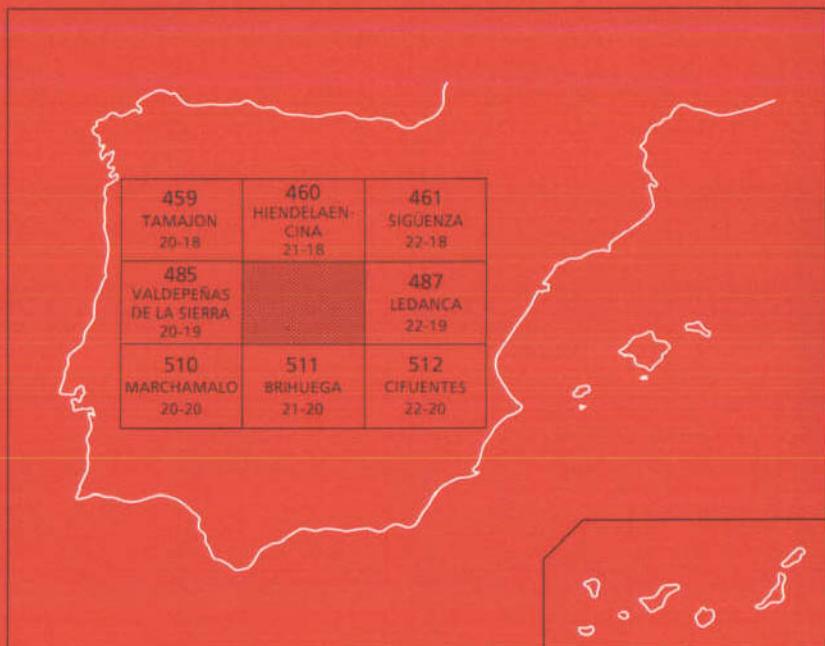




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



JADRAQUE

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

**Instituto Tecnológico
GeoMinero de España**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

JADRAQUE

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-10380-1991
NIPO: 232-91-001-4

HAN INTERVENIDO:

Cartografía cuaternario:	J.M. Portero (CGS) y A. Pérez-González (ITGE)
Cartografía mesozoico y terciario:	J.M. Aznar (CGS) y J.M. Portero (CGS)
Cartografía paleozoico:	F. González-Lodeiro y J.M. Portero
Secciones estratigráficas y Sedimentología:	M. Díaz Molina (U. MADRID), J.M. Aznar y J.M. Portero
Geomorfología:	J.M. Portero y A. Pérez-González
Edafología:	J. Gallardo (INST. EDAFOLOGIA) y A. Pérez-González
Petrografía:	M.J. Aguilar (CGS)
Micropaleontología:	M.C. Leal (CGS)
Vertebrados:	N. López Martínez (U. MADRID) y M. Alberdi (CSIC)
Ammonites:	A. Goy (U. MADRID)
Sedimentología de Laboratorio:	Laboratorios de CGS. Inst. Edafología y Estratigrafía de Madrid.
Memoria:	J.M. Portero, J.M. Aznar, M. Díaz Molina, A. Pérez González, J. Gallardo, F. González Lodeiro, M.J. Aguilar y M.C. Leal
Coordinación y dirección:	A. Pérez-González y J.M. Portero

INTRODUCCION

La Hoja de Jadraque se sitúa en las estribaciones meridionales del sector nororiental del Sistema Central. Forma parte de la provincia de Guadalajara.

Se caracteriza por la existencia de un relieve fuerte y accidentado con cotas que oscilan entre los 1165 y 700 metros. El sector sureste de la Hoja está ocupado por el relieve típico de los páramos, con amplias llanuras sobre la cota de 1000 metros, cortadas por profundos y alargados valles.

La red fluvial principal es la correspondiente al río Henares siendo éste el cauce permanente más importante. El resto de la red está formada por ríos tributarios de la arteria principal entre los que destacan el Sorbe y Badiel y otros afluentes como el Aliendre, Bornova y Cañamares. Desde el punto de vista hidrológico la red pertenece a la Cuenca del río Tajo.

La densidad de población es muy baja centrándose en pequeñas localidades. La economía de la región es forestal y agrícola con predominio de los cultivos de secano.

Desde el punto de vista geológico la Hoja de Jadraque se sitúa en el borde entre la zona oriental del Sistema Central y la Cuenca Meso-Terciaria del Tajo. Dentro del Sistema Central y hacia el este de la Sierra de Gredos pueden diferenciarse tres dominios caracterizados por su litología, estructura e intensidad del metamorfismo que afecta a sus materiales aflorantes. (BELLIDO et al., 1981): *El Dominio Oriental* situado al este de la falla de la Berzosa-Riaza queda caracterizado por el predominio de series ordovícicas, existencia de un metamorfismo de grado bajo, presencia de sedimentos pérmicos y ausencia total de manifestaciones plutónicas granitoides tardihercínicas en superficie. *El Dominio Central* se enmarca entre la falla de Berzosa-Riaza y el afloramiento metamórfico del Escorial-Villa del Prado y se caracteriza por aflorar exclusivamente materiales pre-ordovícicos afectados por un metamorfismo de grado medio-alto predominante, por la aparición de áreas extensas en las que se alcanza el grado de anatexia y presencia de gran número de cuerpos intrusivos de composición granítica y edad tardihercínica, tanto más abundantes cuanto más al Oeste. *El Dominio Occidental*, contiene de nuevo series ordovícicas, aunque predominan las preordovícicas con facies similares a las de Salamanca y grado de metamorfismo variable de alto a bajo siendo dominante éste último. Los granitoides tardihercínicos son muy abundantes y extensos, presentándose interconectados dando origen a extensísimos afloramientos y apareciendo las rocas metamórficas como manchas aisladas.

Los materiales hercínicos que afectan más directamente a la zona en estudio, pertenecen por sus características al Dominio Oriental del Sistema Central, enclavado en la zona Centro Ibérica de JULIVERT et al., (1977) y no en la zona Asturoccidental-Leonesa como señalaba LOTZE (1945) y para el cual el límite entre ambas zonas se situaba aproximadamente a la altura de la falla Berzosa-Riaza. Recientemente GONZALEZ LODEIRO (1980) ha propuesto que este límite debe situarse mucho más hacia el este en la Cordillera Ibérica a la altura de Molina de Aragón (provincia de Guadalajara).

Las características estratigráficas y estructurales más importantes de este área son:

- La existencia de un Ordovícico detrítico discordante y transgresivo sobre un sustrato, que

está constituido bien por la formación **Oollo de Sapo** (Hiendelaencina, El Cardoso, Riaza) o bien por el conjunto de micacitas y gneises pelíticos con intercalaciones de anfibolitas y calizas o por el *esquisto grauwáquico*; es decir en todos los casos el sustrato es de edad precámbrico o cámbrico inferior.

- La existencia de pliegues de dirección N-S con vergencia este, afectados posteriormente por un cizallamiento dúctil heterogéneo y por una fase de deformación retrovergente semejante a la que se observa en algunos sectores del anticlinorio del **Oollo de Sapo**.

El Sistema Central está flanqueado al sur por la Cuenca Meso-Terciaria del Tajo. El Mesozoico tiene características semejantes a las de la Cadena Celtibérica con afloramientos de Triásico en Facies Germánica, Jurásico marino muy desmantelado presente hacia el este, en la región de Sigüenza-Atienza, y Cretácico en facies transicionales y marinas. El Paleógeno y Neógeno se depositan en cuencas continentales intramontañosas y presentan gran variedad de facies.

El sistema Central tiene una estructura fundamentalmente hercínica generada a partir de varias fases de plegamiento, si bien existe evidencia de movimientos tectónicos prehercínicos (Asínticos y Sárdicos). Los movimientos de fracturación tardihercínicos controlan la sedimentación de Pérmico del dominio oriental, la intrusión de los granitoides tardíos y el emplazamiento de diques de variada naturaleza.

La Cuenca Meso-Terciaria del Tajo se caracteriza por el predominio de las estructuras alpinas. La reactivación sucesiva de las fracturas tardihercénicas controla en gran parte la sedimentación del mesozoico y es la responsable del desmantelamiento del Jurásico hacia el oeste del Sector de Atienza-Sigüenza (Movimientos neocimméricos o aústricos). El Mesozoico y Paleógeno están afectados por varias fases de plegamiento, apareciendo como fundamentales la directriz Guadarrama, la directriz Altomira y la Ibérica. El Neógeno se presenta subhorizontal o levemente plegado en los bordes. Hay evidencias de actividad neotectónica reciente que afecta a todo el conjunto del Sistema Central y Cuenca Meso-Terciaria del Tajo.

Desde el punto de vista geomorfológico general destacan los siguientes elementos: Relieves estructurales mesozoicos, rampas o superficies de erosión de enlace entre la cuenca Terciaria y el Sistema Central, las altiplanicies de los Páramos calcáreos, altiplanicies de páramos siliciclásticos, relieves en graderío debidos a las terrazas de los ríos más importantes (Jarama, Henares, Manzanares, Tajuña, etc.) y vegas de los mismos.

1. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja afloran dos grandes conjuntos de materiales sedimentarios. Los primeros, de edad ordovícica, han sido afectados fundamentalmente por la orogenia hercínica. Los segundos de edad mesozoica y terciaria deformados por los movimientos alpinos.

Dentro de los materiales paleozoicos, regionalmente, aparecen dos series, una de edad ordovícico, intensamente deformada y otra postectónica del Carbonífero-Permico que ha sufrido las deformaciones debidas a las fases hercínicas póstumas (Saálica y Pfálrica) y a los movimientos alpinos.

1.1. ORDOVICICO

Los principales trabajos que se ocupan del Ordovícico de la región son los de LOTZE (1929), SCHROEDER (1930), JORDANA y SOLER (1935). Más recientes son los DE LA CONCHA (1958, 1962, 1963), SCHAFER (1969), PEREZ REGODON (1970), BARD *et al.*, (1970, 1971), GARCIA CACHO (1973), BISCHOFF *et al.*, (1973, 1980), CAPOTE *et al.*, (1975), F. CASALS (1976, 1979) y BASCONES *et al.*, (1978) y GONZALEZ LODEIRO (1980, 1981).

En la Hoja afloran tres de las cuatro grandes formaciones paleozoicas hercínicas existentes en el sector (Fig. 1):

Formación Constante.

Formación Alto Rey.

Formación Rodada.

Estas formaciones fueron definidas por SHAFFER (1969) en Hiendelaencina. La Formación Buitrago, definida por CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975), no está representada.

Los afloramientos ordovícicos existentes en la Hoja de Jadraque, tienen poca extensión y están relegados al extremo noroccidental en los alrededores de Jócar y Veguillas.

1.1.1. Formación Constante. Alternancia de cuarcitas y pizarras oscuras (1). Ordovícico inferior (Tremadoc ?).

Definida por SCHAFFER (1969) en la región de la Constante al oeste de Hiendelaencina.

Está formada por una alternancia de cuarcitas y pizarras que yacen en discordancia angular sobre la Formación Hiendelaencina (gneises glandulares y microglandulares).

Dentro de la Hoja solo aflora el techo de la formación, en una pequeña mancha situada al noreste de Veguillas, que constituye el flanco occidental de un pequeño núcleo anticlinal de dirección NNO vergente hacia el ENE.

Regionalmente está definida por una potente serie de 700 a 1.000 metros de potencia en la que alternan cuarcitas y pizarras y existen niveles lenticulares de conglomerados y de rocas anfibólicas en la parte inferior. La parte superior que es la aflorante en la Hoja solo contiene la alternancia de cuarcitas y pizarras.

Fernández Casals (1976)	Sommer (1966)	Schäfer (1969)	Soers (1972)	González Lodeiro (1980)
ESQUÍSTOS DEL ORDOVÍCICO medio y superior >1.000 m	TONSCHIFFER-SÉRIE Ts-5 ₁ , Ts-5 ₄ 504-505 m	SUPERIORES 250 m	Pr-5 90-110 m	O ₇ 50-60 m ASGHILL ?
		INFERIORES 1.250 m	Pr-4 150 m	O ₆ ~ 130 m CARADOC
			Pr-3 600-650 m	O ₅ ~ 700 m LLANDEILO LLANVIR- NIENSE: ?
			Pr-2 500-600 m	O ₄ ~ 700 m ---
			Pr-1 70-100 m	O ₃ 100-120 m ---
CUARCITA SKIDDAWIENSE 100 m	QUARZIT-SÉRIE 240-290 m	CUARCITAS DEL ALTO REY 80-130 m	O ₂ Fm. ALTO REY ~ 100 m ARENIG	---
	CUARCITAS Y ESQUÍSTOS SUPERIORES B-5 ~ 300 m	HALBMETAMORFÉ SERIE 480-530 m	CAPAS DE CONSTANTE	CAPAS ESQUÍS- TOARENOSAS Bo-2 350-600 m. FORMACIÓN BORNOVA O ₁ Fm.CONSTANTE 350-650 m TREMADOC ?
FORMACIÓN BURTRAGGO MICAESQUIS- TOS B-4 ~ 200 m				

Fig.1.- Equivalencias entre las unidades del Ordovícico. Según González Lodeiro 1980.

Las cuarcitas están formadas por cuarzo y en menor proporción mica blanca y feldespato. Los accesos más frecuentes son: turmalina, circón, apatito, óxidos de hierro y opacos. Las pizarras están formadas por cuarzo, moscovita, clorita, biotita y granate con los mismos accesos que en las cuarcitas.

Las cuarcitas son de colores oscuros y se presentan en capas de un espesor del orden de 0,1 a 5 metros y morfología lenticular. Presentan laminación paralela, estratificación cruzada tabular, **ripples** y bioturbación (*Scolithus*). En los niveles de pizarras oscuras aparecen estratificación flaser y **linsen**.

Se interpretan como depósitos de plataforma somera, en situaciones dominanteamente intermareales (ARCHE *et al.*, 1977, BISCHOFF *et al.*, 1980, GONZALEZ LODEIRO, 1980), los niveles lenticulares de cuarcitas son asimilables a barras submareales.

A pesar de lo controvertido de la edad de esta formación, que algunos autores incluyen en el Cámbrico superior-Ordovícico inferior (MALLADA 1986, SCHAFER 1969, SOERS 1972, GARCIA CACHO 1973, BISCHOFF *et al.*, 1973, 1980 y ARCHE 1977), el hallazgo de *Cruzianas* que indican una edad tremadoc-llandeilo, muy próximas a la base, hace que, en nuestra opinión deba considerarse sólo como Ordovícico inferior siguiendo a PRADO 1860, LOTZE 1929, SCHROEDER 1930 y GONZALEZ LODEIRO 1980.

1.1.2. Formación Alto Rey, Cuarcitas blancas (2). Ordovícico inferior (Arenig).

Sus afloramientos se sitúan exclusivamente en las cercanías del pueblo de Veguillas, en donde forman un apretado anticinal de dirección NNO-SSE vergente al este.

Esta formada por una serie de 80-100 metros de espesor constituida por bancos métricos de cuarcitas y ortocuarcitas con delgadas intercalaciones pelíticas y arenosas.

Están compuestas por cuarzo y pequeñas proporciones variables de mica blanca. En las pelitas hay además clorita y biotita. Los accesos dominantes son circón, apatito, turmalina, opacos y óxidos de hierro.

Las cuarcitas tienen morfología de barras con estratificación cruzada, paralela, **ripples**, señales de bioturbación y pistas del tipo *Cruziana*, *Vexillum*. En los finos se observan estratificación flaser y **linsen**.

Se han depositado en una plataforma somera. BISCHOFF *et al.*, 1980 establecen que la formación está constituida a base de secuencias *finning up* de facies pelíticas heterolíticas/-cuarcíticas, que implicarían un cambio rítmico, en ciclos de tiempos largos, desde un régimen submareal a supramareal alrededor de barras de arena emergidas, existiendo lateralmente barras y canales submareales. Las facies pelítico-arenosas (heterolíticas) representan una llanura de mareas mixta y las facies pelíticas depósitos de lagoon.

Se le asigna una edad arenig en base a las icnofaunas de *Cruzianas* y *Vexillum* encontradas en la región.

1.1.3. Formación Rodada. Miembro inferior de alternancias de cuarcitas y pizarras (3). Ordovícico inferior-medio (Arenig-Llanvirniense ?).

El miembro inferior de la Formación Rodada, definida por SCHAFER (1969) tiene un espesor del orden de 100-200 m.

Sus términos inferiores consisten en una alternancia de cuarcitas en capas decimétricas e incluso métricas (0,5 a 1 metro) y pizarras negras en capas de 0,2 a 0,7 metros. Las cuarcitas presentan estratificación cruzada de gran escala, *ripples*, laminación *flaser* y bioturbación. Hacia el techo la unidad se hace más pelítica disminuyendo el espesor y número de los bancos cuarcíticos.

Los niveles cuarcíticos y pizarrosos tienen la misma composición que los de la Formación Alto Rey.

Se interpretan como depósitos de llanura de mareas con predominio de las situaciones intermareales.

La edad debe ser probablemente Arenig, ya que en la zona de Hiendelaencina se han encontrado cruzianas de esta edad (GONZALEZ LODEIRO 1980), aunque no puede descartarse la posibilidad de que abarquen parte de Llanvirniense.

1.1.4. Formación Rodada. Miembro intermedio de pizarras negras homogéneas (4). Ordovícico medio (Llanvirniense-Llandeilo ?).

Forman los afloramientos más extensos de la Hoja, situados al norte y noroeste de Jócar.

Aunque es difícil de calcular, debido a las dificultades para observar las relaciones esquistosidad/estratificación, regionalmente se estima que tienen un espesor del orden de 700 a 1.000 metros.

Son pizarras negras lustrosas muy homogéneas con contenido abundante de grafito, pirita y sulfuros diseminados.

Están formadas por cuarzo, sericita, clorita y cloritoide, raramente biotita. Como accesorios destacan circón, turmalina, óxidos de hierro y opacos.

No se observan estructuras sedimentarias. BISCHOFF *et al.*, (1980) los interpretan como sedimentos fangosos, algo más profundos que las formaciones anteriores, de una plataforma abierta en conexión con el océano.

Por situarse bajo materiales datados regionalmente como Llandeilo consideramos que su edad es Llanvirniense-Llandeilo.

1.2. TRIASICO

~~En el extremo noroccidental de la Hoja de Jadraque afloran sedimentos pertenecientes a las~~

facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Estas dos últimas presentan peculiaridades diferenciadoras con respecto a los afloramientos más orientales del Sistema Ibérico, siendo mucho más terrígenas. Las arenas de la Formación Utrillas reposan cada vez sobre términos más antiguos del Triásico hacia el oeste, mediante una suave discordancia angular. El Triásico llega a faltar por erosión pre-Utrillas al oeste de Valdesotos (Hoja 20-19, Valdepeñas de la Sierra).

CASTELL (1881) y DE LA CONCHA (1962, 1963) cartografián el Triásico incluyéndolo en el Cretácico basal detrítico al tratarse ambas de facies terrígenas separadas por una suave discordancia angular y cartográfica. SCHROEDER (1930) sienta las bases para el conocimiento de la estratigrafía del Triásico de la región. SANCHEZ DE LA TORRE y AGUEDA (1970) realizan la primera síntesis paleogeográfica del Triásico del sector occidental de la Cordillera Ibérica. BASCONES et al., (1978) efectúan dentro del Plan MAGNA un detallado estudio estratigráfico y cartografián el Triásico de esta región. HERNANDO (1979) estudia el Pérmico y Triásico de la región de Atienza y Ayllón. SOPEÑA (1979, 1981) realiza un exhaustivo estudio del Pérmico y Triásico del extremo occidental del sector sur del Sistema Central, que incluye el área abarcada por la Hoja de Jadraque. Muchos de los datos incluidos en esta Memoria provienen de este autor. En esta Hoja y en los alrededores de la misma realiza tres secciones estratigráficas. Regionalmente distingue siete unidades litoestratigráficas. (Fig. 2), que convenientemente agrupadas constituyen nuestras unidades cartográficas. En la Hoja están representadas las Areniscas y limos de Cercadillo, las Lutitas y areniscas de Fraguas, las Arcillas y dolomías del Embalse de Pálmaces, las Arcillas y yesos de los Gavilanes. La primera de ellas constituye una facies Buntsandstein típica y constituye los términos superiores más extensivos de la misma en este sector del Sistema Central (Fig. 2). La unidad de Fraguas representa el tránsito hacia las facies Muschelkalk, en esta zona fuertemente terrígena y que viene dada por la unidad de Pálmaces. La unidad de Gavilanes en este sector representa el Keuper. en las zonas con umbrales constituidos por bloques levantados del zócalo (Alcorlo-Veguillas) las facies de tránsito, Muschelkalk y Keuper solapan a la Facies Buntsandstein.

1.2.1. Areniscas y limos de Cercadillo (5). Facies Buntsandstein

Están presentes en todos los afloramientos triásicos existentes en la Hoja, a excepción de la zona de umbral antes indicada (Alcorlo-Veguillas).

SOPEÑA (1979) ha estudiado esta unidad en la sección de Camino del Robledo en donde presenta un espesor de 82 metros. Regionalmente puede alcanzar 250 metros hacia el este en la zona de Riba de Santiuste y es extensiva sobre las facies Bunt más inferiores.

Se define como una alternancia de areniscas de color rojo, ocre o blanquecino con limos rojo-violáceos. Localmente hay niveles lenticulares de conglomerados. Los limos suelen ser más abundantes hacia el techo. Las areniscas son de grano medio a grueso dominante. Contienen niveles discontinuos de gravas o gravas dispersas en las que predominan la cuarcita y el cuarzo estando presente, de forma ocasional, las pizarras, rocas metamórficas, y granito-ides, pegmatitas, feldespatos y pórfidos. La morfoscopía es subangulosa a subredondeada. Ocasionalmente presentan aristas agudas que recuerdan a los clastos retrabajados por acción eólica.

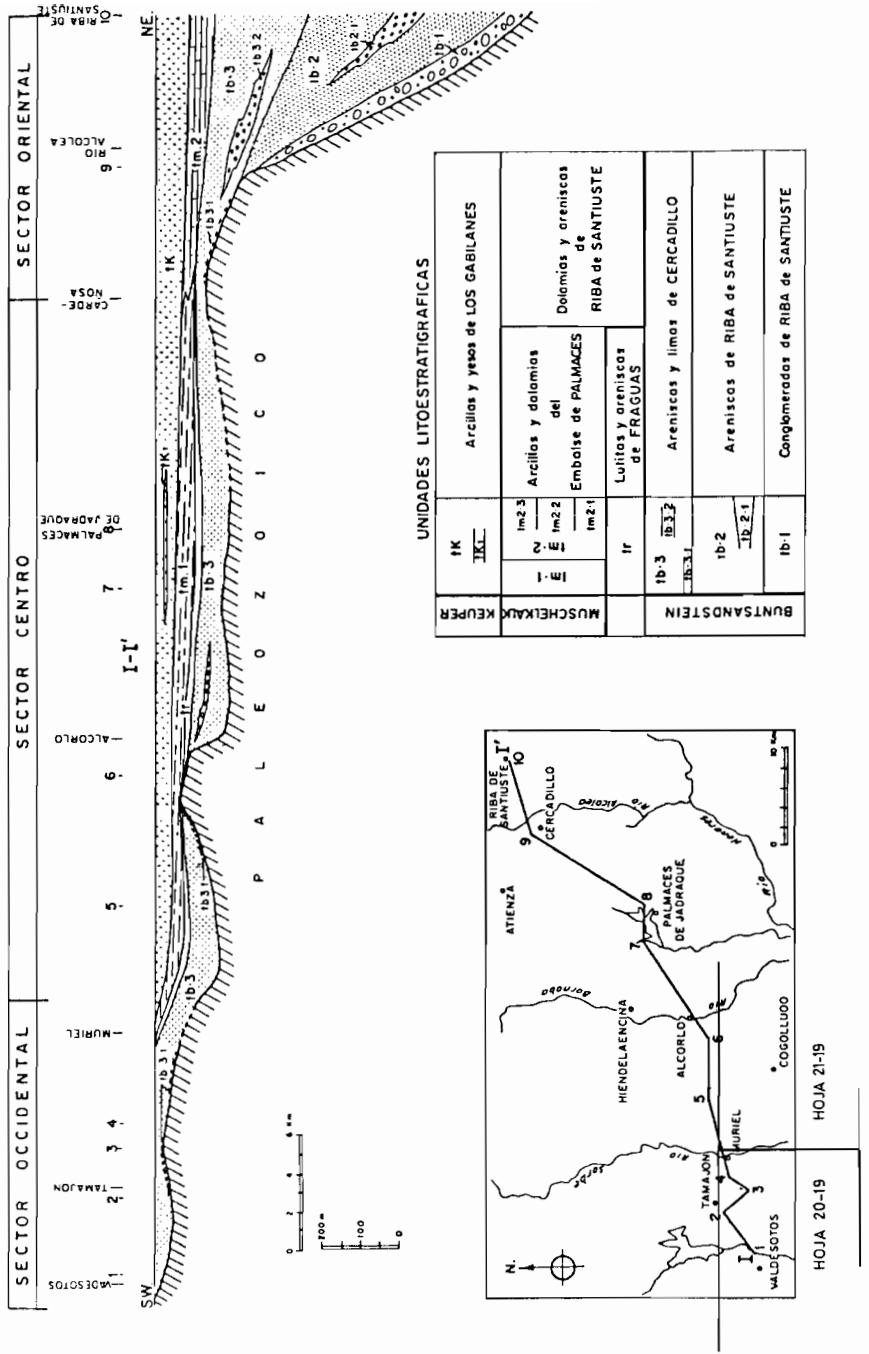


Fig.2.- Esquema de distribución y variaciones de las unidades litoestratigráficas del Triásico. Tomado de Sopena (1979).

