece estar representado si se exceptúa su posible presencia en el fondo del sondeo 233480024 "Fuente Higuera" donde aparece un espesor perforado de 26 m de margas negruzcas con lignitos que puede atribuirse a ese período.

Barremiense-Bedouliense (Aptiense inferior)

Formación fundamentalmente carbonatada constituida por calizas y dolomías, y en menor proporción intercalaciones de margas, arenas y areniscas, estas últimas sobre todo hacia la base de la serie. El espesor aproximado es de 200 m aunque hacia el N (Zona de Yeste), pueden alcanzar los 400 m si bien, en este lugar los 150 m basales está compuestos por 90 m de arenas, areniscas, arcillas rojas; 15 m de calizas algo arenosas y 50 m de arenas amarillas. Algo parecido ocurre en Sege (Fourcade et al, 1977), en la parte centro oriental de la Hoja de Yetas de Abajo donde afloran 110 m basales de

areniscas, margas con algo de dolomías y calizas intercaladas y otras 110 m superiores de calizas.

Bedouliense (Aptiense inferior)-Gargasiense (Aptiense medio)

Formación esencialmente constituida por terrígenos silíceos y ocasionalmente alguna pasada carbonatada. Representa una ruptura sedimentaria intraaptiense de escala peninsular. Su potencia oscila entre los 90-100 m en el río Zumeta y los 25-30 m en la zona de Sege y en la parte NE de la Hoja de Yetas de Abajo. Potencia parecida poseen estos materiales en Benizar y la Sierra de la Muela (Anticlinal de Socovos) con 20 m.

Gargasiense (Aptiense medio-superior)

Formación carbonatada a escala regional cuya potencia aumenta de NO a SE en el Prebético Interno. Así en el río Zumeta, y hacia el SO de la Hoja de Yetas de Abajo posee una potencia de 100-180 m de calizas con Rudistas y Orbitolinas con intercalaciones de margas grises. Hacia el NO de la misma Hoja cuenta con un espesor de 110 m pero con una intercalación de 30 m de arenas y areniscas hacia la base. En Sege, situado más hacia el SE la potencia decrece de forma drástica hasta los 5 m. En la Sierra de la Muela y Benizar, la potencia es de 180-200 m pero de una alternancia de tramos carbonatados y lutíticos, donde a techo predominan las calizas. A N de Yeste en el Arroyo Bravo la potencia es de 20 m de briomicritas.

Aptiense superior (finiaptiense)-Albiense medio.

Se trata de una formación casi completamente terrígena de entre 50 y 150 m de espesor y que representa una ruptura sedimentaria de gran importancia a nivel regional.

Así pues, en el río Zumeta, consta de 150 m de arenas ocreas y areniscas ferruginosas, arenas blancas y 2 ó 3 niveles de calizas micríticas areniscosas con

Orbitolinas y Rudistas. En el NO de la Hoja de Yetas de Abajo cerca de Arguellite y límite con la Hoja de Yeste, afloran 50-80 m de margas versicolores, arenas y areniscas blancas y amarillentas en facies similar a la de Utrillas. En Sege, sobre los carbonatos gargasienses, hay 160 m de arenas con pasadas calcáreo-areniscosas que deben incluir al Albiense superior, puesto que no ha sido posible precisar el límite al no existir una biofacies característica.

En Benizar y la Sierra de la Muela se compone de 120 m de margas rojas y verdosas y arenas blancas y amarillentas con un paquete intercalado hacia techo, de 20 m de calizas con Rudistas y Orbitolinas. En Peñarrubia, entre las hojas de Yeste y Elche de la Sierra, esta formación alcanza una potencia de 300-350 m arenas, areniscas, arcillas con alguna pasada dolomítica, mientras que al N de Yeste en el centro de la Hoja del mismo nombre en el Arroyo Bravo el espesor es de 150 m. En estos dos últimos sitios ocurre algo parecido a lo que sucede en Sege: no es posible delimitar hasta donde llega el Albiense medio terrígeno por lo que es probable que la parte superior de estas formaciones pertenezca ya al Albiense superior en Facies Utrillas, puesto que falta la formación intermedia carbonatada marina del Albiense superior.