Las areniscas son arcosas y subarcosas con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa muy alterada, biotita, moscovita y fragmentos de rocas graníticas, metamórficas, pizarras y sobre todo cuarcitas. La asociación de minerales pesados está compuesta sobre todo por turmalina acompañada de círcón, rutilo, granate, andalucita, sillimanita, anatasa, apatito y estaurolita (SOPEÑA 1979).

Los limos no contienen normalmente más de un 25% de arcillas que suele ser dominantemente illita (SOPEÑA 1979).

Las areniscas se presentan en facies canalizadas con una sola cicatriz única en la base o con cicatrices internas. En el primer caso el relleno suele ser un solo colet o una secuencia positiva de estructuras y tamaño de grano. Los segundos presentan cicatrices bastante planares y/o cóncavas con lags asociados, no muestran una secuencia general positiva, aunque siempre terminan con arena fina a media con ripples y bioturbación. Las facies no canalizadas están formadas por limos masivos y arena fina bioturbada con ripples.

Este conjunto se puede interpretar como depósitos correspondientes a un sistema fluvial múltiple cuya actividad disminuye en la vertical. SOPEÑA (1979) interpreta los niveles inferiores con conglomerados y/o areniscas gruesas con cantos dispersos como depósitos de abanicos aluviales, que posteriormente y debido a la degradación del relieve serían recubiertos por facies fluviales más evolucionadas.

SOPEÑA (1979) atribuye esta unidad al Triásico medio (Anisiense ? y sobre todo Ladinense) e incluso a la parte inferior del superior o Karniense más inferior.

1.2.2. Lutitas, areniscas, areniscas dolomíticas, dolomías y margas. Lutitas y areniscas de Fraguas. Arcillas y dolomías del Embalse de Pálmaces (6). Facies de Transición y Facies Muschelkalk.

Están presentes en todos los afloramientos triásicos de la Hoja si bien los términos superiores de esta unidad cartográfica, constituidos por la unidad de Pálmaces, llegan a faltar total o parcialmente, por erosión, en el borde occidental.

Son localmente extensivas, sobre todo la unidad de Pálmaces, sobre la unidad anterior (Alcorlo-Veguillas).

Representan la unidad de tránsito (Fraguas) y los equivalentes laterales (Pálmaces) de las facies dolomíticas del Muschelkalk, típicas del Sistema Ibérico.

SOPEÑA (1979) ha estudiado esta unidad, en el área ocupada por la Hoja mediante las secciones de Camino del Robledo, Fraguas y Camino de Veguillas.

La unidad de Fraguas está formada por limos y arcillas de colores verdosos, rojizos y negros. Son frecuentes las intercalaciones delgadas de areniscas, areniscas dolomíticas ocres y dolomías. Ocasionalmente aparecen margas. Tiene un espesor máximo visto de 26 metros en el Camino del Robledo.

Las areniscas son arcosas y subarcosas de grano fino y medio, a veces cementadas por carbonatos. La illita es el componente mayoritario de la fracción fina de las lutitas. Las dolomías son de tonos ocres y grano fino con recristalizaciones esparísticas. Son muy abundantes los pseudomorfos de cristales de sales y los óxidos de hierro a techo de las capas. Deben representar facies de transición entre los ambientes fluviales infrayacentes y los supratidales o intertidales altos de la unidad superior.

SOPEÑA (1979) encuentra en los términos superiores de la unidad de Fraguas una asociación de polen y esporas con *Camerosporites secatus* típica del Karniense inferior (Triásico superior).

La unidad del Embalse de Pálmaces está formada por una alternancia irregular de arcillas y limos verdes y grises, margas y dolomías tableadas con intercalaciones de areniscas arcósicas. En la Hoja de Jadraque es frecuente la existencia hacia la base de un potente banco de hasta siete metros de espesor de arcosas ocres.

Las dolomías son de grano fino a muy fino y no suelen sobrepasar los treinta centímetros de espesor. Ocasionalmente aparecen sombras de laminaciones algales y fantasmas de pelecípodos y gasterópodos. Entre los filosilicatos que forman las lutitas domina la illita acompañada por interestratificados 10-14 h y por caolinita.

SOPEÑA (1979) distingue las siguientes asociaciones y facies. 1) Arcillas y limos masivos con laminación paralela. Niveles con restos carbonosos. 2) Dolomías tableadas que pueden tener laminación criptalgal, láminas rotas, **bird eyes**, **ripples** a techo, **mud-crak** y moldes de evaporitas. 3) Pseudobrechas de cantes blandos cementadas por dolomía con cuarzos idiomorfos 4) Areniscas con secuencias de energía decreciente y base plana pero suavemente erosiva. En la base contienen restos vegetales macerados y cantes blandos, sigue estratificación cruzada tabular y **ripples** de corriente a techo. 5) Areniscas con **ripples** moldes de evaporitas y restos vegetales.

Estos materiales se han depositado según SOPEÑA (1979) en un ambiente tranquilo, de carácter hipersalino en condiciones supramareales y ocasionalmente intermareales altas.

En la parte superior de la unidad del Embalse de Pálmaces. SOPEÑA (1979) encuentra una asociación de polen y esporas que se diferencia de la hallada en la unidad de Fraguas por la presencia de *Patinasporites densus* e *Inaperturopollenites varians* y que atribuye al Karniense superior. También han aparecido faunas de lamelibránquios de escaso valor cronoestratigráfico con *Unicardium* sp. *U. cf. credneri*, *Myophoriopsis*, *Gonodon* y *Anoplopora*.

1.2.3. Arcillas, arcillas con cristales de yesos, margas, dolomías y areniscas. Arcillas y yesos de los Gavilanes (7). Facies Keuper.

Esta unidad aflora fundamentalmente en los alrededores de Veguillas. Representan a las facies Keuper en posición marginal muy próxima al borde de la cuenca.

Tiene un espesor máximo observable en esta zona de unos 50 metros, aunque hacia el este puede llegar a los 85 metros.

Es una serie constituida fundamentalmente por arcillas y en menor proporción por limos que tienen colores rojos verdes y ocres y contienen cuarzos idiomorfos ahumados. Localmente tienen cristales de yeso y hacia el este son relativamente frecuentes los niveles lenticulares de esta litología. La illita es el mineral arcillosos dominante, acompañado de inter-estratificados 10-14 h, y clorita.

Las areniscas intercaladas son arcósicas y con cemento dolomítico. Las dolomías son relativamente frecuentes, se presentan en capas delgadas y suelen ser de grano fino o muy fino.

Son frecuentes los moldes de evaporitas y la estratificación cruzada de pequeña escala, incluso flaser y linsen (SOPEÑA 1971). La sedimentación tuvo lugar en ambiente hipersalino, como lo demuestran las evaporitas y ausencia de fósiles o restos de actividad biológica, pero con importantes aportes terrígenos en una situación marginal de la cuenca en situaciones supramareales o intermareales altas ocasionales.

1.3. CRETACICO

El Cretácico de la Hoja de Jadraque yace mediante suave discordancia angular, detectable cartográficamente, sobre los sedimentos del Triásico. Hacia el oeste llega a situarse directamente sobre los materiales hercínicos, al tiempo que disminuye su espesor y sus facies se hacen más marginales.

Entre los trabajos de mayor interés sobre el Cretácico de la región destacan los de SCHROEDER (1930), FUSTER *et al.*, (1958, 1959) y DE LA CONCHA (1962, 1963). CORCHON (1976) distingue dos formaciones fundamentales: Formación Patones (sinónimo de la Formación Arenas de Utrillas) y la Formación Pontón de la Oliva de naturaleza calcáreo-dolomítica y margosa en la base. Atribuye al Albien-Cenomaniano inferior la primera y al resto del Cretácico superior la segunda. NODAL *et al.*, (1976) estudian los términos superiores del Cretácico y los inferiores del Paleógeno, en el Sector entre Guadalix y Valdepeñas de la Sierra, al oeste de la Hoja de Jadraque se incluyen en el Santoniense los términos de brechas intraformacionales superiores. BASCONES *et al.*, (1978) realizan la primera cartografía detallada del Cretácico de la región y establecen una precisa lito y cronoestratigrafía del mismo. ALONSO (1981), ALONSO *et al.*, (1982) y FLOQUET *et al.*, (1982) definen formalmente las unidades del Cretácico de Segovia, de la región de Cameros-Castilla. ALONSO Y MAS (1982) establecen la correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y sur del Sistema Central. CAPOTE *et al.*, (1982) estudian la sedimentología y estratigrafía del Cretácico del sector noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. En la Hoja de Jadraque se distinguen cinco unidades cartográficas cada una de las cuales incluye una o varias de las formaciones definidas por ALONSO (1981) y FLOQUET *et al.*, (1982).

Los afloramientos del Cretácico se sitúan en el extremo noroccidental de la Hoja. Dan origen a morfologías de cuestas y otros modelados estructurales (**combes**, etc). Localmente está arrasado por una o varias superficies de erosión de edad intramiocena e intrapiocena.

Para su estudio se han levantado las columnas de Tamajón (Hoja 20-18: Tamajón y 20-19:

Valdepeñas de la Sierra) y Alcorlo (Hoja 21-18: Hiendelaencina) por encontrarse en estas zonas de afloramientos más completos.

1.3.1. Formación arenas de Utrillas (8). Cenomaniense.

Está constituido por arenas gruesas, heterométricas, blanquecinas y rojo violáceas. Hay niveles de cantos de cuarcita, que representan depósitos de carga residual, y cantos dispersos. Se intercalan limos micáceos y arcillas versicolores. El espesor máximo observado es de 25 metros; en la columna de Tamajón (Sacedoncillo), se han medido 22 metros. Normalmente en el contacto con el Triásico suele existir una potente costra ferruginosa.

Son arcosas y subarcosas formadas por cuarzo, feldespatos potásicos y abundante caolinita. A veces hay cemento ferruginoso.

Las arenas de la unidad presentan fundamentalmente estratificación cruzada de surco. Hay niveles de paleosuelos y niveles ferruginosos removilizados.

En Tamajón y sobre los materiales triásicos se localizan secuencias de relleno y abandono de canales, con bases erosivas, depósitos de *lags* y estratificación cruzada de surco. Cortan arcillas y limos laminados característicos de zonas intercanal y derrames de los mismos. Se presentan en secuencias grano y energético decrecientes que terminan con *ripples* y costras de hierro indicándonos un abandono rápido de los sistemas de canales. Hacia el techo los canales son más potentes y complejos pudiendo aparecer barras transversas con estratificación cruzada planar.

Deben interpretarse como depósitos fluviales de baja sinuosidad.

La edad de la unidad es difícil de establecer. A escala de cuenca presenta una fuerte diacronía. En esta zona los primeros niveles que se pueden datar se sitúan unos ocho-diez metros por encima y pertenecen al Cenomaniense más superior-Turoniente inferior. Se le puede atribuir, pues, una edad cenomaniense, probablemente sólo Cenomaniense superior.

1.3.2. Margas grises, calizas nodulosas (9) Margas, calizas, lutitas, areniscas y calcarenitas (10). Cenomaniense más superior-Turoniente.

La primera unidad cartográfica agrupa dos de las formaciones definidas por ALONSO (1981) y FLOQUET et al (1982). De muro a techo son:

- En la base se sitúan de 3 a 4 metros de arenas arcillosas, areniscas homométricas micáceas y lutitas grises. Hacia el oeste se acuñan y desaparecen. Se corresponden con la Formación Arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hojas. Suelen presentar *ripples* a veces de interferencia, estratificación *flaser* y están muy bioturbadas. Las lutitas tienen *linsen* de arenas. Se distribuyen en secuencias de energía/granulometría decreciente interpretándose como depósitos de llanura de marea siliciclástica, con predominio de las situaciones intermareales.

Deben representar un Cenomaniense muy superior.

- Margas grises con Ammonites y Equínidos y biomicritas nodulares con Foraminíferos, Equínidos, Lamelibranquios, Briozaos y a veces, en los bancos basales Ammonites. Hacia la parte basal de la unidad puede aparecer un delgado banco de biocalcareitas. Equivalen a la formación Margas de Pifocientes.

Tienen un espesor de 28 metros en el borde occidental, que aumenta hasta 40 metros en la zona del embalse de Alcorlo-Veguillas. Los bancos de calizas y margocalizas nodulosas pueden llegar a tener hasta 10 metros de espesor.

Las calizas son normalmente biomicritas (*mudstone-wackstone*) y localmente en la base *packstones* con intraclastos y bioclastos.

No se ha observado secuencialidad sino que se trata de una alternancia. Se interpretan como depósitos de plataforma interna abierta en condiciones de baja energía y en este sector prácticamente siempre por debajo del nivel de base del oleaje. La salinidad debía ser normal como lo prueba la abundante y diversificada fauna. Sin embargo la presencia de una intensa bioturbación y la abundancia de epifauna indican que la profundidad no debía ser muy grande.

Se datan como Turoniense inferior y quizás también medio. En la base está representado el Cenomaniense superior.

En la parte inferior se ha clasificado ostrácodos: *Cytherella parallelia* (REUSS), *Bairdia pseudo-septentrionalis* (MERT), *Cythereis fournetensis* DAM y *Exophthalmocythere oertli* BBINOT, y Foraminíferos bentónicos como: *Buccicrenata subgoodlandensis* (VAN).

El Turoniense viene dado por la presencia de *Heterohelix* sp., discórbidos y los ostrácodos *Pterigocythere pulvinata* DAM. y *Dordoniella turonensis* DAM.

En la zona de Tamajón-Sacedoncillo de muro a techo contienen: *Sphatites (Jean rogeniceras) subconciliatus*, *S. (J) s. choffati*, *Vascoceras cf. gamai* (Zonas de *Vascoceras gamai* y *Fallotites subconciliatus*), *Leoniceras cf. Luciae*, *L. cf. segne*, *Hemaster* (Zonas de *Leoniceras discordate* y *Pragmatites saenzi*), *Leoniceras cf. luciae*, *Leoniceras cf. segne*, *Pachyvascoceras* sp., *Fagesia rudra* y *Fagesia* sp. (Zona de *Ingridella malladæ-Schindewophites* a Zona de *Wrightoceras muneri-Spathitoides sulcatus*).

La segunda unidad cartográfica (10) está constituida por calcarenitas oolíticas y bioclásticas con intercalaciones de margas y calizas. Hacia el oeste (Tamajón) aparecen nivelitos de areniscas calcáreas y limos calcáreos glauconíticos. Esta unidad se puede correlacionar con la Formación calizas bioclásticas de Muñecas. Tiene un espesor comprendido entre 15 y 25 metros. Las calizas son *wackstones - packstones* con fósiles y pelets, y *grainstones* con oolitos, intraclastos y fósiles.

En el borde occidental de la Hoja, zona de Tamajón, en la base aparecen micritas que pasan a

techo a grainstones con *megaripples*, terminando las secuencias con pequeñas costras ferruginosas (emersiones). Las secuencias en siliciclásticos son semejantes, con margas y arcillas en la base y areniscas con estratificación cruzada a techo. Son secuencias de tipo *shoaling* pasándose de facies protegidas de tipo submareal o de *lagoon* a *schoals* o bajíos detríticos. En la columna de Alcorlo predominan las situaciones de *lagoon* o *submareales*.

La edad de la Unidad debe de ser Turoniense superior por correlación.

1.3.3. Dolomías tableadas, calcarenitas y margas (11). Coniaciense.

Está formada por dolomías, dominantemente tableadas, más o menos arcillosas, entre las que se intercalan algunos niveles de margas también dolomíticas. Hacia el borde oeste de la Hoja (Tamajón) aparecen algunos niveles de calizas y calcarenitas. Tiene un espesor de 35-45 metros y es equivalente de la Formación Dolomías tableadas de Caballar. Los niveles calcáreos son fundamentalmente *packstones* y *grainstones* con intraclastos oolitos y fósiles, hay también algún banco de *wackstones* con fósiles, intraclastos y pelets.

En la base de la unidad existe una importante interrupción sedimentaria marcada por acumulación de bivalvos tipo *Inoceramus* en Alcorlo, superficies ferruginosas potentes más hacia el oeste en Tamajón o bien por la presencia de sedimentos fluvio-palustres, semejantes a la Formación Arenas y arcillas de Segovia, todavía más hacia el oeste en Patones (Hoja 20-19 Valdepeñas de la Sierra). A partir de estos sedimentos o de los hiatos sedimentarios citados se inicia el segundo ciclo del Cretácico superior. Esta interrupción se sitúa próxima al paso Turoniense-Coniaciense.

En toda la unidad se encuentran secuencias de tipo *shallowing upwards*. Pueden diferenciarse secuencias de tipo *grainy*; dolomías nodulares y margas, dolomías con estratificación cruzada, dolomías de algas y *mud crack*, que representan el paso de facies de *lagoon* a bajíos y llanuras de marea desarrolladas sobre los *shoals*. Las secuencias *muddy* pueden llegar a conservar el nivel de removilización basal. Comienzan por dolomías bioturbadas que pasan a dolomías laminadas de algas o con porosidad fenestral con techo brechificado y con grietas de desecación. En todas las series son muy frecuentes los niveles de brechas (*flat pebble conglomerates*) y las costras ferruginosas.

La unidad se ha depositado en una llanura de mareas reconociéndose términos sub, inter y supramareales.

Su edad es Coniaciense por correlación con las formaciones definidas por ALONSO (1981) y FLOQUET *et al.* (1982). Es posible que también este representado el Santoniense ya que se ha reconocido la presencia de rudistas, milíolidos, ataxophragmidos, algas dasydadáceas, habiéndose clasificado *Idalina antiqua* D' ORB.

1.3.4. Dolomías, calizas dolomíticas y calizas (12), Santoniense-Campaniense.

Dan lugar a un importante resalte morfológico y a modelados estructurales (cuestas, *hog-backs* y mesas).

En conjunto la unidad cartográfica tiene un espesor comprendido entre 120 y 140 metros. De muro a techo pueden distinguirse:

- Calcareitas oolíticas y calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada, biomicritas, calizas laminadas de algas y dolomías (Tamajón) que hacia el oeste (Alcorlo) pasan a calizas y calcarenitas fosilíferas. La potencia oscila entre 30 y 40 metros reduciéndose hacia Alcorlo. Es equivalente del Miembro calizas de Linares de la Formación Calizas y dolomías de Castrojimeno.

Las calcarenitas son *grainstones* y *packstones* con intraclastos, fósiles, pelets u oolitos.

Todas las secuencias encontradas son de somerización hacia techo (*shallowing upward*), normalmente de tipo *grainy* siendo frecuentes las brechificaciones y ferruginizaciones a techo.

Se interpretan como depósitos de plataforma interna carbonatada con desarrollo de *shoals* y zonas protegidas o *lagoon* interno.

Su edad es Santoniense inferior en base a la microfauna encontrada en Patones (Hoja 20-19 Valdepeñas de la Sierra).

- Dolomías recristalizadas beige y grises, en gruesos bancos, a veces lenticulares. Se reconocen micritas bioclásticas y calcarenitas con rudistas y estratificación cruzada formando barras. Tiene un espesor del orden de 90 metros y es equivalente del miembro Dolomías de Montejo de la Formación Calizas y dolomías de Castrojimeno.

Una secuencia tipo, originaria y previa a la dolomitización, podría ser de muro a techo, biomicritas o micritas bioclásticas con *patches* de rudistas, calcarenitas con estratificación cruzada de gran escala, fragmentos de rudistas y costras ferruginosas ya que son el resultado de funcionamientos complejos y repetidos por migración de barras calcareníticas sobre *lagoon* interno. Las costras finales representan los períodos de estabilidad. Hacia el este (Alcorlo) se reconocen peor estas secuencias y predominan las facies de *lagoon*.

El tramo es azoico pero por correlación con las formaciones equivalentes debe considerarse como Santoniense y mejor como Santoniense superior.

- Dolomías, dolomías con porosidad fenestral y algas cianofíceas. Se estratifican en capas de orden decimétrico y tienen un aspecto menos masivo que el tramo anterior.

Su espesor es del orden de 15 a 20 metros. Son equivalentes de la Formación Calizas del Burgo de Osma.

Se han depositado en una llanura de mareas en situaciones intermareales y sobre todo intermareales altas e incluso supramareales, tal y como revelan las laminaciones algales, la porosidad fenestral y los niveles brechificados.

Se atribuyen al Santoniense superior-Campaniense por correlación con la Formación Burgo de Osma.

1.3.5. Calizas, margas y brechas dolomíticas (13). Campaniense

Se trata de una unidad muy variable, litológica y facialmente, que en numerosos afloramientos falta por erosión postcretácica.

En San Andres del Congosto (Alcorlo) afloran de 50 a 60 metros de margocalizas blanquecinas, calizas cristalinas grises a veces brechoides y margas calcáreas blanquecinas. En la base hay un potente nivel de brechas dolomíticas en capas decimétricas.

Constituyen el techo del ciclo regresivo superior del Cretácico. Son equivalentes de la Formación Dolomías y margas del Valle de Tabladillo. Se interpretan como depósitos de *lagoon* llanura de mareas y supramareales, en condiciones eventualmente hipersalinas. El cambio volumétrico yeso/anhidrita da lugar a la génesis de las brechas. El medio es pues muy somero y restringido en relación con la etapa regresiva final del segundo ciclo del Cretácico superior.

Su edad es presumiblemente Campaniense.

1.4. CRETACICO TERMINAL-PALEOGENO

En la Hoja de Jadraque al igual que en la de Valdepeñas de la Sierra afloran en superficie todos los sedimentos suprayacentes al Cretácico marino sobre los cuales reposan mediante paraconformidad.

Desde el punto de vista litológico se pueden diferenciar tres conjuntos que abarcarían en edad desde el Cretácico superior hasta el Oligoceno superior. El más inferior está caracterizado por la presencia de potentes niveles de yeso que alternan con arcillas. A continuación se identifica un tramo margoso con intercalaciones de terrígenos que gradualmente pasa a una serie muy potente de sedimentos terrígenos con niveles carbonáticos.

El tránsito entre la unidad litológica inferior yesífera y las margas suprayacentes representados en la columna de la Romerosa esta marcado por una discordancia local y por otro lado el paso entre éstas y la sucesión terrígeno-carbonatada representada en la serie de Torremocha de Jadraque es gradual. La separación entre los tramos margosos y la serie terrígena de Torremocha se ha establecido por constituir aquellos un intervalo litológico que podía ser representado cartográficamente a la escala del mapa.

Estas unidades tienen sus equivalentes laterales hacia el oeste en la Hoja de Valdepeñas de la Sierra, si bien con cierta variación en las lito facies, así la unidad yesífera inferior es la correspondiente a la unidad de lutitas rojas, yesos y yesos detriticos que afloran en el arroyo de la Concha y la sucesión de Uceda-Sur, los tramos margosos de la Romerosa equivalen a los de la parte inferior de la columna de Beleña de Sorbe y a las calizas inferiores del área de Torremocha, y por último el resto de la unidad detritico-carbonatada de Torremocha tendría su equivalente en los conglomerados areniscas calizas y lutitas de Beleña de Sorbe

Todos estos sedimentos, afectados fundamentalmente por los movimientos alpinos, están plegados conjuntamente y erosionados, y sobre ellos se deposita discordantemente una nueva unidad terrígena de la que se ha obtenido una columna en la localidad del Cerro de Alarilla, que representa los términos más inferiores de la serie miocena de la zona, cuyo techo en general lo constituyen las "calizas de los Páramos". Esta sucesión es relativamente homogénea desde el punto de vista de las facies litológicas.

1.4.1. **Yesos, yesos laminares, nodulosos y masivos, arcillas violetas y verdes, arcillas con yeso, margas, areniscas y conglomerados (14). Maastrichtiense-Paleoceno-Eoceno medio (Rhenaniense).**

Afloran en un amplio anticlinal situado en la zona central de la unidad occidental de la Hoja, otros afloramientos de menor magnitud que estos se encuentran en los alrededores de Jadraque y en la zona de Castilblanco de Henares a Medranda.

Los términos inferiores de la unidad, no afloran en la Hoja de Jadraque, pero hacia el oeste, zona del Pontón de la Oliva, están constituidos por brechas que reposan mediante para conformidad sobre los sedimentos claramente marinos que constituyen el Santoniense.

Para su estudio se ha levantado la columna de Aleas que representa una sucesión constituida esencialmente por potentes niveles de yeso, algunos de hasta 90 m, y de arcillas. En escasa proporción existen margas y niveles terrígenos formados por fragmentos de caliza, cuarcita y yeso.

El espesor total de la unidad excede de los 800 m probablemente 1000-1200 m.

- En general los tramos yesíferos están groseramente estratificados, a menos que alternen con otra litología como sucede en los niveles inferiores aflorantes en el núcleo del anticlinal de Beleña-Fuencemillán (columna de Aleas).

Las litofacies que presentan los yesos son: laminar, nodulosa y masiva, y son abundantes los porfiroblastos. La litofacies nodulosa a veces se presenta superpuesta a la laminar o bien los nódulos se encuentran muy dispersos dentro de la facies masiva.

El yeso aparece formando alternancias a dos escalas diferentes. Las alternancias más finas pueden observarse en los tramos inferiores de la columna de Aleas. Las alternancias están formadas por yesos nodulosos, laminados o masivos que alternan con margas o limos calcáreos. Otro tipo de secuencia son aquellas constituidas por la sucesión de términos de yeso con dos litofacies diferentes, la laminar y la nodulosa. Las secuencias de mayor escala son las formadas por niveles más potentes de yeso y arcillas.

Aspectos frecuentes en los yesos son los colores de hidromorfismo y señales de raíces.

- Las arcillas son de tres tipos. el primero en aparecer en orden estratigráfico son arcillas masivas, de colores violetas y verdes. Esta litología caracteriza algunos tramos de la columna y es muy semejante a los niveles basales de la sucesión de arroyo de la Concha de la Hoja de

Valdepeñas de la Sierra, que es el equivalente lateral de esta unidad. Una característica semejante en ambos tramos es la presencia de finos niveles carbonatados que se interpretan como costras y que son relativamente abundantes. Los colores de hidromorfismo son también frecuentes en estas arcillas.

También existen dentro de este tramo algunas intercalaciones de terrígenos que están formados por capas de areniscas con geometría tabular en cuyo interior se han identificado *climbing ripples*. Son areniscas finas constituidas fundamentalmente por cuarzo 85% con algunos feldespatos 5% y accesorios como turmalina, circón, rutilo. En otros niveles se han encontrado fragmentos de calizas micríticas más o menos recristalizadas hasta un 65% y reliquias de cemento de yeso, cuya disolución ha causado una cierta orientación paralela en los granos.

El segundo tipo de arcillas se caracteriza por la presencia de cristales de yeso, cuyo hábito no se ha podido identificar. Estos cristales son de tamaños variables y también lo es la densidad en la que se presentan.

Por último un tercer tipo lo constituye una facies que en realidad puede considerarse mixta. En ella la arcilla forma la matriz que engloba nódulos de yeso relativamente grandes. Otra característica de estas facies es la presencia de yesos fibrosos anastomosados.

La abundancia de yeso en las arcillas puede llegar a superar a éstas en volumen, serían las facies que han sido descritas como yesos pulvurulentos con arcillas.

- Las margas menos abundantes en el conjunto de la sucesión que los yesos y las arcillas, aunque son volumétricamente importantes en los tramos inferiores. También aparecen interestratificadas con yesos en los niveles más superiores.

No tienen ninguna característica destacable, son masivas y sin restos macro y microscópicos de fósiles, sólo en un nivel se han observado señales de raíces.

- Los niveles detríticos, al margen de los citados en el apartado correspondiente a las arcillas, existen dos tipos de sedimentos detríticos, limos calcáreos y conglomerados de caliza, cuarcita y yeso.

Los limos calcáreos se encuentran en el tramo inferior y presentan *ripples* de oscilación. Forman finas alternancias con niveles de yeso.

Los conglomerados se encuentran intercalados entre yesos, tienen contactos inferiores poco netos por la cementación de yeso, pero pueden identificarse como canales. Los cantos están sostenidos por una matriz posiblemente de yeso detrítico recristalizado.

El conjunto de esta unidad puede ser interpretado como un ambiente de *lago-playa*. Los potentes tramos de yeso implican además una estabilidad relativa en el tiempo de la ubicación de los *salt-pan* de estos lagos. La sucesión vertical de los yesos por arcillas puede significar una retracción general de los lagos - playa o en migración lateral debida a causas fisiográficas.

Las arcillas con cristales de yeso son los sedimentos típicos de la orla externa dejada por los *lagos-playa*, después de las crecidas producidas por la escorrentía superficial. Es por ello que una secuencia formada por yesos y arcillas con cristales de yeso puede implicar la retracción general del lago, aunque también su migración lateral.

Dentro de las litofacies de yeso, la nodulosa sería la más externa, puesto que estos nódulos de yeso sustituyen a la anhidrita primaria que al igual que los cristales de las arcillas se forma por evapotranspiración capilar subaérea en los márgenes del cuerpo de agua.

La litofacies laminada sería una típica facies del interior del lago.

La presencia de dos litofacies en el yeso, como la laminar y la nodulosa puede también explicarse como una respuesta a la retracción del cuerpo de agua. Los nódulos crecerían sobre el sedimento de yeso, previamente formado en el interior del lago, a medida que va quedando expuesto.

Las secuencias menores formadas por margas o limos calcáreos y yesos podrían ser explicadas siguiendo la misma línea de retracción o migración. Sin embargo hay que tener presente otro tipo de mecanismo que puede ser el de las inundaciones más o menos periódicas, con entrada de terrígenos y que haga disminuir la concentración de sales temporalmente. Estas inundaciones no tienen porqué afectar necesariamente con una modificación o desplazamiento muy importante de los márgenes de los lagos y sí más bien con una interdigitación de sedimentos terrígenos, sobre todo en sus márgenes.

La presencia de huellas de raíces en algunas superficies de estratificación de los tramos yesíferos podría haber estado relacionada con la desecación total del *lago-playa*, que es lo que se conoce con el nombre de estado de playa. No obstante no se han identificado los niveles de costra que van asociados a esta desecación.

La base de este conjunto yesífero es resultado del cambio lateral de las potentes series de arcillas violáceas y yesos de Torrelaguna (columnas de arroyo de la Concha y Uceda de la Hoja 20-19, Valdepeñas de la Sierra), relacionables con los niveles que en toda la Cuenca del Tajo contienen *Vidaliella gerumndensis* y cáscaras de huevos de Dinosaurios y deben tener una edad cretácico terminal-paleoceno. Por otra parte sus términos superiores yacen bajo la discordancia cartográfica sobre la que se sitúan los depósitos carbonatados margo-detríticos datados como Rhenaniense superior en Torremocha de Jadraque (Hoja 21-18 Hiendelaencina) y Headoniense en Beleña de Sorbe y Torrebeleña. Su edad está comprendida entre el Cretácico terminal y el Eoceno más superior (Rhenaniense).

1.4.2. Intercalaciones de arcillas, margas, areniscas y conglomerados (15) Maastrichtiense-Paleoceno-Eoceno medio (Rhenaniense).

En la cartografía se han diferenciado algunas intercalaciones detríticas que presentan los yesos, tanto en el anticlinal de Aleas como en el de Arbancón.

En el anticlinal de Aleas se han distinguido las intercalaciones terrígenas más potentes, cuya

descripción e interpretación es semejante a la efectuada para las unidades de arcillas y areniscas, efectuada en el apartado anterior.

En el anticlinal de Arbancón aparecen potentes niveles de arcillas y margas grises que intercalan bancos gruesos de areniscas y conglomerados y eventualmente de calizas.

Los terrígenos gruesos están formados por fragmentos de rocas carbonatadas (65-80%), cuarzo (0-5%) y cemento calcáreo (20-30%). Son frecuentes los fragmentos de micritas con *Microcodium* y las micritas con señales de epigénesis de yeso detrítico entre los minerales pesados dominan la turmalina (60-70%) y estaurolita (10-30%), además hay circón, granate, rutilo, destena y apatito. Estos niveles detríticos aparecen como facies canalizadas extensas o como cuerpos tabulares. Se interpretan como depósitos debidos a inundaciones de los lagos salinos descritos en el epígrafe anterior.

1.4.3. Arcillas y margas grises, areniscas y calizas. Yesos (16). Eoceno superior-Oligoceno inferior (Rhenaniense superior-Headoniense)

Se sitúa mediante suave discordancia angular, cartográfica, sobre la unidad descrita en el apartado anterior. Esta discordancia se pone claramente de manifiesto en la cartografía del anticlinal de Aleas.

Sus principales afloramientos se sitúan así en dos bandas que forman parte de los dos flancos de este anticlinal. Lateralmente pasa hacia el este al conjunto calizo-margoso de la base de la columna de Torremocha de Jadraque (Unidad 17).

Su estudio se ha realizado en la columna de la Romerosa, donde se ha medido un espesor de 120 m. Es fundamentalmente margosa. Su muro lo constituyen los yesos de la unidad infrayacente. En sus primeros 20 m las margas alternan con niveles de yeso, pero a continuación van apareciendo calizas y sedimentos terrígenos, primero con geometría de capas y a continuación llenando canales.

Al microscopio las areniscas son de grano fino y están compuestas por cuarzo (20%), feldespato potásico (5%), fragmentos de esquistos (5%), fragmentos de dolomías y calizas (30%) y cemento dolomítico (30%). Como accesorios hay clorita, circón, turmalina y cantidades variables de glauconita y que puede llegar a ser cuantificable. Las calizas son biomicritas con algas (15%) y cuarzo (15%).

Los niveles arcillosos más puros están compuestos por 70% de filosilicatos, 25% de calcitadolomita y 5% de cuarzo. Entre los filosilicatos hay 50% de esmectitas, 45% de paligorskita y 5% de illita.

Las arcillas contienen localmente restos vegetales y fragmentos de huesos de vertebrados.

Las margas están en general interestratificadas con los terrígenos, solo en la mitad inferior del tramo uno hay niveles potentes y continuos de margas sin intercalaciones de aquellos sedimentos. Son normalmente masivas, aunque en ocasiones presentan laminaciones.

En algunos niveles hay colores de hidromorfismo y huellas de raíces. En el flanco sur del anticlinal de Aleas existe un nivel de yesos intercalado hacia la parte media-alta de la unidad.

Los niveles de calizas tienen espesores comprendidos entre escasos centímetros y 2 m, son micritas margosas, micritas oquerosas, intramicritas y biomicritas, en general bien estratificadas, en ocasiones están marmorizadas y en el nivel más potente del tramo inferior existen nódulos de yeso en su base. A veces presentan trazas de ostrácodos y fragmentos de algas.

Los sedimentos terrígenos pueden ser divididos en dos tipos, los que tienen geometría tabular y los canalizados. Los terrígenos con simetría tabular (*sheets*), tienen espesores comprendidos entre 1 cm y 2 m, sobre todo si están formados por varias capas superpuestas. Están constituidos por tamaños comprendidos entre la arena fina y el conglomerado, compuestos en su mayor parte por fragmentos de calizas (65-85%) muy heterogéneos y cemento calcáreo que varía entre un 30 a un 75%.

Los *sheets* arenosos presentan una gran cantidad de estructuras; laminación paralela, estratificación cruzada de *ripples*, *climbing ripples*; en ocasiones son masivos y tienen cantos dispersos, o bien presentan granoselección positiva.

En general están constituidos por una sola facies pero también se encuentran secuencias formadas por laminación paralela en la base y estratificación de *ripples* o *climbing ripples* en el término superior. Algunos *sheets* son relativamente potentes (1,20 a 2,20 m) no se conservan estructuras primarias y llama la atención a ellos la presencia de cantos de fragmentos de margas alineadas, estas alineaciones se encuentran hacia la base y hacia el techo.

Los *sheets* conglomeráticos están formados por fragmentos de rocas carbonáticas. Los clastos mayores no se tocan entre sí, y están sostenidos por una matriz esencialmente formada por arenas y microconglomerado.

Los terrígenos canalizados son escasos y por lo general el relleno de los canales es mixto, formado por arenas y conglomerado. La fracción más gruesa no suele presentar organización interna aunque en los canales de los tramos superiores se observan láminas muy gruesas que se ponen de manifiesto por la mayor o menor presencia de elementos gruesos. Los conglomerados sin organización interna tienen dos tipos de fabrica, con los clastos en contacto o sostenidos por una matriz de clastos menores. Las arenas y microconglomerados tienen estratificación cruzada de dunas, de *ripples* y laminación paralela.

Esta unidad manifiesta ya la actividad de sistemas deposicionales que aportan terrígenos en un ambiente lacustre, eventualmente salino como lo demuestran los yesos intercalados.

Los escasos canales que existen en esta sucesión pertenecen a los sistemas distribuidores de los abanicos aluviales que se identifican en las sucesiones suprayacentes a la de la Romerosa (Belenña, Torremocha).

La falta de organización secuencial de los *sheets* nos inclina a suponer que no existían deltas relacionados con desembocaduras de canales. Estos *sheets* podrían haber estado asociados a

desbordamientos del sistema distribuidor en el área distal, o bien ser la consecuencia de la actividad de canales efímeros y migrantes, cuyos lóbulos deposicionales no manifiestan organización debido a su inestabilidad. No obstante la ritmidad de los *sheets* es demasiado constante para ser explicada por el segundo mecanismo y nos inclinamos más bien por desbordamientos periódicos del sistema que seguramente obedecían a controles climáticos o fisiográficos.

Las características de facies de esta sucesión son análogas a las de la base de la columna de Beleña de Sorbe. Una peculiaridad común entre ambas sucesiones, es una de las facies de los conglomerados, aquella formada por clastos sostenidos por una matriz completa por el resto de las fracciones. Esta facies se ha considerado como el producto de un transporte en masa de tipo *slurry*.

Las muestras lavadas y tamizadas para el estudio de microvertebrados fósiles han proporcionado abundantes fragmentos óseos correspondientes a peces y anfibios y reptiles acuáticos de nulo valor cronoestratigráfico. Tan solo una de ellas ha proporcionado un diente de lirón (*Gliravinae*) asimilable a *Gliravus aff. priscus* que data el Headoniense. El Headoniense es un piso continental que se encuentra a caballo entre el Eoceno y Oligoceno.

La unidad en conjunto se da como Rhenaniense superior y Headoniense por correlación con la Unidad detrítica inferior de DIAZ MOLINA (1978) y DIAZ MOLINA et al., (1979) con cuya base es perfectamente correlacionable.

1.4.4. Calizas y margas, intercalaciones de lutitas y conglomerados (17). Areniscas, conglomerados, lutitas, margas y calizas (18). Eoceno superior-Oligoceno (Rhenaniense-Headoniense-Sueviense-Arverniense inferior).

Los mayores afloramientos, de la Unidad 18, se sitúan en el cuadrante suroeste de la Hoja ocupando los términos municipales de La Puebla de Beleña, Cerezo, Fuencemillán, Montarrón y Espinosa de Henares. También extensos son los afloramientos del sinclinal de Beleña-Cogolludo. En estas zonas esta unidad se superpone a las margas, areniscas y calizas descritas en el apartado anterior por paso gradual entre ambas. Se ha estudiado en la columna de Beleña de Sorbe en la que se han medido 660 m sin llegar al techo. El espesor total de esta unidad debe estar próximo a los 900-1000 metros.

En Beleña la unidad 18 son conglomerados y areniscas cementados, calizas mas o menos arenosas e incluso conglomeráticas, limos, arcillas y margas. Petrográficamente son muy homogéneos a lo largo de toda la columna.

La fracción mayor de 2 centímetros en los conglomerados está compuesta por calizas (15-35%), dolomías (25-40%), cuarcitas (35-45%) y pizarras y esquistos (0-7%). Los niveles del techo tienen mayor proporción de pizarras esquistos. La matriz y cemento son el 30-35% del total y el tamaño de grano aumenta hacia el techo en donde se alcanzan centímetros de 110 cm en caliza y 60 cm en cuarcita con morfoscopía subredondeada.

La matriz de los conglomerados tiene una composición semejante a la de los niveles de

arenisca que suelen ser de grano medio a microconglomerática, formada por granos subangulosos-subredondeados a subredondeados, de cuarzo (20-25%), feldespato potásico (5-10%), fragmentos de cuarcitas y esquistos (5-10%) fragmentos de calizas y dolomías (30-45%) y cemento de calcita.

Las calizas son normalmente dismicritas peletoidales con limo de cuarzo (5-10%) y eventualmente trazas de Ostrácodos.

Las lutitas de los niveles inferiores suelen ser más finas (40% de filosilicatos, 10% de cuarzo, 25% de calcita y 25% de dolomita) estando la fracción arcilla formada por paligorskita (45%), illita (40%) y caolinita (15%). En los niveles intermedios están muy edafizadas y carbonatadas (15% de filosilicatos, 5% de cuarzo, 60% de calcita y 20% de dolomita), siendo la fracción arcilla: illitas (40%), esmectitas (40%) y caolinita (20%).

En conjunto en la columna de Beleña de Sorbe pueden distinguirse tres tramos que de muro a techo son:

- 220 m en los que predominan las areniscas, niveles carbonatados con estructuras acintadas, prismáticas y nodulosas, margas grises y verdes y limos edafizados. Se observan secuencias dominantes, arenisca con base canalizada/caliza/limo ó marga.

- 300 m. Conglomerados y limos rojizos edafizados y carbonatados. Los conglomerados tienen a techo calizas arenosas con estructuras idénticas a las antes citadas.

- 140 m. Alternancia de conglomerados gruesos tabulares y niveles de arenas más o menos gruesa y limo con arena dispersa de tonos rojizos. Forman una secuencia estrato y grano creciente.

En los terrígenos más gruesos (arenas y conglomerados) pueden distinguirse cuerpos no canalizados y canalizados.

Estas facies son las siguientes según ARRIBAS et al (1983):

Los *lóbulos* están presentes a lo largo de toda la sucesión, pero su frecuencia va aumentando en sentido vertical. Son cuerpos de techo convexo y base marcadamente horizontal. El contacto inferior puede ser neto y plano, a veces con *groove-casts* y estructuras de escape de agua, ligeramente erosivo o bien presentar una interdigitación con los limos subyacentes. Están formados por conglomerados y en menor proporción por areniscas. Los conglomerados son en general masivos, con cantos y bloques desorganizados, a veces con los ejes mayores verticales, en contacto o sostenidos por una matriz formada por tamaños menores a los de los clastos más grandes, predominando las fracciones arena y grava. Estas facies se atribuyen a un transporte en masa de tipo *slurry*. En los lóbulos también están presentes conglomerados y areniscas con estructuras de corriente tractiva; imbricación de cantos y laminaciones inclinadas, en los conglomerados; y estratificación cruzada de dunas y laminación paralela, en las areniscas. Estas facies están llenando canales y predominan al techo de los lóbulos. Los lóbulos de menor espesor, alrededor de 0,5 m suelen estar formados por un único evento

depositacional (transporte de tipo *slurry*), pero los más potentes, entre 5 y 10 m, tienen a veces una organización interna compleja, reflejando una historia, a veces múltiple, de episodios de transporte en masa cuyos sedimentos son posteriormente disectados por canales.

Los *sheets* están formados por tamaños comprendidos entre el microconglomerado y la arena fina. Sus espesores oscilan entre 1 y 50 cm. Se presentan aislados entre los limos masivos o bien amalgamados. Los límites inferior y superior son normalmente plano-paralelos, pero en ocasiones sus techos son suavemente convexos y su base irregular, adaptándose a la morfología del subyacente. Se asocian a cualquier otro tipo de litología y están presentes a lo largo de toda la sucesión estratigráfica. En su interior se han distinguido las siguientes facies: masiva, laminación paralela, estratificación cruzada de *ripples* y ocasionalmente granoclasicación normal o inversa.

Los *limos masivos* son la facies litológica más abundante desde el punto de vista volumétrico. Están asociadas a cualquier otro tipo de litología y con frecuencia, cuando se apoyan sobre canales y lóbulos, están carbonatados.

Los *cuerpos canalizados*, aunque presentes en toda la sucesión estratigráfica, son en general poco abundantes. Su relleno lo constituyen areniscas y/o conglomerados con estructuras tractivas o masivos (*slurry*). Pueden tener canales imbricados o presentar un relleno con una acentuada agradación vertical. El espesor del relleno de los canales oscila entre 0,30 y 6 m.

La sucesión de Beleña, incluida la unidad margosa inferior descrita en el apartado anterior, se interpreta como un abánico aluvial progradante, en relación distal con playas carbonatadas, al menos en su tercio inferior. Las facies proximales no estarían representadas (ARRIBAS et al., 1983). El modelo se caracteriza por una alta proporción de cuerpos no canalizados. Los lóbulos son el resultado de la sedimentación aguas abajo del punto de intersección de HOOKE, están presentes en toda la serie lo que implica una migración de las áreas de sedimentación activa durante todo el proceso de construcción del abanico que poseía una topografía compleja de perfil multisegmentado. En las zonas abandonadas temporalmente se depositan los carbonatos. Los *sheets* se pueden haber depositado en áreas activas por debajo del punto de intersección, por desbordamiento de canales llenos después de la deposición del lóbulo, por *sheet flood* desde la cabecera o como lóbulos deposicionales al pie del abanico.

La reconstrucción del sistema deposicional según ARRIBAS et al (1983) está expresada en la Fig. 3.

Hacia el este (Cogolludo) y sureste (Espinosa de Henares) se pasa a facies más distales, con menor proporción de terrígenos gruesos.

En esta zona la unidad reposa sobre los niveles margo-areniscosos que contienen el yacimiento Headoniense de Torrebeleña. El yacimiento de Espinosa de Henares con *Entelodon magnum* nos indica que en esta unidad está presente el Sueviense. Debe llegar hasta el Arverniense superior por correlación con la Unidad detrítica inferior de DIAZ MOLINA (1974, 1979).

MODELO DEPOSICIONAL DEL ABANICO DE BELEÑA DE SORBE

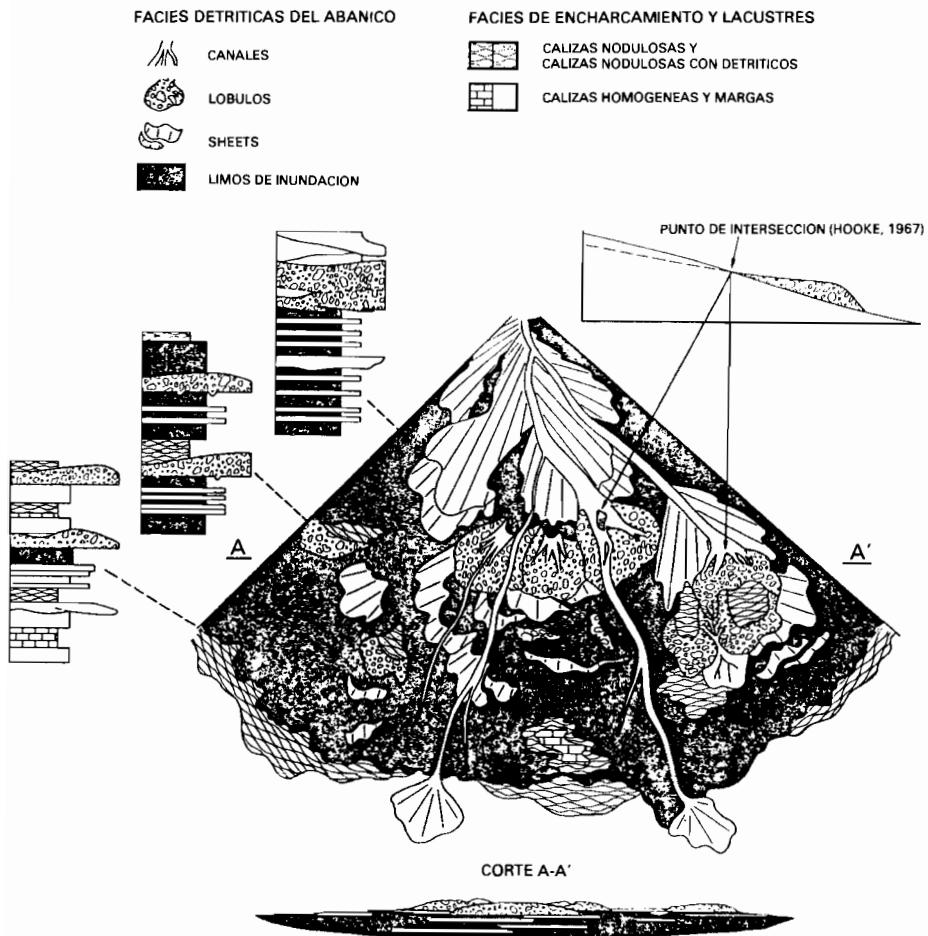


Fig.3.- Modelo deposicional del abanico de Beleña de Sorbe.

Al este del meridiano de Carrascosa de Henares se produce un importante cambio lateral de facies, dominando la sedimentación carbonatada en el tercio inferior (Unidad 17) como equivalente lateral de los niveles margo-areniscosos y detríticos calcáreos de la unidad cartográfica descrita en el apartado anterior y de la base de la columna de Beleña.

Para el estudio de esta unidad en el área de Jadraque, se ha levantado la columna de Torremocha de Jadraque, obtenida en esta localidad y completada en su techo en la zona de Pinilla de Jadraque. Esta situada pues en la Hoja 21-18: Hiendelaencina.

De muro a techo se distinguen tres tramos: Los dos primeros constituyen la unidad cartográfica 17.

- 153 m formados exclusivamente por calizas y margas. Las calizas tienen espesores comprendidos entre 1,30 y 0,10. Las margas tienen potencias menores. Las calizas son biomicritas y biopelmicritas con un 75 a 85% de micrita y 25 a 15% de bioclastos. Los bioclastos más importantes son gasterópodos, a veces formando niveles tanto en las margas como en las calizas, bivalvos, ostrácodos, carofitas, algas cianofíceas y clorofíceas.

En conjunto, estas microfacies corresponderían a las facies de calizas litográficas fosilíferas típicas de ambientes lacustres tranquilos, descritas por FREYTET (1973).

Estos potentes niveles de calizas bien estratificados no existen en la sucesión de la Romerosa ni en la de Beleña de Sorbe, que es su equivalente lateral en la Hoja de Valdepeñas de la Sierra.

La edad es fundamentalmente Eoceno superior, y se han encontrado *Harrisichara vasiformis* (REID y GROVES) PIA, *Gyrogona aff. wright* (REID y GROVES) PIA, charáceas indeterminadas, *Nitellopsis (Tectochara)* sp.

- 155 m siguientes en donde siguen predominando las margas y las calizas, aunque existen también niveles de terrígenos finos, *debris flow, slumping* y un yacimiento de vertebrados.

La base es un tramo de margas que alcanza un espesor de 32 m, aunque existen intervalos en los que están interestratificados, en niveles centímetricos, con calizas margosas y costras calcáreas. Los niveles de calizas son mucho menos potentes que en el conjunto infrayacente, aunque sus facies y otros aspectos que presentan son mucho más variados.

Petrográficamente son biomicritas y dismicritas con un 85-90% de micrita y 15-10% de bioclastos, entre los que presentan: ostrácodos, oogonios de charáceas, restos de cianofíceas y discórbidos, en una matriz grumosa.