Albiense superior marino

Representado por una formación carbonatada a nivel regional, no siempre presente según se expone en el punto anterior, y que se dispone en posición intermedia ente los sedimentos terrígenos del Albiense.

En el río Zumeta afloran 50-70 m de calizas micritas con margas intercaladas con Orbitolinidos, continuando en la zona de Arguellite con 50 m de calizas bromicríticas con Orbitolinas y Rudistas. En el río Segura, aguas abajo del arroyo Madera hay 40 m de calizas y calizas margosas propias de ambiente restringido datables en este período por criterios estratigráficos.

En Sege aunque esta formación carbonatada no está caracterizada, el Albiense superior contemporáneo a la misma puede estar representado por pasadas calcáreo-areniscosas o areniscas calcáreas hacia el teórico medio de la serie terrígena silícea, con la que culmina el Cretácico inferior. En el área de Benizar y Sierra de la Muela afloran 80 m de calizas microcristalinas dotadas por biofacies con algunas intercalaciones de arenas más frecuentes hacia la base.

Albiense superior continental o Facies Utrillas s.str.

Compuesto por gravas de cuarzo y cuarcita; arenas silíceas y feldespáticas blancas, rojas, verdes, amarillentas; arcillas y limolitas igualmente versicolores. Formación generalmente azoica donde únicamente en el área de Benizar y la Sierra de la Muela ha podido encontrarse fauna característica del Albiense superior. Allí la potencia es muy variable (entre 30 y 200 m) y la formación está compuesta por arenas versicolores, margas y areniscas donde lateralmente, en el flanco sur del anticlinal de la Sierra de la Puerta, pasan a calizas arenosas que es donde se encontró la fauna característica citada.

Transición Albiense superior-Cenomaniense inferior (Vraconiense)

Representada en el área de Sege y en la población de Yetas de abajo por dos facies algo diferentes de unos 80 m de espesor total, estando compuesta la de la base por una alternancia de calizas, calizas dolomíticas y margas y la de techo por un espesor variable de 25-60 m de dolomías arenosas silíceas con niveles de arenas amarillentas en su parte inferior. En la zona de Benizar-Sierra de la Muela se compone de aproximadamente 60 m de calizas gravelosas, a veces dolomíticas, generalmente de color beige y rosado.

Cretácico superior

El Cretácico superior se compone de un complejo dolomítico basal del Cenomaniense-Turonense y un conjunto carbonatado superior del Senoniense.

A escala regional este complejo dolomítico consta de tres miembros ("trilogía dolomítica"), a saber: dolomías masivas, dolomías estratificadas y dolomías masivas, aunque no siempre están todas representadas en las distintas áreas del Prebético Interno. El conjunto carbonatado superior senoniense incluye el Coniaciense, que a veces falta también; el Santoniense, incompleto o ausente otras veces, y finalmente el Maastrichtiense, siempre presente al O y ausente hacia el E.

Cenomaniense

Representado en todo el ámbito del Prebético Interno, está compuesto por 150-200 m de dolomías masivas o en bancos muy gruesos, con sombras de Orbitolinas en la base. La potencia es mayor hacia zonas más internas, es decir, de NNO a SSE.

Cenomaniense-Turonense

A este período corresponde la formación intermedia de la "trilogía dolomítica". Se trata de unos dolomicritas estratificadas con fauna apenas reconocible y poco característica aceptándose la edad por criterios estratigráficos. La potencia disminuye desde 100-120 m al NNO hasta 30-40 m al SSE, al contrario que las dolomías anteriores.

Turonense

Compuesto por dolomías masivas generalmente azoicas, a veces con "sombras" de intraclastos fósiles y de tramo medio, su potencia alcanza los 40-50 m al O y al N de

la Hoja de Yetas de Abajo, así como en toda la extensión de la Hoja de Yeste y la parte suroccidental de la de Elche de la Sierra, donde puede superar los 100 m como ocurre en el Calar del Mundo, para disminuir su potencia hasta desaparecer hacia el SE, de forma que ya no se encuentra a la altura de Sege y la población de Yetas de Abajo ni en la Hoja a de Moratalla. Su presencia, por tanto, se reduce al entorno de la parte más externa del Prebético Interno.

Coniaciense-Santoniense

Serie marino lagunal que alcanza las 200 m de potencia en el Calar de la Sima al NO de la Hoja de Yetas de Abajo y en la culminación del Calar del Mundo y la Sierra del Cujón en la Hoja de Yeste y que desaparece hacia el SE, no encontrándose más al E de la sierra de Los Estepares en la parte occidental de la Hoja de Moratalla donde puede alcanzar los 30 m. Se trata de calizas micríticas de grano fino con buena estratificación que presentan en ocasiones intraclastos negros ("cailloux noirs") aparte de fósiles característicos de este período.

Santoniense-Maastrichtiense

En este período se pueden distinguir dos facies de la cuenca en dos ambientes bien diferentes. Por un lado un ámbito marino lagunal al NO y por otro una facies pelágica al SE y cuyo límite sería una amplia zona circundante al río Segura hasta el embalse de la Fuensanta.

Así pues, en el NO, en la zona del Calar de la Sima y en la parte occidental del Calar del Mundo afloran más de 150 m de calizas de grano fino con fauna no del todo característica (puesto que sólo constata el período Campaniense-Maastrichtiense) sobre una base muy variable (desde unos pocos metros hasta 200) de conglomerados de cantos muy rodados de cuarzo y cuarcita con matriz arenosa silícea y sólo presentes en

el Calar de la Sima. Por otro lado, en el Calar del Mundo, a techo de las calizas citadas se disponen unas calcarenitas amarillentas algo dolomitizadas de 40 m de espesor.

En el SE, en la zona de la Loma de Sapillo al S de la Hoja de Yetas de Abajo en zonas puntuales de la Sierra de Huebras al NO de la Hoja de Nerpio así como en la parte centro-occidental del Anticlinal de Socovos, aflora una facies pelágica compuesta por calizas blancas margosas y margas verde-amarillentas de unos 20-30 m en el Anticlinal de Socovos y Loma del Sapillo, que pueden alcanzar los 50 m en la Sierra de Huebras. En estas áreas existe una laguna estratigráfica importante faltando el Senoniense inferior entre el Coniaciense y el Santoniense, llegando en la parte oriental del Anticlinal de Socovos (Benizar y Sierra de la Muela) a ampliarse aún más dicha laguna faltando el Senoniense entero (Coniaciense-Maastrichtiense) junto con el Turoniense, depositándose los materiales el Paleógeno directamente sobre el primer miembro del complejo dolomítico basal (Cenomaniense).

Paleógeno

Representado en amplios sectores de la Hoja de Nerpio, así como en la Loma del Sapillo y la parte centro-meridional y oriental del Anticlinal de Socovos, posee un carácter autóctono en el contexto del Prebético Interno.

En general, se puede dividir a este conjunto en dos formaciones:

- Formación Marina inferior que comprende el Paleoceno y el Eoceno inferior y medio.
- Formación Marino-Lagunal superior que pertenece al Chattiense (Oligoceno superior), faltando al parecer, el Eoceno superior y el Oligoceno inferior y medio que en la Hoja de Calasparra pudieran dudosamente quedar incluidos en la base de esta serie marino-lagunal.

Por otro lado, se considera la existencia de tres rupturas sedimentarias:

- Avalancha de terrígenos en el Ilerdiense superior-Cuissiense (Paleoceno-Eoceno).
- Arenas silíceas y gravas Intralutecienses (hacia la base del Eoceno medio).
- Nivel de areniscas silíceas con un "hard-ground" en el techo del Luteciense que da paso al Oligoceno superior con las lagunas estratigráficas ya citadas.

Paleoceno inferior (Daniense-Montiense-Thanetiense)

Compuesto por 120-130 m de calizas masivas muy blancas y recristalizadas a veces pulverulentas con abundante fauna característica. Aflora en las sierras de Pincorto y Huebras (parte occidental de la Hoja de Nerpio) así como en la Loma del Sapillo y en la parte centro occidental al sur del Anticlinal de Socovos.

Paleoceno superior (Thanetiense-Ilerdiense)

Representado por calizas organodetríticas microcristalinas, a veces arcillosas y de color beige o gris claro con buena estratificación y con una potencia que varía de 30-40 m en la carretera entre Nerpio y Yetas de Abajo a los 120 m que alcanza en la parte nororiental (Sierra del Cerezo) del Anticlinal de Socovos donde además incluye algunas intercalaciones margosas. A techo de esta formación se encuentra la primera ruptura sedimentaria.