Algunas calizas se encuentran totalmente silicificadas dejando reliquias de micrita. Las calizas margosas pueden tener nódulos de sílex o no. También hay calizas nodulosas. Los nódulos de sílex se presentan alineados en el interior de las capas de algunos niveles. Ocasionalmente estos niveles de calizas están *slumpizados*.

Los terrígenos son más escasos y distinguimos tres grupos, los cuerpos tabulares, los canales y

debris flow. El *debris flow* posiblemente tiene también geometría tabular, pero por ser un evento único lo distinguimos de aquellos.

Los cuerpos de geometría tabular están formados por arena fina o media, en ellos no se identifican estructuras primarias, algunos tienen cantos dispersos en su interior.

Sólo existe un cuerpo de base canalizada, tiene un depósito de *lag* y un relleno de arena fina. en su interior se distingue alguna lámina de gran escala y tiene colores de hidromorfismo.

El *debris flow* tiene 1,50 m de espesor, está formado por bloques de arenisca y cantos de caliza margosa que flotan en una matriz de margas, se encuentra sobre el primer nivel de *slumping* que contiene el yacimiento de vertebrados, y posiblemente ambos eventos estén genéticamente relacionados.

Se han determinado la siguientes especies de charáceas *Gyrogono wrighti* (REID y GROVES) PIA, *Rabdochara* sp, *Chara aff. fritelii* (GRAMB), *Harrisichara vasiformis* (REID y GROVES) PIA.

Por otra parte en el yacimiento de vertebrados de Torremocha, asociado a un *slumping*, ha proporcionado dos especies de *Paleotherium* y un *Hyenodon*, que dan una edad rhenaniense superior-headoniense, (Eoceno superior-Oligoceno inferior).

- En el grupo más superior (Unidad 18) con 570 m de espesor, la sedimentación es de carácter más detritico, aunque siguen existiendo niveles de margas y de calizas. En sentido vertical las margas van desapareciendo progresivamente, siendo constituidas por margas limosas. Las margas tienen en algunos niveles colores de hidromorfismo.

Las calizas se encuentran sobre niveles margosos y sobre niveles terrígenos. Son en general biomicritas con un 75% de micritas y un 25% de bioclastos; restos de algas y ostrácodos con una matriz grumosa.

Las facies que presentan las calizas son la nodulosa y la homogénea, la primera suele presentar estructura orientada o prismática vertical. las calizas nodulosas son el tipo de facies suprayacente a los terrígenos, por el contrario las calizas que suceden a las margas pueden presentar las dos facies, a veces organizadas secuencialmente, calizas homogénea en la base y caliza nodulosa a techo. Estas secuencias son interpretadas como retracción del cuerpo de agua del lago ARRIBAS (1981). La potencia máxima que alcanzan estas facies es de 2,70 m.

Los terrígenos se pueden dividir para su estudio en tres grupos de acuerdo con su geometría, *sheets*, canales y lóbulos. Normalmente están formados por cantos subredondeados de caliza y dolomía (56-60%), cuarcita (33-38%), cuarzo (1-5%) y pizarras y esquistos (0-5%). La matriz es de carbonato cálcico.

Las areniscas con un tamaño de arena media a gruesa están constituidas por grano subangulosos-subredondeados de cuarzo (30-35%), feldespato, fundamentalmente potásico (10-15%), fragmentos de calizas (15-20%) y fragmentos de rocas, cuarcitas, esquistos etc. (10-15%). El cemento constituye entre un (25-30%) de la roca y es de naturaleza carbonatada.

Los *sheets* llenos de arena media a gruesa a veces microconglomerado, tienen potencias comprendidas entre 0,10 y 0,50 m. Son escasos y no se identifican estructuras internas.

Los cuerpos canalizados tienen espesores comprendidos entre 2 y 5,30 m. El relleno es semejante al anterior si bien más conglomerático. La arena media a gruesa tiene estratificación cruzada de dunas o bien es masiva, cuando se encuentran al techo del relleno, pero este debe de ser un aspecto secundario. Los conglomerados tienen estratificación de *foreset* que interpretamos como la estructura interna de barras, llenan pequeñas incisiones, *cut and fill*, o bien son masivos. Los conglomerados masivos en ocasiones tienen los clastos mayores en contacto, y en otros están sostenidos por la matriz. Algunos de estos canales tienen un relleno aparentemente continuo, sin embargo otros presentan cicatrices internas que indican etapas de incisión o erosión del lecho seguidas de otras de relleno. Estos últimos pueden ser interpretados como canales de tipo *braided*, mientras que los anteriores como canales de baja sinuosidad.

Los lóbulos son el aspecto más característico de esta sucesión. Son cuerpos de base plana y techo convexo, con espesores comprendidos entre 0,50 y 2 m. Están formados por arena fina, media o gruesa y conglomerados. A veces son cuerpos simples y en ocasiones están amalgamados, el resultado de la amalgamación son techos ondulados, con más de una convexidad. Independientemente de la textura, la estructura interna es siempre masiva y la interpretamos como un transporte en masa tipo *slurry*. Al techo de uno de estos lóbulos hay arena gruesa con láminas de gran escala. Este depósito se adapta a la forma convexa del techo del lóbulo, pero podría ser una facies canalizada, aprovechando la topografía sinsedimentaria del lóbulo. El afloramiento no tiene suficiente extensión lateral para comprobar esta hipótesis, no obstante en la sucesión de Beleña de Sorbe existen canales al techo de los lóbulos.

Al margen de estos tres tipos de cuerpos detriticos, existen algunos casos particulares. Uno de ellos es un canal con un depósito de *lag* formado por fragmentos de caliza margosa y cuyo relleno lo constituyen exclusivamente arcillas. Otro caso particular lo son dos ejemplos de secuencias negativas, cuyo término inferior son limos que progresivamente van pasando a terrígenos más gruesos hasta términos en arena media a gruesa o microconglomerado. Estas secuencias que tienen espesores de 2,70 m pueden considerarse pequeños deltas o lóbulos deposicionales seguramente de canales porque su espesor es mayor que el de los *sheets* de desbordamiento. Si su espesor fuese menor podrían ser interpretados como las áreas más distales de depósitos de desbordamiento.

En conjunto esta unidad se puede interpretar de forma análoga a la de Beleña de Sorbe, si bien, la proporción de terrígenos gruesos, llenando canales o formando lóbulos es menor. No obstante la sucesión de Torremocha tienen ciertos rasgos que la diferencian de aquella.

En esta sucesión las facies lacustres de la base, calizas y margas, tienen un mayor desarrollo, en una etapa en la que no llegaban terrígenos, en este área de la cuenca. Estos cuerpos de agua serían relativamente estables, como se sugiere del simple análisis de los espesores de las calizas. Este intervalo temporal con gran desarrollo de sedimentos lacustres empieza a manifestar aspectos relativamente con una exposición suave en la base del segundo tramo

descrito, con la presencia de nódulos de carbonato y colores de hidromorfismo y a continuación, por la de costras calcáreas. Inmediatamente después comienza la entrada de terrígenos, aunque la sedimentación mantiene sus características esencialmente lacustres hasta el tercer tramo. Estos sedimentos manifiestan una inestabilidad de la cuenca durante su sedimentación, por la presencia de *slumping* y *debris flow*. Estos podrían ser efectos de causas locales, flexiones o fracturas sinsedimentarias, o generales de mayor escala. Posteriormente el resto de la sucesión presenta facies que pueden ser atribuidas a la sedimentación en un abanico aluvial de escorrentía superficial episódica y efímera; con intercalaciones de episodios lacustres palustres con secuencias típicas de retracción de la lámina de agua, apareciendo en los techos nodulizaciones, fisuración, marmorización, estructuras prismáticas verticales, procesos de bioturbación edáfica (raíces), y de expansión de la lámina de agua que presentan caracteres como abundante fauna lacustre (gasterópodos, ostrácodos, carofitas), ausencia de procesos pedológicos y en general, texturas homogéneas. Las expansiones de la cuenca lacustre pueden ir acompañadas o no por entrada de material terrígeno durante las inundaciones, dando como resultado secuencias de expansión con aportes de material terrígeno o sin aportes de material terrígeno.

El rasgo más característico del modelo es la presencia de los lóbulos, que son interpretados, por analogía con los medios de sedimentación actual, como la sedimentación de un transporte esencialmente en masa tipo *slurry* por debajo de los puntos de intersección entre el perfil longitudinal del canal y el perfil del abanico.

En conjunto y en sentido vertical existe una disminución gradual de los ambientes lacustres, que son invadidos de forma progresiva por un sistema fluvial posiblemente relacionado con una mayor actividad tectónica.

Por otra parte y en relación a la columna de Beleña de Sorbe, es probable que se trate de dos sistemas deposicionales diferentes aunque contemporáneos. Entre la sucesión de Beleña de Sorbe y la de Torremocha existen sedimentos con menor proporción de terrígenos gruesos como ocurre en Pinilla de Jadraque. Además su posición con respecto al borde mesozoico, analizado en base a los modelos generales de sedimentación de abanicos aluviales y sus controles, parece indicar que se trata de dos aparatos diferentes, a medida que la configuración del borde de la cuenca hubiera variado desde el Paleógeno.

La edad de la unidad en esta zona es Rhenaniense superior, Headoniense, Sueviense y Arverniense inferior (Eoceno superior-Oligoceno superior) en base a los yacimientos de charáceas, y de vertebrados de Torremocha y Huérmeches del Cerro y a la correlación de esta unidad con la Detritica inferior de DIAZ MOLINA (1974-1979).

1.5. NEOGENO

Durante el Neógeno el relleno de la Cuenca del Tajo se realiza en condiciones endorreicas, estableciéndose un sistema de aportes alimentado en los bordes por abanicos aluviales que se continúan en unas facies complejas de transición que pasan hacia el centro de la cuenca a evaporitas lacustres, culminadas a techo por la serie detrítico-calcárea de los Páramos.

Los trabajos de interés que se ocupan del estudio y descripción de los sedimentos neógenos que rellenan la Cuenca del Tajo son numerosos. Destacan los trabajos de ROYO GOMEZ (1922, 1926, 1928) en los que se establecen las bases para el conocimiento del Terciario de la submeseta meridional. RIBA (1957) y BENAYAS *et al.*, (1960) ponen de manifiesto la existencia de cambios laterales y definen diferentes facies en base a los datos de campo y a la composición mineralógica de las mismas. ALIA (1960) atribuye las facies arcósicas al Plioceno y establece la relación entre los diferentes rellenos y la tectónica profunda del zócalo que a su vez condiciona los cambios laterales de facies. CAPOTE *et al.*, (1968) detectan la presencia de sedimentos fluviales, ampliamente extendidos, bajo las calizas de los Páramos. ALIA *et al.*, (1973) en los estudios que realiza sobre la evolución geotectónica de la Cuenca, establece cinco discontinuidades mayores en los depósitos Neógenos. MARTIN ESCORZA y HERNANDEZ ENRILE (1973) y MARTIN ESCORZA (1974) hacen nuevas aportaciones para el conocimiento del Neógeno y Paleógeno arcósicos aflorantes al Oeste y Suroeste de Madrid y en Norte de la provincia de Toledo. PEREZ GONZALEZ *et al.*, (1971) estudian las series continentales al Este de la Sierra de Altomira definiendo por primera vez la fase Castellana que sitúan en el Oligoceno superior. AGUIRRE *et al.*, (1976) sintetizan los datos faunísticos y eventos tectónicos de la Cuenca estableciendo, aparte de la Castellana, la existencia de las fases Neocastellana (al final del Mioceno inferior-principios del medio), Iberomanchega 1 (infravillafranquienense inferior CABRA *et al.*, 1988) e iberomanchega 2 (límite plio-pleistoceno, CABRA *et al.*, 1988). MARTIN ESCORZA (1976) confirma la actividad tectónica de las fracturas del basamento durante el Neógeno precisando las discontinuidades definidas por ALIA *et al.*, (op. cit.). Establece cinco unidades litoestratigráficas mayores que abarcan el Mioceno y parte del Plioceno separadas por discordancias. DIAZ MOLINA (1978) y DIAZ MOLINA *et al.*, (1979) dividen el Terciario continental de la depresión intermedia entre Altomira y la Serranía de Cuenca en cuatro unidades litoestratigráficas mayores separadas por discordancias. Unidad basal (Cretácico terminal a Eoceno medio) Unidad detrítica inferior (Eoceno media a Oligoceno superior), Unidad detrítica superior (Oligoceno superior a Mioceno inferior) y Unidad terminal culminada por las calizas de los Páramos (Mioceno medio-Plioceno inferior), MARTIN ESCORZA (1979) señala la existencia de una discordancia o ruptura intramiocena que separa las unidades inferior y superior de la Facies Alcalá. PEREZ GONZALEZ (1979) estudia los problemas del límite plio-pleistoceno, estableciendo que la colmatación de las cuencas terciarias del centro de España coincide con las génesis de costras laminares bandeadas hace 2,5 millones de años previamente a la instalación de la Raña. GARRIDO MEGIAS *et al.*, (1980, 1981 y 1982) dividen el relleno de la cuenca en cuatro unidades tectosedimentarias separadas por rupturas de orden mayor y establecen las características sedimentológicas y paleogeográficas de la unidad superior. ALBERDI *et al.*, (1983) relacionan antiguos y nuevos yacimientos de vertebrados confirmado la existencia de la Fase Neocastellana en el centro de la Cuenca. JUNCO y CALVO (1983) establecen las grandes unidades tectosedimentarias del Mioceno de la Cuenca de Madrid en base a su estudio sedimentológico, cartográfico y a la interpretación de sondeos, AGUILAR y PORTERO (1984) y PORTERO y OLIVE (1983) determinan las características petrográficas y relaciones laterales de las zonas proximales de los abanicos aluviales terciarios al pie del Guadarrama y Somosierra. PORTERO y AZNAR (1984) proponen un modelo de evolución morfotectónica del Sistema Central desde finales del Cretácico en base a los datos estratigráficos y sedimentológicos de los materiales aflorantes en los bordes de las Cuencas del Duero y Tajo.

El Neógeno que rellena la Cuenca del Tajo, tiene una gran variabilidad litológica correspondiendo a las diferentes composiciones de las áreas fuente y a la distinta ubicación de sistemas deposicionales que normalmente son múltiples. Las facies de borde (abanicos aluviales) de carácter detrítico, son en parte correlacionables cartográficamente con la **Unidad terminal** de DIAZ MOLINA (oo.cc.), o son incluso más modernos y discordante sobre dicha unidad (Piedemontes de Somosierra).

Como se ha observado en zonas próximas, de borde, Hoja de Valdepeñas de la Sierra (20-19) y Jadraque (21-19), los términos intermedios de la **Unidad terminal** reposan mediante discordancia angular sobre la Unidad basal margo yesífera. Los términos superiores a la Unidad Terminal o Piedemontes de Somosierra son más extensivos hacia los bordes y se sitúan indiferentemente sobre dichos términos inferiores y sobre las **Unidades detrítica superior, detrítica inferior y basal** o sobre Cretácico, Pérmico, Triásico o Paleozoico, a partir de una discordancia que, en esta situación marginal de la cuenca, tiene carácter angular, mientras que, hacia el centro de la misma, se resuelve en interrupción y paraconformidad (Hojas de Marchamalo (20-20) y Algete (20-21)).

JUNCO y CALVO (oo.cc.), apoyándose en criterios de autores anteriores y datos propios, establecen la existencia de una serie de rupturas sedimentarias, a nivel de Cuenca, que delimitan tres unidades tectosedimentarias en el Mioceno (Fig. 4), y coinciden bastante con las definidas por GARRIDO *et al.*, (oo.cc.). Estas unidades abarcan la totalidad de la Unidad terminal de DIAZ MOLINA (oo.cc.).

1.5.1. **Unidad terminal**

1.5.1.1. **Conglomerados y limos calcáreos (19). Aragoniense**

Esta unidad se sitúa mediante discordancia angular sobre los materiales de la formación detrítico-carbonatada que constituyen el Eoceno superior-Oligoceno superior. Esta discordancia se puede observar perfectamente en la carretera de Humanes a Cogolludo, a la altura de km 5, en la margen derecha del río Sorbe en las proximidades de la localidad de Razbona.

Sus afloramientos se sitúan en los alrededores de Humanes y Jadraque.

Ocasionalmente presenta algunos relieves abruptos al pie de las cuestas sobre todo en sus afloramientos de la margen izquierda de Henares.

Se ha levantado la sucesión de Cerro Alarilla para su estudio, donde se han medido 80 m, aunque su espesor se estima superior a los 150-200 metros, ya que no se ha podido estudiar el muro.

Está formada por una alternancia de limos y conglomerados, los limos en el tercio inferior y superior de la sucesión están muy cementados por carbonato, contienen desde arenas finas hasta bloques dispersos y a veces niveles discontinuos de cantos alineados. Estos limos en parte muestran rasgos de un transporte en masa, por la presencia de terrígenos diseminados y flotando en su interior y en parte secundarios como sucede con la cementación, que llega a ser

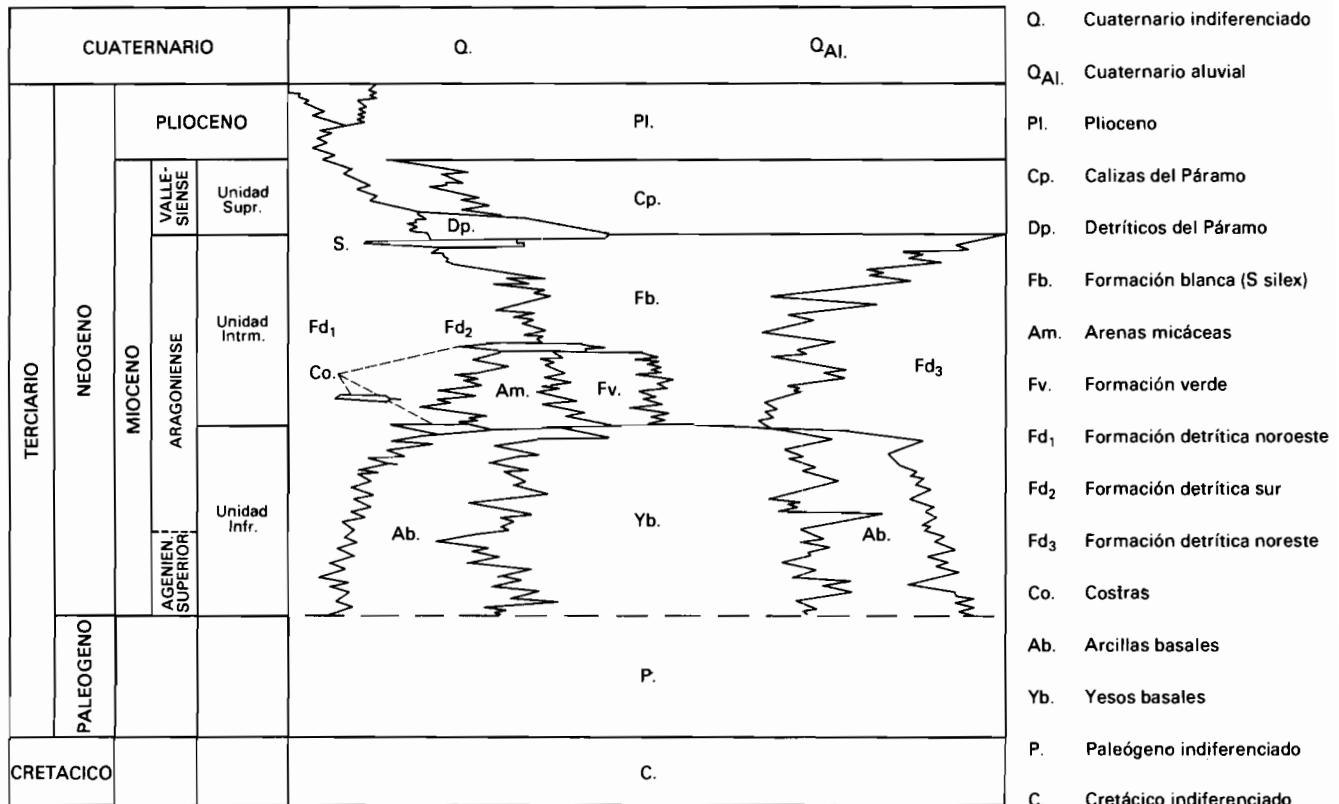


Fig.4.- Unidades tectosedimentarias en la Cuenca de Madrid (JUNCO y CALVO, 1983).

tan intensa que algunos niveles dan resalte morfológicos, la presencia de niveles de cantos se puede interpretar como posibles remanentes de estos depósitos lavados y erosionados.

La mayor parte de los terrígenos diseminados en los limos están constituidos por arena media formados por cuarzo (15-20%), feldespatos (5-7%) a fragmentos de rocas carbonatadas fundamentalmente calizas (45-50%) y algo de biotita. El cemento llega a ser hasta de un (30%) y es de naturaleza carbonatada. Entre los minerales pesados dominan la turmalina (60%) y estaurolita (20%) además hay círculo, rutilo, distena y apatito.

Los conglomerados están formados por fragmentos de calizas (50-55%), cuarcitas (35-40%), cuarzo (3-5%), areniscas (5-8%) y conglomerados (2-5%). Los cantos se encuentran sostenidos por una matriz de tamaños menores, limo y arcilla. A veces, localmente puede haber imbricación, pero lo normal es que estén desorientados. Algunos niveles de conglomerados tienen además granoselección negativa.

Los conglomerados en general están canalizados, las excepciones, que son escasas, tienen geometría de lóbulo, en uno de estos existen *climbing ripples* en uno de los extremos laterales de su sección transversal. Estos *climbing ripples* son de arenas finas y muestran la desaceleración y pérdida de viscosidad lateral de la corriente que transportaba los sedimentos que forman el lóbulo.

Estos lóbulos solo presentan facies desorganizadas, a excepción del ejemplo que tiene *climbing ripples*. Los canales son los que además de tener la facies desorganizada, tienen imbricación. Esta imbricación que a veces es constante en sentido vertical puede ser el resultado de la acumulación de depósitos de *lag* en cuyo caso los canales pueden haber sido activos durante un periodo relativamente prolongado de tiempo.

Las facies desorganizadas las interpretamos como un transporte en masa tipo *slurry*. La coexistencia en el relleno de los canales de estas facies y la imbricación implica necesariamente la existencia de dos tipos diferentes de flujo, uno tráctivo y, otro de alta viscosidad.

Esta sucesión presenta analogías de facies en la unidad infrayacente, sucesiones de Beleña de Sorbe y de Torremocha y podría ser interpretado como las facies más proximales de un abanico aluvial que evolucionará a los rasgos sedimentarios que poseen aquellas sucesiones. La teoría del punto de intersección, situado sobre el abanico, implica que las áreas proximales, más cercanas al apice, tienen más canales y menos lóbulos, así como menor proporción o ausencia de áreas de encarcamiento.

Sin embargo los afloramientos situados al noroeste de Jadraque presentan características y secuencialidad que los hacen semejantes al abanico de Beleña.

En conclusión, esta unidad de Alarilla se puede interpretar como las facies relativamente proximales de un abanico aluvial. Este abanico tendría un sistema de canales distribuidores, que a partir de puntos de intersección pasarian a lóbulos (noroeste de Jadraque). El flujo sobre este abanico era muy variable, cambiando de corrientes tráctivas a corrientes viscosas (*slurry*). Los flujos viscosos tambien desbordarian ampliamente, el echo se refleja en los depósitos de

transporte en masa que se identifican en los limos que corresponden a las áreas entre los canales.

Se datan como Aragoniense, probablemente inferior / medio por correlación cartográfica con otras unidades bien datadas en el centro de la Cuenca.

1.5.1.2. *Gravas, arenas, limos, arcillas y calizas* (21). *Arcillas, margas, calizas, areniscas y arenas* (22). *Niveles carbonatados* (23). *Mioceno medio-superior* (Aragoniente).

Los afloramientos de esta unidad ocupan una gran extensión sobre todo en la zona central de la mitad sur de la Hoja, ocupando gran parte de los términos municipales de Humanes, Alarilla, Hita, Padilla de Hita, Las Casas de San Galindo, Utande, Miralrío, Jadraque, Bujalaro y Copernal.

Se sitúan en las vertientes de los páramos calizos con morfología disectadas por barrancos, arroyos y cárcavas.

Para su estudio se han levantado las columnas de Miralrío, Jadraque y la parte superior de la de Cerro Alarilla.

Se puede distinguir una unidad basal (21) que en Miralrío tiene 130 metros formados por canales, cuyo relleno son gravas y arenas, *sheets* de arenas, limos, arcillas y calizas.

En sentido vertical desaparecen gradualmente los canales, siendo sustituidos por *sheets* y los limos que son sustituidos progresivamente por arcillas.

Las arenas tienen un tamaño de grano comprendido entre la arena fina y arena gruesa y están constituidas por cuarzo (25-30%), feldespato potásico (5-10%), fragmentos de pizarras, granitoides y esquistos (0-5%), biotita (5-10%) y moscovita (0-5%). El resto está constituida por una matriz posiblemente edáfica, de naturaleza arcilloso-calcárea (20%) sericitá y 20% de calcita. Como minerales accesorios se presentan estaurolita y turmalina. El análisis de la fracción pesada revela el predominio de opacos, el resto está formado por estaurolita (30%), turmalina (14%), andalucita (20%), apatito (20%), granate, rutilo, círcón, zoisita, sillimanita y distena.

Los limos están cementados por carbonato y tienen arena y cantos dispersos. Los cantos también se presentan en niveles horizontales y discontinuos o en **bolsadas**. Todos estos limos tienen colores de hidromorfismo, nódulos de carbonatos y en ellos se identifican señales de raíces.

Las arcillas son rojas, masivas y también pueden presentar colores de hidromorfismo, y algunos niveles tienen nódulos de carbonato.