Eoceno inferior-medio (Cuissiense-Luteciense inferior)

Serie terrígena compuesta por unos 120-130 m de una secuencia de margas arenosas, areniscas y calizas arenosas principalmente en la zona SO de las Sierras del Cerezo y de la Muela, pasa lateralmente hacia las Sierras del Zacatín (SO del Anticlinal de Socovos) a 100-120 m de calizas recristalizadas masivas con Nummulites, entre otros fósiles, reduciéndose en la zona de la Loma del Sapillo (casa de La Cabrera) a 15-

20 m de calizas organodetríticas arenosas color beige-amarillento también con Nummulites.

Este cambio lateral de facies también se registra al S de la Sierra del Taibilla en la Hoja de Nerpio pero de forma más brusca de manera que hacia el N y NO de esa zona se sitúan las calizas (Formación de Cañada Hermosa) y hacia el S con Nummulites, margocalizas (Formación de Nablanca). La potencia aumenta notablemente de unos 50 m hasta los 200 m hacia el S.

La segunda ruptura sedimentaria se situaría hacia el techo del Luteciense inferior, representada por unos niveles de conglomerados masivos con grandes cantos calizos y grava de cuarzo y cuarcita intercalados hacia la parte superior de estas margas y visibles en el camino de Somogil al SO de las sierras del Cerezo y la Muela.

Eoceno medio (Luteciense medio-superior)

Se trata de una serie de unos 130 m de potencia en el camino de Somogil sobre las margas anteriores y que presenta aquí una base de unos 30 m de conglomeradas calizas nummulíticas y arenas sobre las que se sitúan 100 m de calizas también nummulíticas. El espesor decrece hacia el O, encontrándose en la culminación de la Sierra del Zacatín que estas calizas solo poseen 30-40 m de espesor sobre una base discontinua de arenas silíceas de tan sólo 1-2 m.

Oligoceno superior (Chattiense)

Constituye la formación marino-lagunal superior del Paleógeno que reposa sobre la tercera ruptura sedimentaria citada incluyendo un "hard-ground" que explicaría la falta de depósitos del Eoceno superior.

Se trata de una sucesión de calizas y margas de unos 170 m de espesor en el camino de Somogil que varía poco hacia el O en la ladera S de la Sierra del Zacatín y NE de Nerpio (150 m). Sin embargo, más hacia occidente su potencia decrece drásticamente (SO de la Sierra de Taibilla) acufándose hasta desaparecer presentando aquí un predominio arenoso-limoso.

Neógeno premantos

Este período queda encuadrado en el Mioceno inferior-medio hasta el Serravaliense inferior-medio y esta representado en facies generalmente marina y que a grandes rasgos comprende 3 formaciones que incluyen rupturas sedimentarias y cambios laterales de facies:

- Formación basal terrígena arenosa o conglomerática
- Formación media de Calizas de Algas con pasos a techo de arenas, areniscas y margas arenosas.
- Formación superior discordante a escala regional de calizas y calizas con margas.

Formación basal (Aquitaniense inferior)

Compuesta por arenas conglomerados de cuarzo y cuarcita, limos y arcillas en conjunto, de aspecto rojizo, que se sitúa en discordancia angular con respecto al Chattense. Su espesor es de unos 25-30 m al SO de la Sierra del Zacatín junto a las casas de la Mancomunidad de Canales del Taibilla y en la Sierra de la Umbría. Al SO de la Sierra del Cerezo, cerca del camping La Puerta de Moratalla puede llegar a alcanzar los 80-100 m.

Formación media (Aquitaniense medio-Serravaliense inferior)

Consta de dos miembros separados por rupturas sedimentarias donde el inferior es carbonatado (Aquitaniense inferior-Burdigaliense inferior) y el superior está compuesto por dos conjuntos separados por un cambio lateral de facies (Burdigaliense medio-Serravaliense inferior) donde uno es carbonatado y el otro, detrítico.

El miembro inferior compuesto por calizas masivas que en su parte inferior son ricas en Molabesias por lo que se la viene denominando "caliza de Algas" que hacia techo se hacen un poco detríticas o bioclásticas con alguna ruptura sedimentaria menor no cartografiable. Aflora en el Calar de Pilillas, en culminaciones del Calar de la Sima, al Sur de la Sierra del Zacatín, en la Muela de Paules y en la Sierra de Gontar dentro de la Hoja de Yetas de Abajo con unos espesores que oscilan entre 80 y 120 m y que se reducen a unos 30 m de Pincorto, al S de la sierra de Taibilla. En el entorno de la SO del Cerezo su potencia es de 10-40 m y de 80 m al oeste de la Sierra de la Muela.

El miembro superior se sitúa entre dos rupturas sedimentarias, una intraburdigaliense en la base, y otra intraserravaliense en el techo. Se presenta bajo dos tipos de facies que se indentan entre sí, una más caliza y otra más terrígena. La facies calcárea se compone de calizas masivas, calizas arenosas y areniscas con potencia variable que oscila entre 200 m en el Calar de Pilillas, algo más de 100 en la Sierra de Gontar y la Muela de Paules y poco más de 20 en el NO del Anticlinal de Socovos para volver a aumentar hasta 120-130 en la parte central del mismo al SO de Benizar y la Sierra de la Muela. La facies detrítica está compuesta por arenas, areniscas y margas con espesores muy variables de entre 350 m en la Molata de Charán al SO de Benizar a los 30 m de la Sierra del Zacatín. Destacan también los 200 m que alcanza al E de la Sierra del Cerezo en la depresión de Moratalla, ya en la Hoja de Calasparra.

Formación superior (Serravaliense medio)

Formación discordante sobre las anteriores, que aunque no ha podido ser por si misma bien caracterizada en el Prebético en general, si puede serlo por estratigrafía regional comparativa. Así su depósito en Moratalla es anterior al del Mioceno superior marino de la cuenca de Calasparra, según los microfósiles encontrados (Jerez Mir et al, 1974). Puede considerarse como la última formación premantos puesto que es la más reciente que se encuentra corrida por el frente de cabalgamiento Subbético como así ocurre en la Sierra del Cerezo.

Está compuesta por dos facies, una carbonatada y otra detrítica. La primera facies tiene calizas masivas o en bancos muy gruesos, algo arenosas y con abundante fauna. Puede alcanzar los 125-150 m de espesor en el entorno de la población de Yetas de Abajo y la Muela de Paules hasta los 30 m al NO del Anticlinal de Socovos. En el Puntal de la Covacha y en la Molata de Charán hacia el centro del citado anticlinal su espesor es de 30-40 m sobre unos conglomerados poligénicos de cantos de calizas y dolomías mesozoicas y paleógenas de 10-15 m de espesor.

Bajo el cabalgamiento Subbético de la Sierra del Cerezo se observan unos 40 m de espesor. La segunda facies tiene calizas con margas con afloramientos de mucha menor extensión y que se encuentran en la Hoja de Yetas de Abajo.

Formaciones postmantos

Mioceno superior-Plioceno

Se trata de una potente formación fluvial de 100-150 m de espesor constituida por areniscas, arenas, limos y margas arenosas que afloran en el entorno del río Taibilla entre las hojas de Yeste y Yetas de Abajo y que hacia la de Elche de la Sierra al E se

indenta con facies lacustres de calizas, calizas y margas y margas arenosas con areniscas.

Plioceno-Cuaternario antiguo

Se consideran dos formaciones continentales: una primera formación de conglomerados poligénicos, de color rojo ladrillo con algo de limos, arcillas y areniscas, cuyos afloramientos más importantes ocupan, sobre todo, la parte occidental del río Taibilla desde Yetas de Abajo hasta casi el límite con la hoja de Yeste, junto con otra zona en la parte oriental de este río hasta la población de Letur en la Hoja de Elche de la Sierra. La segunda formación es de travertinos que, con posición estratigráfica relativa, se atribuye a Cuaternario antiguo. Están bien representadas en el límite septentrional del Anticlinal de Socovos en las hojas de Yetas de Abajo y Elche de la Sierra siguiendo una línea de afloramientos aislados a lo largo de la Falla de Socovos o de la Línea Eléctrica y que se han formado a partir de fuentes antiguas que drenaban las dolomías cenomanienses. También afloran en la margen izquierda del río Zumeta a la altura de Tobos en la Hoja de Nerpio formadas a partir de drenajes de rocas carbonatadas del tránsito Jurásico-Cretácico.