Los bancos de caliza, escasos, tienen un espesor de 0,20 m. y se encuentran siempre sobre limos, o son masivos pero no se descarta un origen edáfico dadas las características de los limos. Están constituidas por micrita (75-80%), esparrita (5-10%) y cuarzo (10%).

Los canales estan llenos por arena media a gravas. La arena es arcósica y la grava es de cuarcita, pizarra, caliza, cuarzo, granito y gneis. La grava forma el depósito de carga residual, *lag*, de algunos de estos canales. Tambien se encuentra en forma de *cut and fill* y con estratificación de *foreset* que interpretamos como la estructura interna de barras. La arena media es la textura de la estratificación cruzada de dunas, normalmente con grava dispersa no se ha reconocido otro tipo de estructura.

Estos canales tienen cicatrices internas, cuyo relleno lo constituyen los tipos de facies mencionados anteriormente. Pueden interpretarse como canales de baja sinuosidad, de tipo *braided*, que seguramente formaban parte de un sistema distribuidor. Los espesores del relleno de estos canales oscilan entre 0,5 y 2,70 m. En algunos no se distinguen todas las estructuras por condiciones de afloramiento y/o los procesos edáficos, que homogenizan su relleno confiriéndoles un carácter masivo.

Los *sheets* tienen espesores de alrededor de 1 m. Se le ha dado esta denominación porque a escala de afloramiento parecen cuerpos tabulares, pero podría tratarse de canales de alta relación anchura/profundidad. Están formados por arena fina, masiva, con colores de hidromorfismo o arcilla de eluvación. Ambos aspectos probablemente relacionados con procesos edáficos que alteran la estructura interna del sedimento.

El techo de este tramo es muy semejante al tramo basal de la columna de Jadraque tambien formado por, canales con relleno de arena media-gruesa, limos y arcillas. A diferencia de la sucesión de Miralrio el relleno de los canales está muy cementado y los niveles de arcilla son más potentes, son arcillas rojas con nódulos de carbonato que aumentan o disminuyen de proporción en sentido vertical, llegando en ocasiones a casi constituir un nivel calcáreo en el que se identifican huellas de raíces. En el relleno de los canales no se identifican estructuras primarias, solo ocasionalmente un depósito de *cut an fill*.

Se puede considerar que este tramo y los del techo de la columna en Miralrío, forman parte del mismo sistema deposicional o de un sistema análogo.

La parte superior de la sucesión la constituye la unidad cartográfica 22, con un espesor de 55 m en Miralrío.

Está formada por arenas, areniscas, arcillas, margas y calizas. Existen a veces intervalos en los que, solo alternan arenas y arcillas de manera uniforme.

Las arenas y areniscas llenan canales de espesores y anchuras muy variadas que oscilan entre 0,30 y 3 m. Son normalmente finas, aunque tambien hay arena gruesa, masivos y con colores de hidromorfismo a veces hacia el techo aparece yeso detrítico dentro de las arenas que llenan los canales.

Las arcillas son masivas y pueden tener nódulos de carbonato, cuya frecuencia y tamaño aumenta o disminuye en sentido vertical, pueden presentarse aislados o constituir la matriz que engloba a los canales.

Este conjunto litológico tiene aparentemente un carácter más distal que el precedente puesto que los tamaños de los terrígenos son menores. La secuencia más general que se presenta tiene un término inferior de arena fina o limo grueso, seguido a continuación por otros dos términos, primero uno de limos y en último lugar por uno margoso. En las margas hay nódulos con manganeso.

Los niveles de arena y limo son masivos, y a escala de afloramiento son cuerpos relativamente tabulares y de base neta. Sus espesores oscilan entre 0,40 y 2,70 m. y es posible que los más potentes estuvieran formados por la superposición de más de un nivel. Los limos son también masivos, ocasionalmente y en la parte inferior tienen huellas de raíces, colores de hidromorfismo y nódulos de carbonato. Además de estas facies existen niveles carbonatados de escasa potencia 0,05 m.

Esta parte inferior de tramo posiblemente este más afectada por pedogénesis de los que aparece. Puede ser interpretada, de acuerdo con las observaciones realizadas hasta el momento en todo el área, como relacionada con un sistema de abanico aluvial, del que podrían ser facies distales o marginales, por las texturas que presentan y por los criterios de edafización que se deducen.

En la columna de Alarilla existen dos potentes niveles de calizas hacia su base y su techo, que se han cartografiado con el número 23.

Estas calizas (23) en el banco inferior de 7 m. de espesor son micríticas, con intraclastos y terrígenos nodulosos, algo marmorizadas, están constituidas por micrita (70-80%), esparita (10-15%) y cuarzo (5-10%) y presentan calcita en venillas irregulares, en ocasiones abiertas, en una matriz irregularmente grumosa. En el nivel superior aumenta el porcentaje de terrígenos hasta un (25-30%) y aparecen algunos óxidos de hierro, presentan recristalización irregular con formación de abundantes vacuolas de relleno polar (vadoso). Dentro del nivel inferior existe un intervalo de micrita margosa. Estas facies salvo la micrita margosa son de orla lacustre o palustre, por lo tanto es de esperar que el espesor de la caliza aumenta en algún sentido evolucionando además a facies lacustres.

En la columna de Jadraque se observa un gran aumento de las facies carbonatadas, manteniéndose también la llegada de materiales terrígenos finos.

Están esencialmente formando alternancias de calizas y margas. Las calizas tienen por lo general estructura nodulosa u homogénea. Están constituidas por micrita (80-85%), esparita (10%), terrígenos, cuarzo + fragmentos de rocas (5-10%), presentan recristalización fina, irregular que le da a la roca un aspecto grumoso o brechiforme, contienen trazas de ostrácodos y algas.

Las calizas nodulosas a veces presentan intraclastos muy visibles macroscópicamente, y además están marmorizados. Algunos de estos niveles carbonatados han sido diferenciados en la cartografía (23).

Hacia la parte superior junto a las calizas y margas, se alternan limos y arcillas. Los niveles de

limo están algo cementados por carbonato, con colores de hidromorfismo y huellas de raíces (22).

Estos tramos se identifican como sedimentos lacustres a los que esporádicamente llega algún nivel de terrígenos. Las calizas nodulosas que constituyen a veces la única litofacies de los niveles carbonatados indican que se trataban de lagos muy someros (zonas palustres) o que nos encontramos en un área en la que solo cortamos facies de borde.

En conjunto las unidades cartográficas descritas se pueden interpretar de la forma siguiente: la unidad inferior (21), como sedimentos pertenecientes al depósito de un sistema deposicional de abanico aluvial que en sentido vertical pasa a facies más distales, la distalidad se deduce del hecho de que los canales van disminuyendo de profundidad como ocurre en los sistemas distribuidores en un sentido proximal a distal. En las áreas entre canales de este abanico había una intensa pedogenésis.

Entre la parte más alta de la unidad inferior y la superior en Miralrío parece existir una ruptura puesto que la profundidad media de los canales de la superior (22) es muy semejante o incluso algo mayor a los de la parte baja de la inferior y sin embargo la granulometría es muy diferente. En relación con el sistema deposicional de la unidad inferior, los canales de arena fina de la unidad superior podrían estar situados en las áreas más distales pero deberían tener profundidades siempre menores a la de los canales de los tramos inferiores.

En sentido general podríamos decir que el sistema de aportes más importantes es el que corresponde a la serie roja de Miralrío y posiblemente se trate de un sistema deposicional de abanico aluvial con sistemas de canales distribuidores.

Sus equivalentes laterales en las localidades de Alarilla y Jadraque como se ha observado tienen menor proporción de elementos terrígenos gruesos y mayor de sedimentos finos y aún se marca más el aumento en estas localidades de sedimentos carbonatados lacustres (23) a diferencia de Miralrío. Posiblemente las sucesiones de Alarilla y Jadraque corresponden a facies laterales del sistema deposicional que ocasionó la acumulación de sedimentos de Miralrío, en el caso de Jadraque parecen existir contaminaciones de otro sistema deposicional probablemente con procedencia de la zona de Hiendelaencina y el borde occidental del Sistema Ibérico.

En materiales pertenecientes al techo de esta Unidad se ha encontrado un yacimiento de micromamíferos en la localidad de Cendejas de la Torre que ha dado:

Reptiles: *Lacertidae* indet.

Mamíferos: *Soricidae*, *Prolagus* sp., *Megacricetodon ibéricus*.

Por el grado de evolución de hamster este corresponde a la biozona H de DAAMS ó C de AGUSTI es decir al límite Aragoniense-Vallesiense.

1.5.1.3. Conglomerados cuarcíticos y brechas calcáreas (20) Conglomerados areniscas, lutitas, margas y calizas (24). Aragoniense-Vallesiense-Turoliense.

Los afloramientos de estas unidades se sitúan en los alrededores de Arbancón y San Andrés del Congosto, adosados a los afloramientos cretácicos del norte de la Hoja, y en los alrededores de Jadraque en donde se han diferenciado los potentes niveles de conglomerados masivos (20) situados en la base de la Unidad 19.

Sus materiales se encuentran plegados, dando lugar a áreas sinclinales.

Por las relaciones geométricas y de discordancia existentes estas unidades podrían ser interpretadas en principio como equivalentes de la Unidad detrítica superior de DÍAZ MOLINA (1974) (Oligoceno superior-Mioceno inferior) pero la evidencia del yacimiento de Arbancón, que más adelante describimos, obliga a correlacionar estos materiales con los de la Unidad terminal (Aragoniente-Vallesiense-Turoliense).

Se sitúa mediante fuerte discordancia angular sobre los yesos o sobre los conglomerados paleógenos, con divergencias de más de 50 grados.

En la base afloran brechas y potentes niveles de conglomerados de clastos dominanteamente cuarcíticos y carbonatados, que constituyen la unidad cartográfica 20. El cemento es calcáreo y la matriz arenosa. Hacia el techo se intercalan progresivamente limos y arcillas rojas que son el término mayoritario de la serie y que intercalan canales conglomeráticos de cuarcita dominante, suelos calcimorfos y calizas palustres. Hacia el techo hay niveles de margas blancas y calizas con arcillas ligníticas (Arbancón). En algunos puntos (río Aliendre) la base está formada por limos carbonatados, de color rosado, yesíferos con canales efímeros llenos de arena fangosa yesífera y clastos de yeso, caliza y dolomía. En conjunto la unidad presenta un fuerte control litológico a partir de los materiales circundantes próximos.

Otro hecho a destacar es la asimetría de los flancos de las estructuras sinclinales de Arbancón y San Andrés. Los flancos norte suelen ser 2 ó 3 veces más potentes que el sur. Forman en conjunto una megadiscordancia progresiva que nos habla de la inestabilidad del borde macizo cuenca para estos tiempos. En los alrededores de Jadraque existen discordancias internas en la unidad 20 que también conforman una discordancia progresiva.

Las brechas del flanco sur en Arbancón están compuestas por un 70% de fragmentos de rocas carbonatadas lacustres, 5% de cuarzo y cemento calcáreo. Son frecuentes los niveles de costras y caliches. Las calizas superiores que forman el núcleo del sinclinal de Arbancón son micritas (80-90%) con cuarzo (10%) y pisolitos ferruginosos, grumosalgáceos y huellas de raíces. Tienen un origen palustre-edáfico. Hay algún nivel más lacustre de micritas con algas, ostrácodos, moluscos etc. A veces están dolomitizadas.

Los conglomerados y brechas basales representan facies proximales de abanicos aluviales. En conjunto la unidad 24 en Arbancón y San Andrés representa la retrogradación, por desmantelamiento del relieve de sistemas deposicionales de tipo abanicos aluviales áridos, con pequeñas cuencas de recepción, situados entre las salidas principales de los sistemas deposicionales

mayores de carácter **húmedo** o con cuencas de recepción de mayor extensión, cuyos materiales proximales se describieron anteriormente.

Los conglomerados y brechas (20) deben situarse en el Aragoniense inferior. El yacimiento de Arbancón situado en las margas y calizas superiores de la unidad 24 contienen 1 M₂ de Muridae indeterminado y 2P₂ 1P₃ característicos de *Prolagus crusafonti*. El límite inferior de edad queda acotado por la presencia de Múridos, inmigrantes de Europa y África en el Vallesiense superior, el límite superior lo fija *P. crusafonti* que desaparece en el Turoliense medio.

1.5.1.4. *Margas, calizas, arcillas y areniscas* (25). *Facies Blanca. Aragoniense superior-Vallesiense inferior.*

Afloran en una estrecha banda que se mantiene prácticamente en toda la Cuenca, se sitúan bajo las calizas de los **Páramos** y constituyen un resalte normalmente blanco que se observa desde grandes distancias.

Constituyen la denominada Facies Blanca que está constituida por una gran variedad litológica dominando, según su posición, unas veces las areniscas y arcillas y otras margas y calizas.

Su estudio se ha realizado en los tramos más altos de las columnas de Miralrío y Jadraque. El espesor de este tramo está comprendido entre 25 y 30 m.

En la localidad de Miralrío está formado por una sucesión de margas y arcillas con nódulos de carbonatos, ambas litologías como ocurre en los tramos infrayacentes pueden presentarse aislados o bien formando la matriz que engloba a los canales.

Areniscas que rellenan canales de espesores variables son de tamaño fino a medio aunque en ocasiones llegan a gruesos, presentan colores de hidromorfismo y en el tercio superior del tramo están constituidos por yeso detrítico.

Las calizas con espesores máximos de 1 m están constituidas por micrita (80-85%) y cuarzo (15-20%) con trazas de feldespato y fragmentos de rocas. Presentan vacuolas de disolución de esparitas y/o canales irregulares finamente recristalizados y un cierto grado de bioturbación y edafización. Normalmente son calizas homogéneas aunque en ocasiones se encuentran bancos de pequeño espesor de calizas muy arenosas.

Por otra parte en la sucesión de Jadraque esta unidad está formada por un volumen mucho mayor de facies carbonatadas constituidas en alternancia de calizas de litofacies homogénea a veces algo prismática y de margas. Esta alternancia está seguida por un nivel de calizas nodulosas de 5 m. de espesor. Estas calizas homogéneas están formadas en un 99% por micrita, con una recristalización de fina a gruesa, irregular con formación de vacuolas con óxidos de manganeso. Presentan algunos peletoides algáceos y pseudomorfos de yeso.

Las secuencias calizas y margas tienen potencias comprendidas entre 0,30 y 1 m. El término margoso es el menos potente.

En conjunto se puede interpretar en el caso de Miralrío como facies más distales del aparato deposicional que origina los términos inferiores, posiblemente esta parte más superior de la serie esté asociada a más de un sistema deposicional, aunque la presencia aún de algún canal de mayor escala que los infrayacentes podría explicarse por retracciones y progradación de un solo sistema deposicional, por otra parte el yeso detrítico podría provenir del interior de la propia cuenca.

En el caso de Jadraque las alternancias calizas-margas pueden ser la respuesta a dos factores que se trate de un área cerrada a la entrada de terrígenos, que van acompañados de una disminución de la concentración de carbonatos, o que la entrada de terrígenos esté asociada a crecidas periódicas. En relación a Miralrío podríamos estar situados en facies más **distales** lateralmente con una sedimentación lacustre en general bastante somera y a la que llegan escasos sedimentos terrígenos, entrada que puede estar motivada por crecidas de los sistemas deposicionales o su migración lateral.

La edad de la unidad viene acotada por la existencia de yacimientos del límite Aragoniense-Vallesiense, muy próximos a su base y por la edad vallesiense de las series detriticas del Páramo en el yacimiento de Torija (Hoja 21-20: Brihuega).

1.5.1.5. *Calizas y margas (26). Aragoniense superior-Vallesiense*

Afloran en una amplia zona en el sector sureste de la Hoja. Ocupan ampliamente los términos municipales de Ledanca, Gajanejos, Miralrío y Villanueva de Argencilla y parte de los de Jadraque, Utande, Las Casas de San Galindo, Muduex y Padilla de Hita.

Forman las extensas altiplanicies del Páramo de Jadraque terminadas en abruptos escarpes y solamente interrumpidas por la formación de algunas dolinas.

Constituyen el final del ciclo sedimentario correspondiente a las Unidad intermedia de JUNCO y CALVO (1983) o UTS 2 de GARRIDO MEJIAS et al., (1980). En su techo se sitúa la ruptura sedimentaria de la base de la **Red Fluvial Intramiocena** que en la Hoja está desmantelada por los procesos erosivos pliocenos y cuaternarios. Así pues la superficie de Páramo de Jadraque es una superficie de erosión intramiocena exhumada.

Tienen un espesor que oscila entre 20 y 30 m y están formadas por calizas cuarcíticas con algunos niveles muy delgados de margas interestratificadas. Se sitúa en la parte alta de la Facies Blanca y en parte es cambio lateral de la misma.

Petrográficamente están constituidas por micritas (85-95%), esparita (5-15%), existen recristalizaciones, con disoluciones en calcita fina y algunas rosetas de calcita que indican epigenésis local de sulfatos, a veces el grado de epigenización es mucho mayor quedando reliquias de la micrita con pseudomorfos de yeso. Presentan aspecto grumoso posiblemente en relación con la actividad algácea y algunas trazas de ostrácodos.

Son en general calizas homogéneas y en menor volumen nodulosas, en cambio lateral de

facies con las anteriores. Tienen gasterópodos en algunos niveles. La caliza estaba originalmente estratificada en bancos gruesos, las superficies de estratificación se distinguen mal debido a procesos posteriores de karstificación que ha dado origen a una intensa oquerosidad.

Los huecos producidos por la disolución de la caliza están a veces llenos por arcillas rojas o bien tapizados por geodas o costras travertínicas. La arcilla roja también se encuentra de forma relativamente continua entre los bancos de caliza. Hacia la mitad del tramo existe un nivel de 1,80 m de espesor formado exclusivamente por cristales de calcita.

Atendiendo exclusivamente a la textura y estratificación iniciales estas calizas se identifican como sedimentos lacustres. Los escasos niveles de calizas nodulosas serían el único indicio de somerización, puesto que son facies de orla.

La sedimentación de esta unidad es netamente expansiva hacia los bordes norte, noreste y este de la cuenca por disminución de la actividad tectónica y degradación de relieve en los marcos montuosos de estos sectores de la Cuenca.

Su edad es Aragoniense superior (Astaraciense superior) Vallesiense inferior, establecida en base a la perfecta correlación cartográfica de esta unidad en toda la zona noreste de la Cuenca del Tajo. Los yacimientos de micromamíferos de Cendejas se sitúan en el techo de la unidad infrayacente o Facies Blanca pertenecen al Aragoniense terminal (Astaraciense superior) y quizás al Vallesiense basal. El yacimiento de Torija (Hoja 21-20) se ubica en los materiales suprayacentes de la Red Fluvial intramiocena y contiene *Protocytherium crassum*, taxón característico del Aragoniense y Vallesiense que no ha sido hallado nunca en el Vallesiense superior.

1.5.2. Los Piedemontes de Somosierra

Los materiales pertenecientes a este conjunto se sitúan discordantes sobre Paleozoico, Mesozoico, Paleogeno o Mioceno (Unidad terminal). Materiales semejantes o equivalentes lateralmente se extienden por las Hojas 20-19 (Valdepeñas de la Sierra), 20-20 (Marchamalo) y 20-21 (Algete).

1.5.2.1. *Abanicos cuarcíticos. Conglomerados de cuarcita y cuarzo, lutitas y arenas rojas y ocres. Facies roja y ocre* (27). *Conglomerados de cuarcita y cuarzo con matriz arcósica* (28). *Conglomerados sueltos de cuarcita con matriz arcósica y lutitas rojas* (29). *Turolense superior* (Ventiense) - *Plioceno inferior*

Afloran en la mitad septentrional de la Hoja. Están disectados por numerosos cursos fluviales intermitentes. Las vertientes a que dan origen están normalmente regularizadas. Esta regularización se ve rota por la presencia de numerosas y espectaculares cárcavas.

Constituyen las zonas proximales y medianas de los sistemas deposicionales mayores de tipo abanico aluvial húmedo con grandes áreas de recepción. Los puntos principales de salida se sitúan en el ángulo NO de la Hoja y al norte de Cogolludo: Valle del río Aliendres.

El espesor máximo del conjunto medido sobre mapa es en la Hoja colindante al oeste (Valdepeñas de la Sierra) y en el borde oeste de la de Jadraque del orden de 180 metros.

La facies roja y ocre (27) aflora exclusivamente al oeste de Arbancón. Está formada por gravas, de clastos subredondeados, con intercalaciones lenticulares de arenas medianas a gruesas y limos arenosos rojos. En las partes más orientales de estos afloramientos se intercalan niveles de limos arcillosos de tonos ocres y pardo-rojizos que contienen niveles de arenas finas micáceas (facies ocre).

La fracción mayor de 2 centímetros está compuesta por cuarcita dominante (hasta el 85%), areniscas cuarcíticas, pizarras, esquistos y cuarzo. En la grava fina (menor de 2 centímetros) abundan más las pizarras aunque sigue predominando la cuarcita. El tamaño máximo más frecuente del orden de 30 cm. La matriz arenosa gruesa puede representar hasta el 40%.

Las arenas están formadas por cuarzo (40-70%), fragmentos de rocas esquistosas micáceas, ferruginosas y cuarcíticas (20-40%) micas y cemento ferruginoso micáceo alrededor de los granos. No existen feldespatos.

Representan un conjunto de canales amalgamados en sentido vertical y horizontal que indican una pauta *braided* en la construcción del abanico. Se reconocen facies de depósitos de carga residual, *cut and fill*, imbricación, masiva y sets de láminas inclinadas. Se diferencian barras y canales. Las lutitas ocres y arenas ocres de geometría tabular con *ripples*, que se intercalan en la zona oriental de los afloramientos, representan los lóbulos de expansión distal de los canales y los cuerpos de conglomerados los canales más estables y permanentes.

Los conglomerados de cuarzo y cuarcita con matriz arcólica (28) tienen las mismas características sedimentológicas que las facies rojas (27) diferenciándose únicamente en su composición. En los clastos sigue siendo dominante la cuarcita, pero a parte de las litologías indicadas para unidad 20, aparecen granitoides, gneises glandulares, aplitas y pegmatitas. Las arenas están formadas por cuarzo (30-50%), feldespato potásico (5-10%), fragmentos de rocas metamórficas: cuarcitas, esquistos, gneises (10-15%), micas y matriz micáceo ferruginosa (15-40%). Todo ello indica aportes mixtos de áreas epimetamórficas (cuarcitas y pizarras ordovícicas) y sedimentos afectados por alto grado de metamorfismo (gneises de la Formación Hiendelaencina).

En sentido distal y lateral se intercalan potentes niveles de lutitas rojas dando lugar a la unidad cartográfica (29). Entre las lutitas se intercalan cuerpos canalizados de arena media a gruesa y de conglomerados semejantes a los de la unidad 27, y que tienen geometrías propias del modelo *braided*. Representan las facies más distales de los canales distribuidores de la unidad 28.

El yacimiento de Arbancón (1.5.1.3.) limita la edad de su muro al Turolense. Estas unidades son posteriores al depósito de las Calizas de los Páramos (s.s), cuya edad superior no debe sobrepasar la del karst Ventiense de Algorta. (Turolense superior), y anteriores a la génesis de los niveles de Raña (s.s) del Plioceno superior de la Hoja de Valdepeñas de la Sierra.

Su edad se establece tentativamente como Turolense superior-Plioceno inferior. Durante estos tiempos, y debido a la actuación de las primeras fases Iberomanchegas se hunde un amplio sector de la Cuenca limitado por las alineaciones de los ríos Henares y Jarama y el borde meridional de Somosierra. La depresión así creada se rellena con los materiales pertenecientes a los Piedemontes de Somosierra, que deben correlacionarse en parte con las series rojas pliocenas de la Mesa de Ocaña.

1.5.2.2. *Conglomerados de cuarcita y cuarzo* (30) *Rusciniense-Plioceno superior*.

Aparecen en el extremo noroccidental de la Hoja, dando lugar a las plataformas del Alto de la Sartineja (1075 m), Parral (1084 m) y el Navajuelo (1090 m). Constituyen los últimos términos de la sedimentación del Neógeno en el sector nororiental de la Cuenca de Madrid.

En la Hoja de Jadraque no existen buenos cortes que permitan el estudio detallado de esta unidad, sin embargo en la zona de la Mierla, situada al oeste, en la vecina Hoja de Valdepeñas de la Sierra (20-19), han podido obtenerse abundantes datos sobre su naturaleza mineralógica y litológica, características sedimentológicas y relaciones con las unidades infrayacentes, que son los utilizados para su descripción en la Hoja de Jadraque.

Estos materiales se apoyan en discordancia erosiva sobre la unidad cartográfica de la facies roja y ocre (27).

Los depósitos están formados por gravas de cuarcita y cuarzo, casi al 50%, con presencia de pizarras en las clases de menor tamaño. Los cantos se acumulan, en más del 80%, en la fracción inferior a los 8 cm y el centílo está próximo al tamaño bloque, medido en el eje mayor. Los sets arenosos, más abundantes en el tercio basal, son de textura media y gruesa y las arenas están pobre o moderadamente clasificadas. Las estructuras internas mayores en las gravas son de estratificación cruzada de surco a gran escala y planares. Ambas estructuras se corresponden, respectivamente, a paleocanales apilados de procedencia de NW y a barras. En estos depósitos no es infrecuente encontrar cortezas y *hard-pans* ricos en óxidos de hierro y aluminio, de origen secundario. El espesor de esta unidad es del orden de 8 a 10 m.

Mineralógicamente, las arenas tienen una asociación de pesados cuyo mineral principal es la estaurolita (70%-90%), acompañado muy secundariamente por la turmalina (3% al 15%) y la broquita (2%-8%). En los ligeros domina el cuarzo (89% al 95%), estando los feldespatos muy débilmente representados (1% al 5%); otros minerales accesorios son las micas con valores porcentuales entre el 2% y el 8%.

Estos depósitos soportan un suelo muy evolucionado con un *solum* muy potente (8 m) y con las características siguientes:

- un bajo grado de saturación, indicador de un fuerte lavado.
- la relación hierro libre/total entre 90% y 100% que indica una intensa alteración.
- la capacidad de intercambio catiónico, entre 25 y 35 m.e./100g.
- predominio de los minerales caoliníticos en la fracción arcillosa.

Este suelo, clasificado como ferruginoso, señala un clima más cálido y húmedo durante el período de su formación que, lógicamente, está infradatado por la edad de la unidad cartográfica que podría ser del Villafranquiense inferior o medio.

1.6. CUATERNARIO

Las formaciones superficiales mejor desarrolladas son los depósitos fluviales de los ríos Henares, Sorbe, Bornova y Cañamares, así como los sistemas de conos aluviales asociados a los arroyos y barrancos afluentes. Los coluviones y depósitos de glacis tienen una escasa representación superficial y espesores variables ligados a la evolución de las vertientes. Sobre el Páramo calizo de Jadraque se dan potentes depositos de arcillas de descalcificación (*terra rossa*) situados en los fondos de dolinas.

1.6.1. Gravas y cantos poligénicos, arenas, arcillas arenosas, carbonatos (31 a 52). Terrazas. Pleistoceno

El río Henares y sobre todo sus afluentes Sorbe, Bornova y Cañamares, han construido durante el Pleistoceno un elevado número de plataformas aluviales, habiéndose cartografiado 22 niveles cuyas cotas relativas se sitúan entre 6-7 metros y 200-205 metros.

Los elementos mayoritarios que constituyen las terrazas son las gravas de composición litológica de cuarcita, cuarzo, pizarras y esquistos, por orden de importancia. Las calizas aparecen sólo en los niveles más inferiores, por debajo de la terraza de + 45 metros que, localmente, presentan carbonataciones y encostramientos calcáreos. Las terrazas indiferenciadas (52) de los afluentes de la margen izquierda del Henares pueden contener elementos calizos en niveles más altos, procedentes de la erosión local de los conglomerados oligocenos.

El grano se agrupa mayoritariamente en las clases por debajo de los 14 centímetros, estando el centílo muy a menudo en la fracción bloque de litologías cuarcíticas, medido en su eje mayor. Se reconocen litofacies (MIAILL, 1978), del tipo Gp (estratificación cruzada planar) y Gt (estratificación cruzada de surco) a veces de gran escala, así como de imbricaciones de cantos (Gm).

Tal y como ocurre en otros sistemas fluviales de la región, las arenas con escasas tanto en la matriz como formando sets y cosets en los paquetes de gravas. Normalmente son arenas gruesas a muy gruesas, pobre o moderadamente clasificadas con escasa proporción de finos limo-arcillosos. Ocasionalmente, forman dunas arenosas de código Sp en la clasificación de Miall.

En la parte superior de los cortes de terrazas observados, se conservan términos de llanura de inundación (litofacies Fl) con arena fina o fina y media y elevados porcentajes de limo y arcilla superiores al 40%.

El espesor total de las terrazas puede alcanzar los 6 ó 7 metros.

Mineralógicamente y por orden de importancia predominan la estaurolita acompañada de

turmalina y granate en la fracción pesada y el cuarzo con feldespatos y algunas micas en la fracción ligera.

Los suelos de las terrazas bajas son suelos pardos fersialíticos o suelos pardo-calcáreos y rendzinas de costra caliza con relictos de suelo pardo fersialítico. Los suelos rojos fersialíticos aparecen en los niveles intermedios hasta el de 60 metros de altura relativa, desarrollándose suelos fersialíticos ácidos en el resto hasta los 200 metros.

La secuencia de suelos es, en principio, similar a la observada en otras toposecuencias del sector norte de la Cuenca de Madrid, pero ésta presenta un particularidad sobresaliente derivada de la aparición de suelos fersialíticos ácidos bien desarrollados en niveles muy bajos (terrazas de + 60 metros), lo que podría estar en relación con la reciente influencia de los aportes calcáreos del Henares.

La cronología de las terrazas está aún por determinar. En la cartografía se ha adoptado una división cronológica tentativa para las terrazas del Henares, Sorbe, Bornova y Cañamares en la que los dos niveles inferiores (hasta + 12 metros) se atribuyen al Pleistoceno superior, situándose el límite Pleistoceno medio-inferior en la terraza de + 95-100 m (39).

1.6.2. Gravas, cantos y bloques poligénicos de calizas y cuarcita, arenas y arenas limoarcillosas. Cementaciones locales (53). Depósitos de glacis. Pleistoceno.

Los depósitos asociados a morfologías de glacis tienen un escaso desarrollo superficial y están principalmente representados en la margen izquierda del río Henares (Sector de Miralrío) y en las vertientes de algunos de sus afluentes. Se localizan al pie de la *cuesta* originada por el Páramo calizo de Jadraque. Se encuentran fuertemente disectados y erosionados, presentando importantes variaciones texturales y de espesor.

Los restos de glacis próximos a la raíz, situados en las partes altas de la *cuesta* tienen sedimentos poco o nada organizados, con gruesos cantos calizos y bloques abundantes con ejes mayores de varios decímetros. Se trata de productos de deyección (*debris*) típicos de las zonas apicales de estas formas de glacis.

Las partes medias y distales están poco conservadas y tienen escaso desarrollo debido a las fuertes pendientes que presentan las vertientes. Las texturas son de gravas, a veces imbricadas, con arenas y limo-arcilla, dominando los elementos calizos subangulosos acompañados por cuarcitas, cuarzos, pizarras, esquistos, etc., procedentes del sustrato terciario infrayacente.

Son frecuentes las carbonataciones que cementan fuertemente los materiales. Los espesores son muy variables, desde algunos decímetros a varios metros (8-10 metros).

Soportan suelos pardo calizos que nos son significativos de la edad de los glacis, ya que la superficie al aire de los mismos ha sufrido una continua erosión hídrica laminar.

1.6.3. Gravas y cantes poligénicos, arenas, arenas arcillosas y fangos (54, 55 y 59). Conos de deyección y coluviones. Pleistoceno medio a Holoceno.

Los conos diferenciados en la Hoja de Jadraque están relacionados con la red de barrancos y arroyos afluentes de los ríos principales (Henares, Sorbe, Bornova y Cañamares).

Pueden distinguirse al menos tres familias de conos. La primera de ellas está constituida por conos de dimensiones hectométricas que reposan sobre los niveles de terrazas medios y bajos. Están disectados por la red fluvial actual y su edad es Pleistoceno medio-superior (54). Su composición y textura son muy semejantes a las de las terrazas. Soportan suelos relativamente evolucionados de tipo pardo fersialítico y rojo fersialítico (nivel a + 45 metros).

Los conos más modernos son de edad holocena (59). Se sitúan en la desembocadura de barrancos y arroyos, yaciendo sobre los niveles de terraza más bajos y sobre las llanuras de inundación a fondos de valle. Los conos holocenos que proceden de los materiales de las vertientes de los Páramos de Jadraque (ríos Badiel, Valderrueca y Arroyo del Juncal) contienen litologías diferentes a las de los asociados a cursos principales. En los primeros abundan las gravas y cantes subangulosos calizos con abundante proporción de limos, arenas y fangos, frecuentemente algo yesíferos. Los segundos están constituidos por gravas y cantes de cuarcita con cuarzos, esquistos y algún elemento calizo y pequeñas proporciones de arenas gruesas a medias, limos y fangos.

También se han diferenciado en la cartografía los coluviones más potentes y extensos (55) que sirven de enlace entre las diferentes formas cartografiadas. Suelen ser poco potentes, dependiendo su litología de la de las áreas fuente de que proceden. Normalmente están formados por gravas, arenas y limo arcilla que tapizan topografías preexistentes.

1.6.4. Gravas y cantes poligénicos, arenas, arenas limoarcillosas (56 y 57). Fondos de Valle y lecho de canales. Llanuras de inundación. Gravas, cantes y arenas (58). Barras aluviales. Holoceno.

Estas formaciones superficiales recientes están ligadas a la actividad fluvial permanente o semipermanente de los cursos mayores: lecho de canales, llanura de inundación y barras aluviales y en otras ocasiones a ríos, barrancos y arroyos de funcionamiento episódico o temporal: fondos de valle.

Los depósitos de llanura de inundación (57), lecho de canales (56) y barras de gravas (58) se han separado en los valles del Henares, Sorbe, Aliendre, Bornova y Cañamares. Están formados por 0,7-1,5 m de arena fina con algo de limos que cubren barras de gravas y que soportan típicos suelos aluviales.

Las zonas de tracción activa actual o barras de gravas y las formas de lecho de canal están constituidas por gravas de cuarcita, cuarzo, pizarra y algunas calizas.

Los fondos de valle (56) en los diversos arroyos y torrentes existentes en la Hoja presentan

litologías y granulometrías muy diversas en función de los materiales atravesados. Normalmente están constituidos por arena y limo-arcilla situadas sobre gravas poligénicas, que contienen abundantes elementos calizos en el sector suroriental donde la red disecta las plataformas de los páramos calizos.

1.6.5. Limoarcillas arenosas con cantos dispersos (60). Depósitos en superficie de los fondos de dolina. Holoceno.

En la cartografía se han diferenciado los depósitos superficiales que se sitúan en el fondo de las dolinas que están formados por limoarcillas arenosas con cantos dispersos de caliza y algún sílex. Estos depósitos superficiales cubren potentes acumulaciones de arcillas de calcificación o *terra rossa*, acumulaciones en el fondo de las dolinas, derivadas del intenso proceso de karstificación-disolución que han sufrido las calizas del Páramo de Jadraque. La edad de la *terra rossa* es más antigua que la de los depósitos superficiales, ya que la génesis de esta formación edáfica puede remontarse al Plioceno. La *terra rossa*, debido a sus malas condiciones de drenaje ha sufrido importantes transformaciones posteriores derivadas del establecimiento de condiciones reductoras que las han transformado en suelos hidromorfos (*gley*). La presencia de suelos hidromorfos y el espesor de las arcillas de calcificación depende de las condiciones particulares de drenaje de cada dolina. Cuando el drenaje es muy deficiente, el espesor es mayor y los suelos son hidromorfos, mientras que en aquellos fondos de disolución con mejor drenaje la potencia es menor y la *Terra rossa* está más próxima a la superficie.

2. TECTONICA

2.1. CICLO HERCINICO

Los reducidos afloramientos de materiales paleozoicos situado en el límite noroeste de la Hoja forman parte de las estructuras ya descritas en la Hoja nº 460 (Hiendelaencina BASCONES et al., 1982) y que han sido tambien descritas por SCHAFER (1969), SOERS (1972) y GONZALEZ LODEIRO (1980).

Los materiales situado más hacia el este forman parte del flanco normal del anticlinal de Hiendelaencina (GONZALEZ LODEIRO 1980), que es una estructura originada durante la primera fase de deformación hercínica.

Dentro de la Hoja se pueden apreciar pliegues menores asociados a este flanco normal, uno de ellos es el que se encuentra cerca de Veguillas. La linea de charnela de este pliegue tiene una dirección N-150E y se inclina unos 20 a 25° hacia el sur. Su superficie axial es subvertical. Más hacia el oeste afloran sólo las pizarras de la formación Rodada que forman un sinclinal y un anticlinal bastante amplio y que se han denominado sinclinal de Semillas y anticlinal de la Huerce en la Hoja de Hiendelaencina. Tanto una estructura como la otra tienen una dirección de 150-140 y una inclinación axial de unos 20 a 25° al sur.

Todas estas estructuras se han originado durante la primera fase de deformación hercínica y tienen asociada una foliación de plano axial de tipo *slaty cleavage* que se ha producido en unas condiciones de metamorfismo correspondientes al estadio bajo. Otras estructuras menores asociadas a esta fase son pliegues menores, que se observan frecuentemente en los niveles alternantes de cuarcitas y pizarras de la formación Constante y en el miembro inferior de la formación Rodada.

Estas estructuras tienen una orientación semejante a la de las estructuras mayores. La geometría de las capas plegadas corresponden a pliegues de clase 1c en las capas competentes y de clase 3 en las incompetentes.

Posterior a la foliación de esta primera fase y a la generación de meso y micropliegues existe una segunda deformación que localmente da lugar a estructuras penetrativas.

Esta segunda fase se observa bastante bien en los materiales de la formación Constante, Alto Rey y miembro inferior de la formación Rodada situados en el flanco normal del anticlinal de Hiendelaencina.

La foliación tiene una disposición subhorizontal o suavemente buzando hacia el Este. Se trata de una esquistosidad de crenulación. Los pliegues menores asociados tienen una vergencia Oeste contraria a los de la primera fase que son hacia el Este.

Posterior a esta fase existen otros pliegues de carácter angular. Estos pliegues cuya distribución es muy irregular estan en relación con accidentes de fractura originados durante las fases de deformación tardihercínica. En estas últimas fases se producen fallas de dirección NE-SW que han jugado posteriormente durante los movimientos alpinos.

2.2. TECTONICA PERMO TRIASICA

Según SOPEÑA (1979) las características de los materiales pérmicos indican que se depositaron al pie de relieves importantes, generados a partir de dos direcciones fundamentales de fracturación (NO-SE y SO-NE) cuya dirección coincide con la de las grandes fallas tardihercínicas de desgarre dextral (NO-SE) y sinistral (NNE-SSO y NE-SO = N60°E).

Las fallas de Villares-La Constante y Veguillas-Angon (Fig. 5) delimitan un bloque hundido complejo y compartimentado con sedimentación pérmica. La de Cañamares define un bloque levantado al Este, sin sedimentación para estos tiempos. El accidente de Somolinos da lugar a la existencia de un área fuertemente subsidente al Este de la misma.

La discordancia que separa el Pérmico del Triásico en las Hojas de Valdepeñas de la Sierra y Hiendelaencina debe representar la suma de las originadas por las fases Saálica y Pfálcica ya que pone en contacto el Autuniense (?) con términos relativamente altos del Buntsandstein.

A partir del Pérmico superior y durante gran parte del Triásico las fallas tardihercínicas comienzan a funcionar en régimen distensivo compartimentándose la cuenca a partir de fallas normales que dan origen a *grabens* complejos. Las fallas normales más importantes llevan dirección NO-SE, controlan la sedimentación del Triásico de manera que las facies existentes en la Hoja son extensivas hacia el SO sobre depósitos más antiguos de la Facies Bunt limitados por la falla del río Alcolea (Hoja 21-17 Atienza) (SOPEÑA 1979) que debe coincidir con la falla Hespérica de ALVARO et al., (1978) ó falla de Somolinos.

Algunos accidentes como los de Veguillas-Angon y Alcolea-Cañamares dan lugar a bloques levantados locales, en los que no hubo sedimentación hasta los tiempos correspondientes a las facies Muschelkalk y Keuper.

Las fallas de dirección NO-SE controlan la sedimentación del Mesozoico siendo responsables de gran parte de las variaciones de facies durante el Cretácico.

2.3. LOS MOVIMIENTOS NEOKIMMERICOS Y AUSTRICOS

en el área abarcada por el Sistema Ibérico y zona limítrofe con el Sistema Central, adquieren gran importancia y significado los movimientos tectónicos acaecidos a finales del Jurásico y durante el Cretácico inferior. Tienen importantes repercusiones paleogeográficas. Los movimientos aústricos o preutrillas se manifiestan como desplazamientos verticales de grandes bloques a partir de fallas. En nuestra zona la Formación arenas de Utrillas reposa sobre materiales triásicos (Hoja de Jadraque: 21-19 y mitad oriental de la Valdepeñas de la Sierra: 20-19) y a partir de Valdesotos hacia el oeste directamente sobre materiales del zócalo hercínico y prehercínico. Para estos tiempos de zona constituye un bloque relativamente elevado, arrasado por la erosión preutrillas que ha sido denominado por CAPOTE et al., (1982) Bloque elevado del Sistema Central. Más hacia el Este, en el Bloque hundido de Barahona-Sigüenza, la Formación Utrillas yace sobre materiales Rethienses y del Lias inferior, a partir de las fallas de Somolinos y Cincovillas. Dentro del primero, las fallas de Valdesotos (Hojas 20-19: Valdepeñas de la Sierra) de dirección NO-SE marcan el límite a partir del cual el Triásico fué

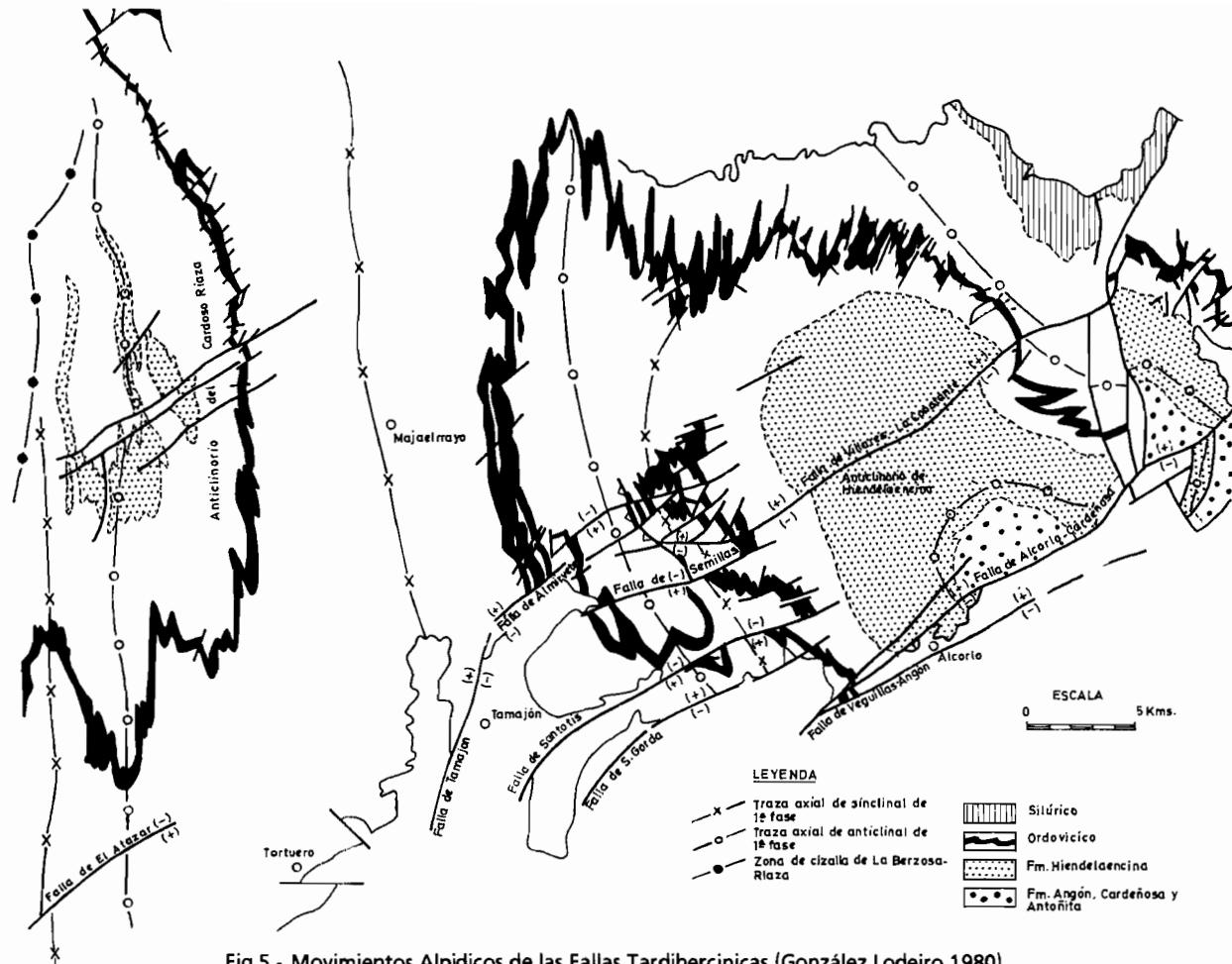


Fig.5.- Movimientos Alpidicos de las Fallas Tardihercínicas (González Lodeiro 1980).

desmantelado hacia el oeste. Se trata de un sistema de fallas tardihercínicas que controlaron la sedimentación del Carbonífero Pérmico y Triásico y fueron reactivadas durante los movimientos áustrios.

2.4. TECTONICA ALPINA

La principal estructuración de los sedimentos mesozoicos y terciarios plegados se debe a las fases alpinas terciarias. Esta estructuración fué realizada bajo régimen compresivo por lo que respecta a las fases fundamentales. El zócalo hercínico se deforma de manera rígida aprovechando las alineaciones tardihercínicas. Las fallas se reactivan como inversas, normales y desgarres con mayor o menor salto en la vertical según la orientación de los esfuerzos. También se aprovechan los planos de discontinuidad (esquistosidad etc.) produciéndose una deformación por cizallamiento. La zona presenta una tectónica de revestimiento adaptándose la cobertura meso-terciaria a los pliegues de fondo y fracturas del zócalo, debido a la ausencia de niveles de despegue importantes (la facies Keuper es dominantemente arenoso siliciclástica y limosa). Solo las evaporitas del Cretácico terminal - Paleogeno pueden producir disarmonias locales y acentuan las deformaciones.

En conjunto podemos distinguir un Cobertura meso-terciaria plegada conjuntamente y constituida por el Triásico, Cretácico y Paleógeno y una Cobertura Terciaria del Mioceno medio-superior menos deformada, suavemente inclinada o plegada en el borde macizo-cuenca y que hacia el centro de esta última pasa a ser prácticamente tabular.

En la Cobertura meso-terciaria plegada destacan las siguientes unidades estructurales:

Zona plegada de Jócar-Veguillas : En relación con las fallas de Sierra Gorda, Alcorlo-Cardeña, Veguillas-Angón (GONZALEZ LODEIRO 1981) y otras más meridionales no aflo-rrantes. Sobre el Mesozoico aflorante se desarrollan pliegues de dirección ENE-OSO y E-O, vergentes hacia el norte, con terminaciones periclinales bruscas, en ocasiones relacionadas con pliegues originados por el relevo de cizallas sinistra, que tienen dirección ESE-ONO y presentan fuertes inmersiones hacia el este como ocurre en San Andrés del Congosto.

Area sinclinal de Cogolludo : El sinclinal de Cogolludo tiene un núcleo constituido por la serie detrítico carbonatada del Eocene superior-Oligoceno y flancos formados por los yesos de Jadraque-Cogolludo. Es ligeramente asimétrico, vergente hacia el norte. Esta replegado al igual que el anticlinal de Beleña, según una alineación NO-SE que pasa por los vértices de Monte Trapero y el Portillejo debido a la formación de pliegues entre cizallas sinistra de fallas de zócalo. Debido a ello su orientación, como la del anticlinal de Beleña, pasa de ser ENE-OSO a NE-SO.

Anticlinal de Beleña : Es también vergente hacia el norte. Su núcleo está constituido por los yesos de Jadraque-Cogolludo. Además de las características indicadas en el párrafo anterior es muy notable su fuerte asimetría. Presenta un flanco sur muy desarrollado, más potente, con buzamientos muy constantes, solo distorsionados por el repliegue situado al suroeste de Espinosa de Henares. Este repliegue está probablemente relacionado con los fenómenos de ~~cizalla antes indicados~~. Al nivel de los yesos del núcleo, el flanco sur es de 2 a 3 veces más

potente que el norte, lo que es debido al desmantelamiento local de las evaporitas debido a la erosión subsiguiente a la fase Pirenaica.

Otras estructuras peor representadas en el mapa debido a los recubrimientos posttectónicos son los anticinales de Membrillera y Jadraque, con núcleo de yesos. El flanco norte del primero tiene una gran extensión y está limitado por una falla inversa de gran angulo, situada al suroeste de San Andrés del Congosto, que pone en contacto materiales conglomeráticos del paso Eoceno-Oligoceno con otros de edad miocena.

Estas estructuras han tenido una evolución compleja, ya que los accidentes de zócalo que las controlan han jugado varias veces, a partir de las diferentes etapas de compresión que ha sufrido este sector durante los tiempos alpinos. Para el sector limítrofe entre Somosierra y la Cadena Ibérica son (CAPOTE et al 1982).

- Compresión NO-SE. Intraeocena
- Compresión NE-SO. Finioligocena
- Compresión ENE-OSO. Intramiocena
- Compresión NO-SE guiando desde N-S. Intramiocena

Cobertera terciaria del Mioceno medio-superior

A nivel de cuenca se presenta como tabular o débilmente deformada en los bordes. En el sector ocupado por la Hoja de Jadraque y hacia el noreste, *movilidad* son muy evidentes las estructuras debidas a tectónica reciente.

Destacan entre otras:

- *Sinclinal de Arbancón*. Fuertemente asimétrico, con el flanco norte dos o tres veces más potente que el sur. Puede ser interpretado como una estructura sintectónica, o simplemente como un sinclinal asimétrico con diferencia de espesores de flancos debida a causas deposicionales. (Prismas sedimentarios en relación con la geometría observada en la deposición de pequeños abanicos aluviales áridos o de pequeña cuenca de recepción, en el borde). En su núcleo aparecen materiales del Vallesiense. Tiene una orientación sensiblemente paralela al límite macizo cuenca. Características muy parecidas presenta el área sinclinal de *San Andrés del Congosto*.
- *Sinclinorio de Cendejas*. Tiene una orientación NE-SO, y afecta a materiales del Aragoniense y Vallesiense.