Cuaternario reciente

Los depósitos cuaternarios se reparten muy desigualmente ocupando zonas de valle e intramontañosas así como en zonas de pie de monte y rellenos de formaciones kársticas superficiales como dolomías. Así podemos distinguir las siguientes:

- Abanicos aluviales y glaciales.

Constituidos por brechas y conglomerados más o menos cementados con matriz arcillosa en las primeras y por limos arenosos en las segundas, se disponen sobre todo,

en la ladera S de la Sierra de Taibilla y en la rambla de la Rogativa entre las hojas de Nerpio y Yetas de Abajo.

- Coluviones y fondo de valle.

Se incluyen aquí terrenos de cultivo, zonas marginales de cursos fluviales antiguos o recientes, rellenos de dolinas, etc. En general son materiales lutíticos finos arcillosos. Abundan este tipo de rellenos en la cuenca de Moratalla entre las hojas de Moratalla y Calasparra, así como en las dolomias existentes en la culminación de los macizos calcáreos como en el Calar del Mundo, Calar de la Sima y en la Sierra de Góntar.

- Aluvial y terrazas

Ligados a la red hidrográfica actual presentan niveles conglomeráticos, arenosos y lutíticos asociados al lecho de los ríos principales (Segura, Taibilla, Mundo) así como zonas de terraza que destacan en el río Segura a la altura de la desembocadura del arroyo Madera en la Hoja de Yetas de Abajo.

3.2.4.2. Estructura

Relación entre unidades tectonosedimentarias

El Prebético Interno, que es donde se enmarca la Sierra de Segura-Cazorla, constituye una parte de la Zona Prebética, cuyo estilo general viene caracterizado por la existencia de grandes pliegues y pliegues-falla. Constituye un conjunto enteramente autóctono, si bien ha sufrido grandes traslaciones en su seno a merced a la existencia de grandes fallas de desgarre dextral que como más importantes destacan la Falla de Socovos o de la Línea Eléctrica que separa el Prebético Interno del externo o la Falla de Tiscar en la extremidad SO de la Sierra de Cazorla, cuyo labio más hundido, al SO, ha facilitado en aquellas transversales un avance mayor de las "olistostromas" del

Subbético hacia el valle del Guadalquivir, ocultando allí prácticamente la Zona Prebética. En estas fallas de desgarre importantes, la cobertera parece haber sido solidaria con los movimientos del zócalo por lo que se considera como autóctona. En el caso de la Falla de Socovos o de la Línea Eléctrica, se establece el límite septentrional entre el Prebético Interno y el Externo mediante el desplazamiento dextral citado, a través de múltiples planos paralelos que conforman una zona de falla cuyo desplazamiento lateral se ha estimado entre 20 y 30 km.

El límite occidental, de dirección N 30 E, es de naturaleza mecánica y pone en contacto a los materiales jurásicos y cretácicos con el Trías del Alto Guadalquivir y en el extremo meridional, con el Prebético Externo de las sierras de Cazorla y Quesada que viene dado por la falla del Alto Guadalquivir-Casa de la Noguera (Rodríguez Estrella, 1978).

El Prebético Interno se sumerge tectónicamente hacia el SE bajo el frente de cabalgamiento Subbético estimándose de forma general en 20 ó 30 km más allá desde el límite de su afloramiento según las extrapolaciones establecidas a partir de transversales donde el Prebético Interno aflora completo como es el caso de las definidas al este de Alicante. Sin embargo en la transversal situada al S de la Sierra de Taibilla en la hoja de Nerpio, en una de las campañas de geofísica eléctrica realizada para este estudio, se ha delimitado en unos 10 km a la distancia entre el frente de cabalgamiento Subbético de la Sierra de Taibilla con respecto al límite interpretado en profundidad del paso lateral de dolomías cenomanoturonienenses de plataforma a facies de transición o neríticas propias del Prebético meridional o del Subbético Externo.

Estructuras del Prebético Interno

Dentro del Prebético Interno cabe destacar una serie de estructuras que denotan una diferente respuesta tectónica según los distintos materiales y zonas con respecto a unos mismos impulsos tectónicos. Así existe una clara disarmonía entre el plegamiento,

generalmente más fuerte, del Cretácico inferior con respecto al Cretácico superior. Esto es debido a la presencia de mayor proporción de materiales incompetentes en el Cretácico inferior (margas, margocalizas, etc.). Es observable tanto en zonas externas como al O del Calar de la Sima, como en el anticlinal de la Sierra de la Muela, situado más hacia el este (Jerez Mir et al, 1974).

En el sector noroeste del Prebético Interno, los pliegues configuran en su conjunto una doble inflexión en "S", es decir, con sus ramas extremas orientadas NNE-SSO (N30 a N40) y la rama central de dirección N-S. Esta configuración puede responder a la reacción de la cobertera frente a desgarre profundos del Zócalo (Jerez Mir, 1973) en un sistema solidario a la Falla de Socovos. Por otro lado, el encajamiento de la red fluvial se ha realizado preferentemente, a través de las zonas de debilidad que ofrecen las charnelas de los anticlinales que resuelven su inflexión mediante fractura en los materiales mayoritariamente competentes del Cretácico superior. Este encajamiento ha ocasionado que el paquete dolomítico del Cenomaniense-Turonense haya quedado colgado con respecto al cauce del río Segura y alguno de sus afluentes dando como resultado un relieve invertido donde los sinclinales se sitúan en las elevaciones topográficas y los anticlinales en los valles.

Por otro lado, en el sector sureste, más influenciado por el empuje tectónico procedente de este sentido y en combinación con la disarmonía del Cretácico inferior, ha resuelto la deformación producida mediante pliegues de vergencia NO alguno de ellos invertido, otros fallados e incluso pequeñas escamas de cabalgamiento de 1 ó 2 km de desplazamiento a favor de despegues producidos sobre los materiales incompetentes del Aptiense-Albiense. Caben destacar las escamas existentes en el Calar de Pilillas entre las hojas de Yetas de Abajo, Orcera y Santiago de la Espada, el pliegue-falla con flanco NO invertido de Sege, pliegues con fallas normales de distensión en la parte occidental del Anticlinal de Socovos formando una especie de "horts" y "gravens" e incluso pliegues invertidos y escamas de retrocabalgamiento en la parte oriental del mismo. Así, se observa en el área de Benizar una escama de vergencia SE donde los

materiales del Cretácico inferior montan sobre los del Paleógeno y que al SO de la Sierra del Cerezo en el área del río Benamor, hay un anticlinal de flanco invertido en materiales paleógenos con vergencia también hacia el SE.

Neotectónica

Puesta de manifiesto por las características de la sedimentación reciente, como es el caso de la constitución conglomerática del Pliocuatnario así como de las fallas distensivas que afectan no sólo a éste sino también a los travertinos e incluso al Mioceno superior como ocurre al NE de la Hoja de Yetas de Abajo y en la parte SO de la de Elche de la Sierra.

Otro dato que apoya una neotectónica intracuatnaria, puede ser la existencia de al menos dos terrazas fluviales en el río Segura a la altura de la desembocadura del arroyo Madera.

Conclusiones de la estructura del Prebético Interno

Como características fundamentales de la estructura del Prebético Interno, vienen dadas por una existencia de pliegues NE-SO y su arrastre E-O conforme se sitúan cerca del desgarre dextroso de la Falla de Socovos y la orientación retrovergente de las estructuras más meridionales. El acortamiento de la cobertera del Prebético Interno resulta más moderado si se compara con el Prebético Externo, debido al estilo tectónico general de amplios pliegues.

La orientación de esfuerzos de compresión máxima oscila entre las direcciones NO-SE y NNO-SSE, ya que los pliegues E-O deberían su orientación al desgarre de Socovos y no a una compresión N-S.

Los esfuerzos verticales de distensión posterior al plegamiento principal finiolioceno, tienen gran importancia y también han seguido jugando durante las fases intramiocénicas de distensión, dando lugar a fallas normales que fueron a veces las causantes directas de discordancias internas.