Desde los páramos situados al sur de Jadraque hacia el norte se observa un progresivo aumento de las deformaciones existentes en las calizas de los páramos y mioceno subyacente. Se pasa de pliegues de amplio radio y suaves buzamientos, menores de cinco grados, a flexiones monoclinales y pliegues algo más acusados en la zona situada inmediatamente al sur de Jadraque. Este conjunto de pliegues pasa hacia el norte al sinclinorio de Cendejas. Este conjunto de estructuras da lugar a la desnivelación relativa de las calizas de los páramos, que

debieron constituir una depresión estructural alargada según la orientación ENE-OSO, que favoreció el encajamiento de la red fluvial en este sector. (Canal estructural del Henares).

La génesis de estas estructuras debe estar ligada a movimientos tectónicos postvallesienses (Fases complutenses e intravallesienses) o posteriores Pliocenas (Fases Iberomanchegas), que pueden o son sincrónicas con la sedimentación de los abanicos aluviales de los Piedemontes de Somosierra.

3. GEOMORFOLOGIA

En la Hoja de Jadraque están representados los dos grandes dominios morfoestructurales del sector norte de la Submeseta Meridional. Al noroeste aparece el Macizo Antiguo, la sierra de Somosierra, a la que se adosan materiales plegados, de edad mesozoica y paleógena, parcialmente recubiertos por sedimentos más modernos, característicos de la Depresión. La Depresión está constituida por diferentes unidades sedimentarias postectónicas, tan sólo suavemente deformadas en el borde del Macizo Antiguo, que han estado sometidas a una activa morfogénesis desde el Plioceno hasta los tiempos actuales. Dentro de la Depresión pueden reconocerse diferentes unidades fisiográficas características: Altiplanicies del Páramo calizo, Superficies pre-Raña y el dominio de los Valles fluviales con desarrollo de terrazas.

El Macizo antiguo en la Hoja de Jadraque, está representado por pizarras y cuarcitas aflorantes tan sólo en el borde noroccidental. SCHWENZENER (1936) distingue en el Guadarrama y Somosierra una serie de planicies de erosión escalonadas (M_3 , M_2 y M_1), todas ellas por debajo de la planicie de cumbres o *Dachfache*. De todas ellas tan sólo está presente la M_2 , fuera del ámbito geográfico de la Hoja, en el área de Valdepeñas de la Sierra, siendo su edad de formación previa al depósito de los Piedemontes de Somosierra. Esta superficie M_2 afecta al Macizo Antiguo y a los materiales mesozoicos de cobertura, arrasando sus crestas.

Los materiales mesozoicos y paleógenos presentan un modelo estructural, con frecuentes resaltes en diferentes litologías (calizas, yesos, conglomerados, etc.) que configuran formas de cuestas, anticlinales con *comba*, *ruzes* y *vales*. La red fluvial principal da lugar a valles cataclinales (consecuentes) que inciden enérgicamente sobre las formas estructurales.

hay que destacar la presencia de un karst muy desarrollado sobre los materiales yesíferos paleógenos, reconociéndose numerosas dolinas y fenómenos de colapso de materiales más modernos (conglomerados, areniscas oligocenas, terrazas pleistocenas, etc.) por hundimiento del karst subyacente.

La altiplanicie del Páramo calizo de Jadraque (La Alcarria), se sitúa en el cuadrante suroriental de la zona de estudio, sus cotas oscilan entre 1047 m y 1014 m, con una pendiente media del 3 por mil hacia el suroeste.

Desde el punto de vista regional, para VADOUR (1979) la Alcarria es una superficie de corrosión kárstica poligénica, donde en la parte septentrional más elevada, predominan los sectores denudados y en la meridional, más hundida, los procesos de agradación. PEREZ-GONZALEZ (1982) interpreta la superficie del Páramo de la Alcarria como el resultado, al menos, de dos procesos de erosión-acumulación ocurridos durante el Plioceno superior, siendo las costras laminares bandeadas y multiacintadas con arenas limosas rosas o rojizas, los depósitos correlativos de la última superficie poligénica que antecede a la crisis morfogenética que va a dar lugar al inicio del vaciado de la cuenca y al piedemonte de la Raña de Somosierra.

Los procesos de disección y disolución, acaecidos durante el Plioceno y posteriormente en el Pleistoceno, han llegado a exhumar una antigua superficie de erosión previa a la instalación de la red fluvial intramiocena. Así, la superficie del Páramo de Jadraque se desarrolla sobre los

materiales carbonatados, localmente plegados mediante flexiones suaves, del Argoniense-Vallesiense (techo de la facies blanca), en vez de sobre las calizas lacustres del final del ciclo mioceno.

Elementos morfológicos de interés son las dolinas y uvalas de fondo plano y poco profundas que pueden alcanzar dimensiones hectométricas y presentan bordes macizados. En el fondo de las mismas y, debido a las malas condiciones de drenaje, se dan zonas endorreicas o semiendorreicas.

En las proximidades del área limítrofe entre la Depresión y el Macizo Antiguo del Sector de Somosierra, pueden distinguirse una serie de procesos y depósitos anteriores a la construcción de los valles fluviales: Altas superficies divisorias y niveles de Raña muy bien representados en la vecina Hoja de Valdepeñas de la Sierra.

En la Hoja de Jadraque se reconocen las Altas superficies más antiguas correspondientes al nivel de la Mierla, que se extienden por las plataformas del Alto de la Santineja (1075 m), Parral (1084 m) y El Navajuelo (1090 m). Sobre estas formas polígenicas se reconocen dolinas de karst subyacente, con zonas endorreicas en el fondo, debido a la situación de sus depósitos sobre mesozoico carbonatado.

No se han reconocido niveles de Raña que, sin embargo, hacia el oeste y en la divisoria entre los ríos Jarama y Sorbe (Henares), se estructura en varias plataformas aluviales escalonadas.

Una vez instalada la Raña comienza la construcción de los valles fluviales cuaternarios. El Henares y, principalmente, sus afluentes Sorbe, Bornova y Cañamares, durante su historia pleistocena han abandonado un elevado número de terrazas, no menos de 22, que normalmente se disponen en graderío y preferentemente en las márgenes derechas, dando un marcado carácter asimétrico a los valles.

Actualmente el río principal es el Henares, sin embargo, hay que destacar que aguas arriba de su confluencia con el Cañamares, al norte de Jadraque, presenta un reducido número de terrazas, faltando las más antiguas, correspondientes al Pleistoceno inferior que, por otra parte, están ampliamente desarrolladas en la margen derecha de los ríos Cañamares y Sorbe y, especialmente, en el valle de este último. Los aportes principales provienen pues del macizo paleozoico-metamórfico de Somosierra, situado al norte, siendo la influencia del Henares, con su aporte de calizas, bastante más reciente, como parece indicar la aparición de suelos rojos fersialíticos bien desarrollados en niveles muy bajos (terrazas de + 60 metros).

Otro hecho destacable son los cambios locales del trazado de la antigua red que se detectan por alineaciones de niveles de terrazas en valles abandonados transversales a la dirección de los barrancos y arroyos actualmente afluentes del Henares, tal y como ocurre en el Sotillo al norte de Carrascosa de Henares. Este hecho unido al elevado número de terrazas es indicativo de una cierta actividad neotectónica pleistocena de este sector del Valle del Henares. Probablemente sea prolongación de las deformaciones postvallesienses que estructuraron las calizas que constituyen el Páramo de Jadraque, dando lugar a un surco sinclinal o depresión estructural en el que se acumularon los depósitos de los Piedemontes de Somosierra. Altas

superficies, Niveles de Raña y se encajó la red fluvial.

La morfogénesis cuaternaria se manifestó también por la construcción de abundantes formas erosivo-deposicionales de tipo conoide (conos aluviales) que se disponen principalmente sobre las terrazas medias y bajas, cuya generación ha sido repetida en numerosas ocasiones a lo largo del Pleistoceno.

En la margen izquierda del Henares, el enlace entre la superficie del Páramo y las formas fluviales se realiza a través de morfológias de glacis con depósito, hoy en día muy desmantelados.

La actividad morfodinámica actual es muy intensa en el sector ocupado por la Hoja de Jadraque, estando su territorio sometido a una erosión muy activa a excepción de las altas plataformas calcáreas del Páramo. Los acarcavamientos están muy bien desarrollados, dando lugar a áreas de auténticas **tierras malas** (*bad-lands*). Son también importantes los fenómenos de socavamiento lateral debidos a la dinámica actual de los ríos y los fenómenos de caída de bloques en los bordes del Páramo calizo. Existen numerosas áreas con drenaje deficiente y encarcamiento estacional asociados a los fondos de dolinas sobre materiales calcáreos. Los procesos de colapso por hundimiento de karst subyacente en yesos han sido activos hasta tiempos muy recientes, afectando a depósitos de terrazas del Pleistoceno superior.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos que afloran en la región son los correspondientes a la formación Buitrago cuya edad como ya señalamos es posible que sea de edad cámbrico o Precámbrico. El medio de depósito de esta formación así como su relación con su sustrato son difíciles de establecer dada la intensidad de la deformación y metamorfismo que ha sufrido. Solamente por correlación con otros puntos de la zona Centro-ibérica (Formación Angón en la región de Hiendelaencina), en donde estas series aparecen con un menor grado de metamorfismo y deformación, se puede suponer que corresponden a un medio de sedimentación de una plataforma sílico-clástica con algún episodio carbonatado. Las relaciones con el sustrato (gneises de la Morcuera) han sido interpretadas de diversas maneras, así mientras que para unos autores puede existir un cambio de facies (FERNANDEZ CASALS 1976), para otros pueden ser las mismas formaciones pero con distinto grado metamórfico (APARICIO *et al.*, 1975) y para otros (GONZALEZ LODEIRO 1980, 1981) pueden ser de discordancia.

Por encima de estas series y después de los movimientos sárdicos (GONZALEZ LODEIRO 1980), se inicia una transgresión con el depósito en una plataforma somera de los materiales ordovícicos que se prolonga hasta el Devónico inferior. Posteriormente al Devónico inferior y probablemente durante el Carbonífero se producen las fases de deformación y metamorfismo principales. La primera y segunda fase de deformación tangencial son sinmetamórficas, y dan lugar a la formación de pliegues de dirección N-S y vergencia este y cabalgamiento con la misma vergencia. Posteriormente se produce una fase de replegamiento retrovergente y de fracturación transversal o fracturación tardihercínica.

La sedimentación del Pérmico y Triásico se realiza en régimen fundamentalmente continental (quizás transicional para algunos niveles del Pérmico de Retiendas). Existe un claro control de la sedimentación a partir de fallas de Villares-La Constante y Veguillas Angón, delimitan en conjunto un bloque hundido, complejo y a su vez compartimentado por otras fallas, con sedimentación de materiales de edad pérmica que no debió exceder en mucho los límites de estos accidentes (GONZALEZ LODEIRO 1980). Más hacia el este, la falla de Somolinos delimita un bloque con fuerte subsidencia al norte de la misma. La falla de Cañamares, limita un bloque levantado al este sin sedimentación pérmica. Regionalmente la naturaleza y distribución de las facies llevan a un modelo de sedimentación en cubetas de origen tectónico, limitadas por grandes accidentes como los descritos y a su vez compartimentadas por otras fallas de menor recorrido y salto, que se llenan rápidamente por los productos de erosión de los relieves así creados (SOPEÑA 1979).

La discordancia existente entre Pérmico y Triásico es debida a la suma de actuaciones de las fases Saática y Pfáctica. Hubo reactivación de ciertas fracturas en régimen distensivo y relleno de los bloques deprimidos mediante aparatos deposicionales de tipo abánico aluvial y sistemas fluviales. La falla de Somolinos limita un bloque subsidente al norte y una zona elevada al sur que solamente es solapada por la sedimentación expansiva del Triásico medio más superior (Areniscas y limos de Cercadillo). Algunas fallas como las de Veguillas y Alcorlo limitan en su zona occidental bloques elevados sin sedimentación hasta el Triásico superior: Lutitas y areniscas de Fraguas (Fig. 5).

La región estudiada se sitúa en los márgenes del Aulacogeno celtíberico (ALVARO *et al.*, 1978). La etapa *pregraben* corresponde a la actividad pérmica, con sedimentación, vulcanismo y

fracturación. La etapa *graben* corresponde a la Facies Buntsandstein. El relleno de los bloques deprimidos unido a la subsidencia iniciada por el estiramiento cortical da lugar a la sedimentación transicional y litoral durante el Triásico superior (llanuras de marea silicílicas y llanuras litorales en ambiente hipersalino) y que representan la etapa de *transición* en la que los límites del *graben* pierden importancia debido al estiramiento antes citado haciéndose extensiva la sedimentación (ALVARO *et al.*, o.c.).

En el área estudiada y alrededores faltan los sedimentos del Jurásico y Cretácico inferior. La Fm. Utrillas yace indiferentemente sobre permo-triásico o sobre el zócalo hercínico. Sin embargo de la falla de Somolinos hacia el norte, el Jurásico, aunque en parte desmantelado por erosión pre-utrillas, está presente. Esto puede interpretarse como que el Jurásico no se sedimentó al oeste de dicho accidente que representaría el límite de cuenca para estos tiempos. Sin embargo consideraciones paleogeográficas y la existencia de retazos de los términos inferiores del Lias, bajo Utrillas, al sur del accidente (Embalse de Pálmaces, Cerro del Padrón) indican que los materiales jurásicos (al menos el Lias) se depositaron al sur y oeste de la citada falla siendo desmantelados por erosión pre-utrillas a partir de, los movimientos verticales de bloques acaecidos durante las fases neokimméricas (?) y austriaca (CAPOTE *et al.*, 1978, 1982, GONZALEZ LODEIRO 1980).

En el Cretácico superior pueden distinguirse claramente dos ciclos sedimentarios. El inferior tiene su desarrollo durante el Cenomaniense-Turoniano. Comienza con sedimentación continental (Formación Utrillas) en el Cenomaniense. Durante el Cenomaniense superior se instalan al este de Valdesotos-Retiendas llanuras de marea silicílicas que no llegan a alcanzar la zona de Valdepeñas de la Sierra-Torrelaguna (Hoja 20-19;-Valdepeñas de la Sierra). El máximo transgresivo se alcanza en el Turoniano inferior y medio, etapa durante la cual en el sector de Retiendas-Tamajón y hacia el este (Alcorlo) existiría una plataforma abierta de baja energía con salinidad normal mientras que hacia el oeste y suroeste (Patones: Hoja 20-19 Valdepeñas de la Sierra) se daba una llanura de mareas silicílica. Inmediatamente después, Turoniano superior, se inicia la tendencia regresiva con desarrollo de llanuras de marea silicílicas (Patones, Valdepeñas de la Sierra; Hoja 20-19) y ambientes litorales con barras subtiales hacia el este (Tamajón y Alcorlo Hojas 20-18 y 21-19).

El ciclo superior se inicia en el Coniaciense, existiendo entre éste y el anterior señales claras de discontinuidad estratigráfica: Lumaquelas de *Inoceramus*, en Alcorlo (Hoja 21-18), costras ferruginosas en Tamajón (Hoja 20-19) y niveles de alteración pedogenética en Patones (Hoja 20-19). En el Coniaciense inferior aparecen facies fluvio-palustres y transicionales en el sector de Patones-Valdepeñas de la Sierra, mientras que hacia el oeste: Tamajón-Alcorlo se desarrollan llanuras de marea carbonatadas. El máximo transgresivo de este ciclo se alcanza en el Santoniense superior, situándose la zona en el contexto de una amplia plataforma somera carbonatada de tipo rampa en la que se daban grandes barras o bajíos y zonas protegidas (*lagoon*). De forma bastante rápida aparecen los primeros indicios de tendencia regresiva desarrollándose amplias llanuras de marea carbonatada en toda la región. Este segundo ciclo cretácico culmina con depósitos mareales y supramareales muy restringidos (*sebkhas?*), que en esta zona han sido desmantelados en parte por erosión finicretácea ó paleógena?.

ALONSO y MAS (1982) indican la importancia que tienen los accidentes paleotexturales

NO-SE y NNE-SSO durante la sedimentación del Cretácico, siendo esta última la más importante por lo que respecta a la distribución paleogeográfica. Durante el ciclo inferior se reflejan claramente ambas direcciones mientras que en el superior tiene una mayor influencia la dirección NO-SE. Parte de estos accidentes son fallas tardihercínicas reactivadas, que ya habían controlado la sedimentación permo-triásica y actuado durante la fase Aústrica. Tal es el caso del accidente existente en la zona de Valdesotos, de orientación NO-SE con bloque relativamente elevado al oeste. Durante el ciclo inferior se sitúan llanuras de marea siliclásticas hacia el oeste y sedimentos de plataforma abierta y llanura de mareas hacia el este. Durante el ciclo superior condiciona los cinturones de facies.

Los primeros movimientos alpinos provocan el inicio de la retirada definitiva del mar. Este ciclo sedimentario se inicia a partir de una importante paleokarstificación subáerea a la que siguen condiciones supramareales con influencia de agua dulce, que produce las brechas de colapso del Pontón de Oliva-San Andrés del Congosto, a finales del Cretácico superior. La actuación de dichas fases da lugar a la creación de umbrales anticinales que separan amplias cubetas sinclinales relativamente aisladas en las que hubo sedimentación continental y/o transicional. Durante el Cretácico terminal-Paleoceno hasta Eoceno medio se depositan en la región potentes niveles de evaporitas en relación lateral hacia el norte y oeste con sistemas deposicionales de tipo abanico aluvial, que incorporan detriticos gruesos provenientes del desmantelamiento del Cretácico, Paleozoico epimetamórfico, gneises y granitoides, lo que implica la existencia de áreas relativamente elevadas en el sector de Buitrago-Somosierra, en las que el Cretácico fue erosionado en su mayor parte (PORTERO et al., 1983). La abundancia de yesos que incluso se presenta en forma detritica en los abanicos, implica una sobresaturación del medio en sales probablemente debida a la erosión de Triásico superior e incluso del Cretácico terminal evaporítico hoy en día totalmente desmantelado.

Durante el Eoceno superior y en relación con una fase tectónico-compresiva, relacionable con la fase Pirenaica se inicia el levantamiento relativo macizo/cuenca a partir de fallas que tienen una dirección dominante N6OE, con ligero plegamiento e importante arrasamiento, de la unidad evaporítica, que da lugar a una discordancia cartográfica.

Para estos tiempos comienza a configurarse el sistema central, de forma algo parecida a la actual (PORTERO y OLIVE, 1983, PORTERO y AZNAR, 1984). El relieve que se va creando es erosionado rellenándose la cuenca, fuertemente subsidente, mediante sistemas deposicionales de abanicos aluviales, playas carbonatadas dando lugar a un espesor de sedimentos del orden de 1000 metros, durante el Eoceno más superior y Oligoceno que solo afloran en las Hojas 20-19 (Valdepeñas de la Sierra) y 21-19 (Jadraque). El clima tropical reinante a finales del Eoceno se aridifica progresivamente a partir del Oligoceno inferior (ARRIBAS et al., 1983).

A finales del Oligoceno se produce la compresión NNE-SSO (Fase Castellana de PEREZ GONZALEZ et al., 1971). La cobertura mesotercaria se adapta a las fallas del zócalo dando lugar a una clara tectónica de revestimiento a partir de las fallas tardihercínicas. El Sistema Central comienza a manifestarse como *Rhomb horst* complejo, generándose pliegues en el Mesozoico y Paleógeno, con ejes fuertemente inclinados en las zonas de relevo de los accidentes de zócalo.

Desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior continúa el depósito de series continentales a partir de sistemas abanicos/playas con menor espesor que en la etapa anterior. Los procesos erosivos intramiocenos hacen que las unidades correspondientes a estos tiempos se encuentren muy desmanteladas y no aparezcan en los bordes septentrionales de la Cuenca.

La fase Neocastellana (AGUIRRE *et al*/1976) viene definida por una compresión ENE-OSO que gira progresivamente E-O. En estas condiciones las fallas tardihercínicas N6OE se reactivan como fallas normales a las que se adapta la cobertura y dando lugar a desnivelaciones macizo/cuenca. Se produce el plegamiento fundamental de la Sierra de Altomira.

La configuración adquirida por el Sistema Central es muy parecida a la actual. Adquiere gran significado paleogeográfico la alineación estructural del Jarama que parece ser prolongación de la falla de la Berzosa-Riaza. Al oeste de la misma se depositan potentes niveles de arcosas a partir de abanicos aluviales coalescentes, y en una climatología muy parecida a la actual. Al este de la citada alineación estructural existen diversos aparatos deposicionales, que a su vez son múltiples. Se reconocen desde facies proximales de abanicos a otras formadas por canales distribuidores extensos o por canales de pauta anastomosada, en sentido lateral y distal existen procesos pedogenéticos interlóbulos e intercanales y se pasa a facies evaporíticas sedimentadas en lagos estables o en ambientes de lago-playa, precedidos por sedimentos arcillosos de la Unidad Alcalá inferior.

Un momento de reactivación tectónica intraaragoniense (anterior a la zona MN6 de Paracuellos) es detectable por la penetración y solapamiento hacia el interior de facies detríticas más groseras. Estos movimientos se reflejan en los bordes por discordancias suavemente angulares y progresivas.

El ciclo sedimentario (Orleaniense superior a Vallesiense basal), como en el anterior y el que le sucede tiene un marcado carácter de megasecuencia positiva en un modelo de sedimentación con evolución de facies proximales a distales desde los bordes al centro de la Cuenca y en la vertical; es decir centrípeto y endorreico (JUNTO y CALVO 1983). Los sistemas deposicionales son múltiples y con procedencias variadas. Los sedimentos arcósicos de la Facies Madrid (Arcosas de Paracuellos, Hoja 20-21: Algete) proceden de noroeste. Las arcosas blanquecinas del Jarama (Hojas 20-20: Marchamalo, 20-21: Algete y 20-22 Alcalá) proceden del NNO (Macizos metamórficos, con granitoides de El Vellón, La Cabrera). Las litarcosas de Miralrio-Guadalajara tienen sus áreas fuentes en el norte, en las series epimetamórficas ordovícicas de Somosierra y en las formacionesgnefíticas de Hiendelaencina y Angón (Hojas 21-19: Jadraque; 20-20: Brihuega; 20-21: Guadalajara; 20-21: Algete; y 20-22: Alcalá de Henares). En las Hojas de Brihuega y Guadalajara la Facies de Guadalajara pasa bruscamente hacia el este a materiales procedentes del NNE y NE que evolucionan rápidamente a facies de playas carbonatadas y playas salinas. Hacia en centro de la Cuenca la Unidad de Guadalajara pasa a facies de lagos playa salinos y lagos playa carbonatados de la Unidad Facies blanca a través de las secuencias de delta lacustre de la Unidad Alcalá superior y de la Facies Anchuelo (Hoja 20-22: Alcalá de Henares). Durante el Aragoniense superior la sedimentación de facies palustres-lacustre (Facies Blanca) (Hojas 21-19. Jadraque; 21-20: Brihuega; 21-21: Guadalajara; 20-21: Algete y 20-22: Alcalá) es expansiva hacia los bordes N y NE de la cuenca debido a que dichos bordes miden su importancia relativa debido a la degradación del relieve y a un cierto cambio

climático hacia condiciones más áridas. El ciclo termina en la región con un depósito generalizado de calizas dolomíticas con sílex que coronan la Facies Blanca, sedimentadas en un ambiente palustre-lacustre de tipo mixto evaporítico-carbonatado. Este nivel carbonático da lugar a los Páramos o altiplanicies existentes en la Hoja de Jadraque (21-19) y a gran parte de ellos en las Hojas de Brihuega (21-20) y Guadalajara (21-21), así como a los cerros de cumbre plana de la región de Madrid (Telégrafo etc.).

El ciclo sedimentario del Mioceno superior comienza con una fase de karstificación sobre los carbonatos con sílex del ciclo anterior, a la que sigue el depósito de las series detriticas de la Red fluvial intramiocena de procedencia norte que evolucionan hacia ambientes palustres lacustres de agua dulce de la Caliza de los Páramos (S.S.). Estas unidades solo aparecen en parte de las Hojas de Brihuega y Guadalajara y en las Algete y Alcalá de Henares. Este ciclo es el resultado de una reactivación tectónica que afecta fundamentalmente al Sistema Central y en menor medida a la Sierra de Altomira. Las condiciones climáticas son más húmedas que en el techo del ciclo anterior.

Evidencias de actividad neotectónica existen en todo el borde meridional del Sistema Central y Somosierra. Las arcosas del Mioceno medio (y quizás superior en áreas más occidentales) se presentan cabalgadas por el granito y gneises a partir de fallas inversas al Norte, noroeste y oeste de Madrid. Los materiales aragonienses y vallesienses (serie de los Páramos incluida) se encuentran plegados al pie del macizo paleozoico-mesozoico según directrices ENE-OSO y E-O en el área de Cendejas de la Torre-Matillas y Arbancón (Hojas 21-19 y 22-19, Jadraque y Ledanca). Todo ello nos habla de una fase con deformación, posterior a la edad del yacimiento de Arbancón (Hoja de Jadraque) que representa al Vallesiente terminal. La edad ventiense (Turoliense superior zona MN13) del yacimiento kárstico de Algora, debe limitar cronológicamente los depósitos lacustres de la Caliza de los Páramos (s.s.).

Así a finales del Vallesiente se producen deformaciones tectónicas en los bordes de Somosierra con amplias depresiones sinclinales, acompañadas de hundimiento de un amplio sector de la Cuenca, limitado al oeste y sureste por las alineaciones morfoestructurales del Jarama y Henares.

En la depresión así creada se depositan las series que hemos denominado Piedemontes de Somosierra (arcosas anaranjadas de Uceda, Conglomerados de la Puebla del Valles, de la Mierla, de Cogolludo, etc.) durante el Plioceno inferior-medio y quizás durante los últimos tiempos del Mioceno. Los aparatos deposicionales son abanicos fluviales que en ocasiones adquieren gran extensión (arcosas de Uceda, conglomerados de la Mierla-Cogolludo).

Durante estos tiempos la superficie de los Páramos es una superficie al aire sometida a procesos erosivos y de karstificación.

Según PEREZ GONZALEZ (1979) las Calizas de los Páramos, deformadas, se ven sometidas a una fase de karstificación que origina un relieve de corrosión bajo un clima alternante mediterráneo más cálido y húmedo que el actual. Este relieve es barrido durante la construcción de la primera superficie poligénica del Páramo de la Alcarria cuyos depósitos correlativos son las costras clásticas rojas.

Despues de este periodo de erosión la Cuenca del Tajo tiende a ser comatada por depósitos de edad villafranquienense inferior en algunos sectores (Series rojas de la Mesa de Ocaña).

Probablemente durante estos tiempos el Páramo de la Alcarría siguió siendo zona de erosión, mientras se depositaban los abanicos fluviales de los Piedemontes de Somosierra al norte.

A las series rojas de la Majada Ocaña sigue una segunda fase de karstificación y erosión cuyos depósitos correlativos sobre los páramos son las costras laminares bandeada y multiacintadas con arenas limosas, rosas o rojizas.

Sucesivos impulsos tectónicos durante el Plioceno superior y límite Plio-pleistoceno preceden a la instalacion de los niveles de la Raña, existentes en las Hojas de Valdepeñas de la Sierra (20-19), Marchamalo (20-20) y Algete (20-21) que se encajan en los Piedemontes de Somosierra. Son depósito de llanuras fluviales de piedemonte generadas en un clima contrastado con estación seca y húmeda más cálida que la actual.

La existencia del bloque deprimido, limitado por el frente meridional de Somosierra y las alineaciones Jarama-Henares, justifica la localización, al parecer por ahora exclusiva, de las Rañas en este sector del norte de la Cuenca de Madrid y condiciona la instalación de la red fluvial cuaternaria.

La actividad neotectónica cuaternaria, con desplazamientos verticales de grandes bloques, se patentiza por el elevado número de terrazas que presentan los ríos Henares y Jarama y Sorbe. De esta manera la evolución cuaternaria sigue un modelo de desmantelamiento progresivo de territorio por descenso de los niveles de base refluviates, interrumpido por periodos de relativa estabilidad durante los cuales se forman los niveles de terrazas aluviales. Los valles de los ríos Henares, Jarama, Sorbe y son los primeros en formarse una vez sedimentados los materiales de Raña. Los valles de los arroyos Torote, Camarmilla y de las Dueñas son de génesis mas moderna, con una edad probable del pleistoceno inferior pleno o tardío.

La influencia de las alternancias climáticas en la construcción del paisaje es algo que aún falta por dilucidar. Los suelos reflejan un grado de evolución y alteración decreciente en las toposecuencias de terrazas estudiadas que indican una aridificación climática desde el Pleistoceno inferior a nuestros días, pero es necesario encontrar un modelo preciso de influencia de ese cambio climático en el modelado del relieve de los valles fluviales.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja de Jadraque no existe actualmente actividad minera alguna.

De forma generalmente intermitente se explotan algunas canteras de calizas y dolomías cretácicas, oligocenas (Espinosa de Henares) y morenas (Calizas de los Páramos). Normalmente se utilizan para las necesidades locales de construcción. Las canteras de Espinosa suministran material para la fábrica de cementos Industriales del Henares.

Otras explotaciones de interés son las de arcillas y limo en la carretera de Espinosa-Fuencemillán- para la fabricación de cementos y escayolas. En los alrededores de Alarilla y Cogolludo hubo explotación de arcillas destinadas a la fabricación de ladrillos y tejas. En las proximidades de Veguillas se extrajeron cuarcitas de la Formación Alto Rey.

Las explotaciones de mayor interés se centran sobre los yesos del Paleoceno-Eoceno que se utilizan para la fabricación de yeso para la construcción, artesanía en alabastro y fabricación de escayolas.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico los materiales hercínicos solo pueden proporcionar pequeños caudales en función de su fracturación o alteración local. Las pizarras ordovicicas suelen ser bastante piritosas lo que podría explicar el olor a sulfídrico que despiden algunas de las aguas captadas en la Formación Utrillas (CORCHON 1976). En general constituyen el zócalo impermeable sobre el que se apoyan las demás unidades hidrogeológicas.

En los materiales permo-triásicos pueden distinguirse algunas formaciones que pueden constituir pequeños acuíferos como son las brechas sueltas pérmicas y los niveles de areniscas gruesas y conglomerados del Pérmico y Facies Buntsandstein.

La Formación Arenas de Utrillas tiene un interés hidrogeológico variable y relativo dependiente de su contenido arcilloso, en forma de matriz. Los niveles situados sobre Utrillas se comportan como un acuífero formado por areniscas, arcillas, margas, limos, calcarenitas. Hacia el este, en los alrededores de Jócar y Alcorlo (Hoja 21-19: Jadraque) pasa a tener mayor contenido en margas y se comporta como una unidad prácticamente impermeable.

Son las dolomías tableadas, calcarenitas y dolomías masivas en gruesos bancos del Coniaciense-Santoniente-Campaniense inferior el nivel acuífero más importante de la Hoja con un espesor que puede llegar hasta 150-200 m. Se trata de un acuífero de naturaleza kárstica, libre en los afloramientos y confinado o semiconfinado bajo el Terciario. Otro nivel acuífero más superficial y menos importante son las brechas del Cretácico terminal separadas de las dolomías por un pequeño tramo margoso.

Los yesos del Cretácico terminal Paleoceno-Eoceno constituyen localmente acuíferos kársticos de poco interés dada la mala calidad química de las aguas.

Los conglomerados, areniscas y arcillas del Eoceno superior Oligoceno se comportan como un acuitardo en el que localmente es posible captar pequeños caudales. Solo los términos inferiores calizos presentes en el extremo noreste de la Hoja de Jadraque (21-19) en su límite con la de Hiendelaencina (21-18) presentan una buena permeabilidad por fracturación y karstificación y deben constituir pequeños acuíferos individualizados entre niveles margosos.

En el Mioceno constituyen un acuífero aceptable los niveles lenticulares o tabulares de arenas y gravas intercalados entre niveles con fangos y arenas y exclusivamente fangosos que funcionan como acuitardos. A escala regional el Mioceno debe considerarse como un acuífero complejo heterogéneo y anisotropo debido a las diferencias litológicas que lo componen.

El acuífero contenido en las Calizas de los Páramos funciona como libre y colgado. La recarga procede exclusivamente de la infiltración de la lluvia y de los retornos de los riegos. La descarga se origina por los manantiales que bordean las mesas calizas y a través de los coluviones que tapizan las laderas.

La Raña tiene un escaso interés hidrogeológico pues se encuentran colgadas y desconectadas de los niveles de base. La acumulación de arcillas en los horizontes texturales hace que funcionen como acuitardos y en ocasiones presenten un nivel inferior impermeable. Pueden dar lugar a pequeños acuíferos en las gravas limitados a muro por dichos horizontes texturales.

Un caso parecido es el de las terrazas altas que tienen una base impermeable de génesis semejante tanto menos importante cuanto más modernas. Las terrazas recientes y aluviales así como algunas terrazas medias y altas constituyen acuíferos de interés. Presentan permeabilidad primaria por porosidad intergranular. Pueden tener gran importancia sobre todo cuando están hídricamente conectadas con los ríos.

6. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J. y PORTERO, J.M. (1984).- Las areniscas de los abanicos aluviales terciarios del borde suroriental del Sistema Central. *I. Congr. Esp. Geol. Segovia.* T. 3, pp-147-158.
- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M., PEREZ GONZALEZ, A. (1976).- Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neog. Cuatern.* n° 5. pp. 7-29.
- ALBERDI, M.T. (1972).- El género Hippurion en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía. Revisión e Historia evolutiva. *Trab. Neog. Cuatern* n° 1. pp. 1-126.
- ALBERDI, M.T., HOYOS, M., JUNCO, F., LOPEZ MARTINEZ, N., MORALES, J., SESE, D. y SORIA, M.D. (1983).- Bioestratigraphie et evolution sedimentaire du Neogene continental de l'aire de Madrid. *Congr. Int. Biostr. Neog. Montpellier.*
- ALIA, M. (1960).- Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Not. y Com. I.G.M.E.* n° 58. pp. 125-162.
- ALIA, M., MARTIN ESCORZA, C. y PORTERO, J.M. (1973).- Evolución geotectónica de la Región de Ocaña (Toledo) durante el Neógeno y Cuaternario. *Bol. R. Soc. Española. Hist. Nat.* tomo 71. n° 1-2. pp. 9-20.
- ALONSO, A. (1981).- El Cretácico de la provincia de Segovia (borde Norte del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías.* 7. Ed. de la Univ. Complutense de Madrid.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MELENDEZ, A. y SOLOMON, J. (1982). "El Cretácico de Cameros-Castilla". En: *El Cretácico de España.* Ed. de la Univ Complutense de Madrid. pp. 345-456.
- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1982).- "Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central". *Cuad. de Geología Iber.* 8. pp 145-166.
- APARICIO, A., GARCIA CACHO, L. y PEINADO, M. (1977).- Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.* n° 82. pp. 416-427.
- ARANZAZU, J.M. (1877).- Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Com. Mapa Geol. España.* n° 4. pp. 1. 1-47.
- ARCHE, A., CAMARA, P. y DURANTEZ, O. (1977).- Consideraciones sobre las series ordovícias y ante-ordovícicas de la región de la Sierra del Alto Rey y Sierra de la Bodera (Sistema Central de España). *Bol. Geol. Min.* n° 88. pp. 501-507.
- ARIAS, C. (1969).- Estudio estratigráfico y Sedimentología. Cretácico de los alrededores de Guadalix de la Sierra (Madrid). *Cuad. Geol. Iber.* I. pp. 309-3939.
- ARRIBAS, M.E. (1981).- Petrología y Sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (Sector NW). *Tesis de Licenciatura.* Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Compl. Madrid. 183 pp.
- ARRIBAS, M.E. (1982).- Petrología y Sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (sector NW). *Est. Geol.* Vol. 38. pp. 27-41.
- ARRIBAS, M.E., DIAZ MOLINA, M., LOPEZ MARTINEZ, N. y PORTERO, J.M. (1983).- El abanico aluvial paleógeno de Beleña de Sorbe (Cuenca del Tajo) Facies, relaciones espaciales y evolución. *Comunicaciones X Congreso Nacional de Sedimentología Menorca.* pp. 34-37.

- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, PH (1970).- Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et platoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama. (Espagne Central). *C.R. Acad. Sc. Paris* n° 270. pp. 2630-2633.
- BASCONES, L., LODEIRO, G. y MARTINEZ ALVAREZ, F. (1978).- Mapa y memoria de la Hoja n° 460: Hiendelaencina. Escala 1:50.000 MAGNA-IGME.
- BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FUSTER, J.M., NAVIDAD, M., PEINADO, M y VILLA-SECA, C. (1981).- Caracteres generales del Cinturon Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central español. *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 7. pp. 15-51.
- BENAYAS, J., PEREZ MATEOS, J., RIBA, O. (1960).- Asociaciones de minerales detríticos en los sedimentos de la Cuenca del Tajo. *Anales de Edafología y Agrobiología*. Dpto. Estratigrafía Univer. Madrid. Tomo 19. n° 11. pp. 635-670.
- BISCHOFF, L., GURSKY, H.J. y WILLNER, A.P. (1980).- Tidal sedimentation in the transgressive cicle of the Lower Ordovician in the Eastern Sierra de Guadarrama (Central Spain). *Est. Geol.* n° 36. pp. 221-229.
- BISCHOFF, L., SCHAFER, G., SCHMIDT, K. y WALTER, R. (1973).- Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral spanien). *Münster. Forsch. Geol. Palaont.* n° 28. pp. 27.
- CABRA, P., DIAZ DE NEIRA, A., ENRILE, A y LOPEZ OLMEDO, F. (1988). Memoria de la Hoja n° 717: Quintanar del Rey. Escala 1:50.000, 2^a serie IGME.
- CALDERON, S. (1874).- Reseña geológica de la provincia de Guadalajara. *Rev. Univ. Madrid.*
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1968).- Existencia de una red fluvial intramiocena en la Depresión del Tajo. *Est. Geol.* Vol. 24. pp. 91-95.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1971). Hoja y memoria de las Hojas n° 536. Guadalajara, escala 1:50.000. 1^a Serie. IGME.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1975).- Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.* T. 86. pp. 581-596.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1978).- La tectónica Postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. y Min.* T. II. pp. 114-112.
- CAPOTE, R., FERNANDEZ CASALS, M.J. GONZALEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS, M. (1977).- El límite entre las zonas Astur Occidental Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.* T. 88. pp. 517-520.
- CASTELL, C. (1881).- Descripción geológica de la provincia de Guadalajara. *Bol. Com. Map. Geol. de España* 8. pp. 157-264.
- CONCHA, S. de la (1958).- Mapa y memoria de la Hoja n° 485: Valdepeñas de la Sierra, escala 1:50.000. 1^a serie. IGME.
- CONCHA, S. de la (1962).- Nuevos yacimientos fosilíferos del Oligoceno lacustre de la provincia de Guadalajara. *Not. y Com. IGME.* n° 67. pp. 159-162.
- CONCHA, S. de la y BALLESTEROS, S. (1963).- Mapa y memoria de la Hoja n° 486: Jadraque, escala 1:50.000. IGME.

- CORCHON, F. (1976).- Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (Madrid y Guadalajara). *Bol. del Servicio Geológico* nº 40. 189 pp.
- DANTIN, J. (1917).- Acerca de la edad Sarmatiense de los lignitos de la Alcarria. *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat.* T. 17. pp. 170-173.
- DIAZ MOLINA, M. (1974).- Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). *Est. Geol.* Vol. 30. pp. 63-67.
- DIAZ MOLINA, M. (1978).- Bioestratigrafía y paleogeografía del Terciario al E. de la Sierra de Altomira. *Tesis Doctoral Dpto. de Paleontología de la Fac. de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense de Madrid.* Tomo 1. pp. 370. Inédita.
- DIAZ MOLINA, M. (1979).- Descripción del frente distal de un abanico fluvial húmedo en el Terciario continental situado al E. de la Sierra de Altomira. *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 119-129.
- DIAZ MOLINA, M. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979).- El Terciario continental de la Depresión Intermedia. (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía. *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 149-167.
- EUGSTER, H.P., HARDIE, L.A., SMOTT, J.P. (1978).- Saline lakes and their de posits: a sedimentological approach. *Spec. Publs. int. Ass. Sedim.* 2. pp. 7-41.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1856).- Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid.* 4. pp. 1-398.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1976).- Estudio macro y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfico de Somosierra (Sistema Central Español). *Tesis. Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense Madrid.* 305 pp.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1979).- Las deformaciones Hercínicas en Somosierra Guadarrama. (Sistema Central). *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 169-191.
- FERNANDEZ NAVARRO, (1903).- Presencia del Eoceno en El Molar (Madrid). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* nº 3. pp. 126.
- FLOQUET, M., ALONSO, A. y MELENDEZ, A. (1982).- "El Cretácico superior de Cameros-Castilla" en: *El Cretácico de España*. Ed. Univ. Complutense. Madrid. pp. 387-453.
- FREYTET, P. (1973).- Petrography and paleoenvironements of continental carbonates with particular reference to the Upper Cretaceous and lowe Eocene of Languedoc. *Sedimentary Geology* nº 10. pp. 25-60.
- FUSTER, J.M., FEBREL, T. (1959).- Mapa y memoria de la Hoja nº 509: Torrelaguna. Escala 1:50.000. 1^a Serie. IGME.
- GARCIA CACHO, L. (1973).- Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central español. *Tesis Fac. Ciencias Univ. Complutense de Madrid.* 319. pp. (Inédita).
- GARRIDO MEJIAS, A. (1982).- Introducción al análisis tectosedimentarios: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. 5º Congr. Latinoamericano de Geol. Argentina. 1982. Actas 7. pp. 385-402.

- GARRIDO MEIJAS, A., ORDOÑEZ, S. y CALVO, V.P. (1980). Un essai de synthèse lithostratigraphique du Bassin de Madrid (Espagne). *Congr. Intern de Geol. Paris.*
- GARRIDO MEIJAS, A., ORDOÑEZ, A. y CALVO, J.P. (1980).- Rupturas sedimentarias en series continentales: Aplicación a la cuenca de Madrid. *Actas IX Congr. Nac. Esp. de Sedimentología. Salamanca* 9 pags.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1980).- Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español) *Tesis Univ. de Salamanca.* 334 pp.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981).- Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuad. de Lab. Xeolóxico de Laxe.* n° 2. pp. 125-134.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981).- La estructura del anticlinorio del "Ollo de Sapo" en la región de Hiendelaencina (Extremo oriental del Sistema Central Español). *cuad. Geol. Ibérica.* n° 7. pp. 535-547.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1983).- La estructura del Antiforme del "Ollo de Sapo" *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España* t. I. pp. 408-420.
- HAMMAN, W. y SCHMIDT, K. (1972).- Eine Llandeilo-Fauna aus der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). *N. Jb. Geol. Pälaont. Mh.* 5. pp. 294-299.
- HEIM, R.C. (1952).- Metamorphism in the Sierra de Guadarrama *Tesis Univ. Utrecht.* 69 p.
- HERNANDO, S. (1977).- Pérmico y Triásico de la región de Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia-Soria y Guadalajara). Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid. *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías.* 2. pp. 1-408.
- JORDANA, A. y SOLER, L. (1935). Breve reseña física-geológica de la provincia de Guadalajara. *Publ. Inst. Geol. y Min. de España.* pp. 1-57.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBERO, A. y CONDE, L. (1972).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:100.000 *IGME.*
- JULIVERT, M. y FONTBOTE, J.M. (1977).- Memoria y Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *IGME.* 113 pp.
- JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983).- Cuenca de Madrid. Libro Jubilar J.M. Ríos t. II. pp. 534-543.
- LOTZE, F. (1929).- Stratigraphie and tektonik des Deltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Ab. d. Ges. d. Wiss. Gotigen. M. Phys. Kl.* N. F. 14 (3) pp. 1-320.
- LOTZE, F. (1945).- Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* n° 6. pp. 1. 1-12.
- MALLADA, L. (1895).- Explicación del Mapa Geológico de España hipogénicas y Sistemas Estratocristalino. *Mem. Com. Map. Geol. de España.* 558 pp.
- MALLADA, L. (1896).- Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Cambriano y Siluriano. *Mem. Com. Mapa Geol. de España.* 515 pp.
- MALLADA, L. (1898).- Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Devoriano y Carbonífero. *Mem. Com. Map. Geol. de España.* 405 pp.

- MARTIN DONAYRE, F. (1874).- Datos geológicos-mineros recogidos en la provincia de Guadalajara y en el término de Valdesotos. *Bol. Com. Map. Geol. España.* n° 1. pp. 267-270.
- MARTIN ESCORZA, C. (1974).- Sobre la existencia de materiales paleógenos en depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. de Toledo). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. Vol.* 72. pp. 141-160.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976).- Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. *Est. Geol. Vol.* 32. n° 5. pp. 509-522.
- MARTIN ESCORZA, C. (1979).- Fallas y fracturas en las capas miocenas de Alcalá de Henares (Madrid): Interpretación tectónica. *Est. Geol.* 35 pp. 599-604.
- MARTIN ESCORZA, C. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1972).- Contribución al conocimiento de la Geología del Terciario occidental de la Fosa del Tajo. *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. Vol.* 70. pp. 171-190.
- MATTE, Ph. (1968).- La structure de la rirgation hercynienne de Galice (Espagne). *Rev. Geologie Alpine.* n° 44. pp. 157-280.
- NODAL, M.T. y AGUEDA, J.A. (1976).- Características de la sedimentación cretácico-terciaria en el borde septentrional de la cuenca del Tajo. *Est. Geol. Vol.* 32. pp. 115-120.
- PARGA, R., PONDAL, I., MATTE, Ph., CAPDEVILA, R. (1964). Introducción a la Geologie de "l' Oollo de Sapo", formation ante silurienne du NW de l' Espagne. *Not. Com. IGME.* n° 76. pp. 119-154.
- PEREZ DE COSSIO, L. (1920).- El terreno Carbonífero de Tamajón, Retiendas y Valdesotos, en la provincia de Guadalajara. *Bol. Inst. Geol. y Min. de España.* Vol. 41. pp. 311-383.
- PEREZ DE COSSIO, L. (1921).- Estudio de los criaderos de Tamajón, Retiendas y Valdesotos (Guadalajara). *Bol. Of. Min. y Metal,* Madrid. n° 44. pp. 1-39.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978).- Estratigrafía y estructura de la Rama S. de la zona Asturoccidental Leonesa. *Mem. Inst. Geol. y Min. de España* n° 92. pp. 149.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979).- El límite Plioceno-Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neog. Cuatern.* n° 9. pp. 19-32.
- PEREZ GONZALEZ, A. y VILAS, L., BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971).- Contribución al conocimiento de las series continentales de la Mesa Manchega (Cuenca). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* 69. pp. 103-114.
- PEREZ GONZALEZ, A., VILAS, L., BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971).- Las series continentales al este de la Sierra de Altomira. *1 Congr. Hisp. Luso. Amer. Geol. Econom.* T. 1. Secc. 1. pp. 357-376.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1982). *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo.* 787 pp., 179/82. Ed. de la Univ. Complutense. Madrid.
- PEREZ REGODON, V. (1970).- Guía Geológica y Minera de la provincia de Madrid. *Mem. Inst. Geol. y Minero de España.* n° 74.
- PORTERO, J.M. y OLIVE, A. (1983).- El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra. *Libro Jubilar J.M. Ríos* t. II, pp 527-534 I.G.M.E.

- PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984).- Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y Cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I. Congr. Esp. Geol. Segovia*. T. 3. pp. 253-263.
- PRADO, C. de (1853).- Note sur la geologie de la province de Madrid. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 5^a serie. n° 10. pp. 168-176.
- PRADO, C. de (1860).- Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. *Junta General de Estadística*. pp. 219.
- RIBA, O. (1957).- Terraces du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. *INQUA. V. Congress. Intern. Madrid-Barcelona*. Livret guide de l' Excursion C2, 5-55.
- RIBA, O., AREVALO, P., LEIVA, A. DE (1969).- Estudio sedimentológico de calizas páramo del Terciario de la cubeta del Tajo. *Bol. Geol. y Min.* T. 30. VI.
- ROYO y GOMEZ, J. (1922).- El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. *Mem. 30, Com. Invest. Paleont. y Prehist.* Madrid. Junta Ampl. Est.
- ROYO y GOMEZ, J. (1926).- Sur la presence de marnes et de gypse paleogenes dans le haut bassin du Tage. *C.R.S. de la Soc. Geol. de France*. n° 8. pp. 71-74.
- ROYO y GOMEZ, J. (1928).- El Terciario continental de la Cuenca Alta del Tajo. *Datos para el estudio de la Geol. Prov. de Madrid*. pp. 17-89.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L., y AGUEDA, J.A. (1970).- Paleogeografía del Triásico en el Sector Oriental de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.* n° 26. pp. 423-430.
- SCHAFFER, G. (1969).- Geologie und Petrographie im östlichen kastilischen Hamptscheidetirge (Sierra del Guadarrama. Spanien). *Münster Forsch. Geol. Palaont.* n° 10. pp. 207.
- SCHWENZNER, J.E. (1936). Zur morphologie das zentral spanischen hochlandes. *Geogr. Abhandl.*, 3, vol. 10, 128 pp. Stuttgart.
- SCHRUDER, E. (1930).- Die Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen ketten (Zental Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gottingen Math. Phys.* K. n° 16,3. Berlin 1930.
- SOERS, E. (1972).- Stratigraphie et Geologie Structural de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne centrale). *Studia Geologica* n° 4. pp. 7-49.
- SOPEÑA, A. (1973).- Estratigrafía del Borde Mesozoico en el sector de Tamajón-Pinilla de Jadraque. *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense de Madrid.
- SOPEÑA, A., DOUBINGER, J. y VIRGILI, C. (1974).- El Pérmico inferior de Tamajón, Retiendas, Valdesotos y Tortuero (Borde S. del Sistema Central. *Tecniterrae* n° 1. pp. 8-16.
- SOPEÑA, A., FEYS, R., RAMOS, A. y VIRGILI, C. (1977).- "Estheriatenella" en el Pérmico de Pálmaces de Jadraque. *Cuad. Geol. Ibérica*. n° 4. pp. 11-34.
- SOPEÑA, A., HERNANDO, S., RAMOS, A. y VIRGILI, C. (1977 b).- Pérmico continental en España. *Cuad. Geol. Ibérica*. n° 4. pp. 11-34.
- SOPEÑA, A. (1979).- Estratigrafía del Permico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía (Serie Monografías)*, n° 5. pp. 329.

- SOPEÑA, A. (1980).- Mapas geológicos del borde sureste del Sistema Central en Cartografía del Pérmico Trías del S. Central y Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*. n° 6. pp. 73-95.
- VAUDOUR, J. (1979). *La región de Madrid*, pp 5-390. Ed. Ophrys.
- VERNEUIL, M. y LORIERE, M. (1854).- Aperçu d'un voyage géologique et tableau des altitudes prises en Espagne pendant l' été de 1853. *Bull. Soc. Géol. Fr 2^a serie*, n° 6. pp. 661-711.
- VIRGILI, C., HERNANDO, S., RAMOS, A. y SOPEÑA, A. (1973 a).- Nota previa sobre el pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Acta Geol. Hispánica*. n° 8. pp. 73-80.
- VIRGILI, C., HERNANDO, S., RAMOS, A., y SOPEÑA, A. (1973 b).- La sedimentación permienne du Centre de l' Espagne. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*. n° 15. pp. 109-112.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID