



IGME

173

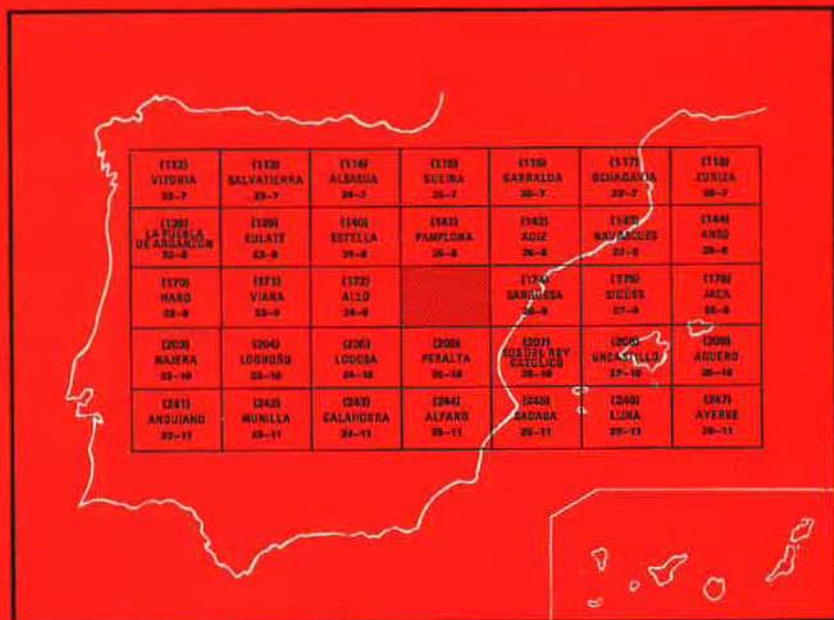
25-09

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TAFALLA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

TAFALLA

Segunda serie - Primera edición

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A., dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía. Secciones estratigráficas y Memoria. A. Hernández (C.G.S.).

Jefe de Equipo.

Cartografía del Cretácico y Terciario marino. J.I. Ramírez (C.G.S.).

Micropaleontología. Cartografía y Memoria: J. Ramírez del Pozo (C.G.S.).

Petrología y Sedimentología de Laboratorio: M.J. Aguilar (C.G.S.).

Cartografía y Secciones estratigráficas previas: C. Puigdefábregas (Dip. Foral de Navarra).

Geomorfología: A. Olivé (C.G.S.).

Secciones estratigráficas previas: J. Solé (Dip. Foral de Navarra).

Estudio de las muestras de roedores: G. Cuenca (Univ. de Zaragoza).

Tectónica: M. Alvaro (C.G.S.).

Dirección y Supervisión: V. Gabaldón (IGME).

La presente memoria ha sido redactada por A. Hernández y J. Ramírez del Pozo, con la colaboración de M.J. Aguilar.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

Depósito Legal: M. 23.815 - 1987

NIPO: 232 - 87 - 007 - 3

Imprime Gráficas Topacio, S.A. Príncipe de Vergara 210 - 28002 Madrid

INTRODUCCION

La hoja de Tafalla ocupa una posición central dentro de la provincia de Navarra.

Desde el punto de vista orográfico se definen dos zonas. La mitad occidental, donde se encuentran los valles de los ríos Arga y Cidacos, se caracteriza por presentar alturas medidas, comprendidas entre los 400 y 600 m y la mitad oriental donde se encuentran las mayores alturas, alcanzándose cotas próximas a los 1.000 m en la esquina NE de la hoja (al N de Iribarri).

La red fluvial está constituida en primer término por los ríos citados anteriormente, Arga y Cidacos, que atraviesan la hoja de Norte a Sur. En segundo término, por una red de barrancos que son generalmente de escaso recorrido, pronunciada pendiente y valle estrecho, los que vierten sus aguas al Cidacos por el Este (Mairaga, Leos, Sansoain, etc.) y de largo recorrido y con valles más amplios los restantes de la hoja (Nequeas, Artajona, Vadalunga, Rentería, etc.). Toda el área es distributaria hidrográficamente de la cuenca del Ebro.

Desde el punto de vista geológico la hoja de Tafalla está situada en el borde Norte de la Depresión del Ebro. Los materiales que la constituyen son de origen continental, de edades comprendidas entre el Oligoceno y el Mio-

ceno, a excepción de los materiales que constituyen la Sierra de Alaiz (borde N de la Hoja) y que comprenden sedimentos marinos del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno.

Desde el punto de vista estructural lo que ha caracterizado a esta zona es su relativa movilidad tectónica que ha ido acompañada de variaciones de cierta importancia en el espesor de las series detríticas. Las estructuras de mayor interés son: al norte la falla inversa de Mendigorriá, el cabalgamiento de Alaiz, y las fallas inversas asociadas a ella; al sur las fallas inversas de Tafalla y de San Martín de Unx. Los materiales afectados por estas estructuras se encuentran intensamente plegados, siendo frecuentes los buzamientos subverticales y localmente los pliegues tumbados (anticlinales de Arroyo Salado y Veracha). El aspecto estructural de estas zonas destaca del que presentan los materiales en el resto de la hoja, donde predominan los pliegues de amplio radio. A este tipo pertenece el sinclinal de Artajona-Olleta que ocupa la zona central del mapa, y que como se explica en el apartado de Tectónica, se encuentra en parte oculto y fosilizado por los sedimentos posteriores de la Unidad de Artajona.

La evolución tectónica global de la zona debe enmarcarse en el contexto de la apertura del golfo de Vizcaya en relación con las fases alpinas que estructuraron la Cadena Pirenaica.

Para la realización de la cartografía y la redacción de la presente Memoria ha sido de gran utilidad la documentación de la Diputación de Navarra cuyo autor es el Dr. Puigdefábregas.

1 ESTRATIGRAFIA

En la estratigrafía de la hoja de Tafalla se diferencian dos grupos sedimentarios diferentes. Por una parte el "complejo marino" de la Sierra de Alaiz, que comprende distintas litofacies de dolomías areniscas y margas, de edades comprendidas entre el Campaniense y el Eoceno superior. Por otra, el "complejo continental", que ocupa el resto de la hoja, está constituido por litofacies de areniscas, conglomerados, limos, margas, yesos y calizas de edades comprendidas entre el Headoniense (Oligoceno) y el Orleaniense (Mioceno inferior).

Dentro del denominado "complejo continental", se han diferenciado a su vez cuatro unidades tectosedimentarias (en el sentido de MEJIAS, A. 1982) separadas unas de otras por discontinuidades sedimentarias. En unos casos éstas son claramente discordancias y en otros sus correlativas paraconformidades, deducibles éstas no a nivel de afloramiento sino por el com-

portamiento regional que presentan los cuerpos sedimentarios considerados a gran escala.

La similitud de facies que presentan en ocasiones unidades muy separadas tanto en el espacio como en el tiempo, da pie a correlacionar como depósitos equivalentes aquellos que no obedecen a un mismo proceso y viceversa.

Con el fin de poder tener un esquema gráfico que ayude a comprender la posición y correlación de las distintas unidades, dentro de cada U.T.S., así como los nombres asignados en zonas próximas a la del área de estudio, se han representado en el cuadro resumen de la Fig. 1. En él queda reflejado que durante el Oligoceno y Mioceno tienen lugar en la zona, una serie de procesos que dan lugar a la diferenciación de cuatro U.T.S. que a su vez se corresponden con una geometría de la cuenca y una distribución de facies dentro de ella característica.

1.1 CRETACICO

Incluimos en este capítulo las unidades cartográficas del Campaniense y Maastrichtiense. No existen trabajos científicos que se ocupen del Cretácico de esta hoja. Regionalmente tienen interés los trabajos de LAMARE (1936) y RAMIREZ DEL POZO (1971).

1.1.1 Margas grises, margas arenosas a techo (1). Campaniense

Afloran en el núcleo de la Sierra de Alaiz, en el borde septentrional de la hoja, al N de Unzué.

Está constituida por una serie de margas grises, localmente rojizas o amarillentas, con capas finas intercaladas de caliza y areniscas. Hacia el techo de la unidad aumenta el contenido en arena y limo en las margas.

Estas alternancias de litologías se disponen en secuencias de gradación inversa, que empiezan por margas arcillosas y terminan con areniscas, en ocasiones de grano grueso. Con frecuencia, y sobre todo a techo de la unidad, las areniscas se encuentran muy bioturbadas, lo que ha hecho que se borren las estructuras sedimentarias originales de la roca. En algunos bancos las areniscas presentan estratificación cruzada, y en ocasiones contienen abundantes restos de conchas de Gasterópodos, fragmentos de Corales, Briozoos, Pectínidos, Gryphacea, etc. La potencia de esta unidad, aunque incompleta por su base, es de unos 400 m.

Al microscopio los niveles detríticos se presentan como areniscas de grano fino a limolitas y limolitas calcáreas, y los niveles carbonatados como

EDAD		UTS	ALLO (172)	TAFALLA (173)	SANGUESA (174)	PERALTA (206)
MIOCENO	ORLEANIENSE-ASTARACIENSE	4	Margas de Miranda Arcillas de Olite Arenisc. de Artajona Conglom. Montejurra	Arcillas de Olite Arenisc. de Artajona Conglom. de Olleta	Arenisca de Ujué Arenisc. de Artajona Conglom. de Gallipienzo	Arenisca de Ujué Calizas de Portillo Margas de Miranda Arcillas de Olite Arenisc. de Artajona
	AGENIENSE	3	Yesos de los Arcos Margas de Lerín Margas de Larraga Arenisc. de Allo Arenisc. de Leoz Conglom. de Muniain	Yesos de los Arcos Margas de Larraga Arenisc. de Allo Arenisc. de Leoz Arenisc. de Rocafort	Arenisc. de Allo Arenisc. de Leoz Margas de Sangüesa Arenisc. de Rocafort	Yesos de los Arcos Margas de Larraga
OLIGOCENO	ARVERNIENSE	2	Yesos de Desojo	Yesos de Desojo	Margas y Cal. Eslava	Yesos de Desojo-Falces
	SUEVIENSE		Margas de Mués Arenisc. de Mués	Margas de Mués Arenisc. de Mués	Areniscas y margas de Javier	Margas de Mués
	HEADONIENSE	1	Yesos de Añorbe	Yesos de Añorbe	Arenisca. de Liedena	

Fig. 1.— Cuadro de la posición estratigráfica de las distintas unidades y su relación con las existentes en las hojas próximas.

(grainstones) y calizas microcristalinas a veces limolíticas.

Atribuimos esta unidad a ambientes de plataforma mixta terrígeno-carbonatada.

Se ha clasificado la siguiente microfauna: *Siderolites vidali* DOUV., *Orbitoides (Monolepidorbis) tissoti* SCHLUMB., *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Montsechiana martignae* AUBERT, COUSTAU y GENDROT., *Cibicidoides voltziana* (d'ORB.), *Marginalina trilobata* d'Orb., *Neoflabellina rugosa* (d'ORB.), *Goupillaudina daquini* MARIE., *Pseudovalvulineria monterelensis* (MARIE) y *Lituola irregularis* ROEMER. Esta asociación es típica del Campaniense superior. Las especies planctónicas y los Lagénidos están presentes en los términos inferiores del tramo, preferentemente en niveles margosos, mientras que los macroforaminíferos predominan en la parte superior, lo que indica que se trata de una macrosecuencia hacia arriba.

1.1.2 Arenas y arenas conglomeráticas, con bancos dolomíticos a techo (2). Maastrichtiense

Afloran en la misma zona que la unidad descrita en el apartado anterior.

Está constituida por dos tramos. El inferior formado por arenas de tonos amarillentos, con niveles microconglomeráticos y conglomeráticos, con cantos bien rodados de cuarzo. Existen en algunos niveles concreciones ferruginosas. El tramo superior, de naturaleza fundamentalmente carbonatada, está formada por una alternancia de dolomías arenosas, margas de tonos grises, rojizas y amarillentas y areniscas. Las capas de dolomías contienen gran cantidad de Orbitoides. La potencia de ambos tramos es del orden de los 300 m.

Al microscopio los niveles detríticos corresponden a areniscas de grano fino como cemento calcáreo, con granos de cuarzo bien clasificados y restos de fósiles alargados, totalmente recristalizados. Los niveles carbonatados corresponden a dolomías de grano grueso con restos recristalizados de Orbitoides (*Orbitoides media* (d'ARCH), *Lepidorbitoides*) así como fragmentos de *Lithothamnium*.

La calidad de los afloramientos y su pequeña extensión no permiten un reconocimiento detallado desde el punto de vista sedimentológico, por lo que atribuimos esta unidad a un depósito litoral poco profundo sin más precisión. Es muy posible que el depósito haya estado sometido a la acción de mareas, aunque no se ha observado ninguna prueba concluyente de ello.

1.2 Terciario Marino y de Transición

Se incluyen en este capítulo las unidades cartográficas del Paleoceno y Eoceno que afloran en la Sierra de Alaiz. Entre los antecedentes mencionaremos el trabajo de MANGIN (1959-60).

1.2.1 Margas rojas (Facies Garumniense), con intercalaciones dolomíticas. A techo calizas marinas (3). Paleoceno

Esta unidad aflora concordantemente sobre la descrita en el apartado anterior, e igualmente que ella aflora únicamente en la Sierra de Alaiz.

Está constituida, en la parte inferior, por un tramo de margas de tonos abigarrados con intercalaciones de calizas travertínicas, bancos dolomíticos y areniscas. La potencia medida es de 50 m siendo la calidad de los afloramientos en general muy baja. Este tramo heterolítico corresponde a la Facies Garumniense.

El tramo superior está formado por 25 m de calizas arenosas con restos algales.

Al Microscopio las dolomías del tramo inferior corresponden a microdolomías arenosas, con granos de cuarzo bien clasificados y redondeados. Las calizas del tramo superior son biomicríticas con Algas Rodofíceas.

La parte inferior de la unidad se ha interpretado como depósitos transicionales marino-continentales, y la parte superior como depósitos de plataforma carbonatada somera, de ambiente restringido, y en parte arrecifales. En el tramo inferior se han clasificado los siguientes microfósiles: "*Microcodium*", *Rotalia* cf. *trochidiformis* LAM., grandes *Ataxophragmiidos* y *Miliólidos*.

Las calizas superiores contienen *Planorbulina antiqua* MANGIN, *Rotalia* cf. *trochidiformis* LAM., *Anomalina* sp. grandes *Ataxophragmiidos*, *Miliólidos*, *Distichoplax biserialis* (DIETRICH), *Lithothamnium*, Algas Solenopráceas, Políperos, Briozoos.

Esta asociación es típica del Paleoceno (Montiense-Thaneiense).

1.2.2 Calizas y calizas bioclásticas con Nummulites y Alveolinas (4). Luteiense

Afloran en la Sierra de Alaiz donde constituyen los relieves más elevados.

La unidad se apoya mediante discordancia sobre el tramo de calizas de la unidad descrita en el apartado anterior. Está constituido por una sucesión de unos 130 m de potencia, muy homogénea, de bancos gruesos de calizas

bioclásticas (*grainstones*) con gran contenido de Alveolinas y Nummulites. Los términos inferiores son más tableados mientras que en el resto de la serie los bancos son masivos o estratificados en capas más gruesas.

Su disposición ha tenido lugar en una plataforma bioclástica de cierta extensión.

En la parte inferior son biosparitas con algunos intraclastos, conteniendo *Alveolina frumentiformis* SCHWAG, *Alveolina* cf. *stipes* HOTTINGER, *Nummulites* cf. *uranensis* DE LA HARPE, *Nummulites* cf. *laevigatus* (BRUG.), *Orbitolites complanatus*, *Eurupertia magna* (LE CALVEZ), junto a Miliólidos (*Quinqueloculina*, *Biloculina*, *Triloculina*), *Gypsina*, *Cibicides* y *Rotalia*. Esta asociación indica una edad Luteciense inferior.

En el resto de la serie son calcarenitas (biomicritas) muy intensamente recristalizadas (recristalización probablemente por fracturación) con *Nummulites* cf. *aturicos* JOLY y LEYM., *Discocyclus nummulitica* (GUMBEL), *Fabiania cassis* (OPPENH), *Eurupertia magna* (LE CALVEZ), *Gypsina*, *Rotalia*, *Cibicides*, *Lithophyllum* y *Lithothamnium* que es una asociación del Luteciense superior.

En los afloramientos de esta unidad más próximos a la localidad de Unzué, se sitúan adosados a los bancos de caliza unos depósitos de aspecto brechoide constituidos por cantos de la misma naturaleza, de tamaño muy variado. Las dimensiones del afloramiento son pequeñas, no pasando de los 100 m de longitud por unos 30 de potencia. No se han diferenciado en la cartografía y se han asociado a una brecha originada por el frente del cabalgamiento de Alaiz, sin embargo no se descarta que su origen fuese sedimentario, correspondiendo a un depósito construido a costa de los materiales que forman la Sierra de Alaiz.

1.3 TERCIARIO CONTINENTAL

Durante el Eoceno superior (Priabonense) se producen una serie de fenómenos tectónicos de índole regional que invierten el carácter sedimentario de la cuenca en esta zona. Así, se inicia un nuevo ciclo sedimentario de carácter continental, que va a sufrir una serie de modificaciones durante el Oligoceno y parte del Mioceno. Estas modificaciones quedan reflejadas en la cuenca en una serie de discordancias y sus relativas parconformidades. Estas nos han permitido definir 4 unidades tectosedimentarias (U.T.S.) que se corresponden con una geometría de la cuenca y una distribución de facies dentro de ella característica (Fig. 2, 3 y 4).

1.3.1 Headoniense. Unidades litológicas de la 1ª U.T.S.

Las unidades de la 1ª U.T.S. afloran de forma muy incompleta en diversos puntos de la región, generalmente asociados a fracturas de importancia regional.

El estilo de estos afloramientos, reducidos a pequeñas superficies muy separadas unas de otras, en ocasiones por decenas de kilómetros, dificulta la interpretación sedimentológica del conjunto así como su representación espacial.

1.3.1.1 Yesos (*Y. de Añorbe*) (5). *Headoniense*

Afloran en la esquina noroccidental de la hoja, donde constituyen el núcleo del anticlinal de Añorbe. Se desconoce en esta zona su relación con las unidades precedentes, con las que nunca se encuentra en contacto. Corresponden a los Yesos de Puente de la Reina y Mués (RIBA y PEREZ MATEOS, 1962) y Yesos de Añorbe (PUIGDEFABREGAS, 1972).

En toda el área que ocupa y hasta su límite sur que queda determinado por la falla inversa de Mendigorria esta unidad está afectada por frecuentes pliegues de dirección E-O, aumentando la importancia de las estructuras y el buzamiento de las capas hacia el Sur. Así, en las proximidades de la citada falla inversa las capas de yeso se encuentran verticalizadas, e incluso con buzamientos invertidos, a la vez que afectadas por pliegues tumbados. Esta estructuración tan importante contrasta con la que presentan el resto de las unidades continentales próximas, y se ha producido como consecuencia de la gran movilidad de los materiales que la forman.

Está constituida la unidad por bancos de yesos blanquecinos de aspecto masivo, a veces nodulosos, con intercalaciones de margas yesíferas de tonos grises y verdosos. Por datos obtenidos de dos sondeos realizados en lugares próximos, se ha comprobado la existencia de halita en el núcleo del anticlinal. Se desconoce la potencia total del tramo, ya que no existe ningún punto en que aflore la base de la unidad. La potencia estimada es de 300 m.

Desde el punto de vista sedimentológico se interpretan estos materiales como depositados en un ambiente lacustre evaporítico.

Su atribución cronológica se ha efectuado en base a su posición con respecto al conjunto de la serie.

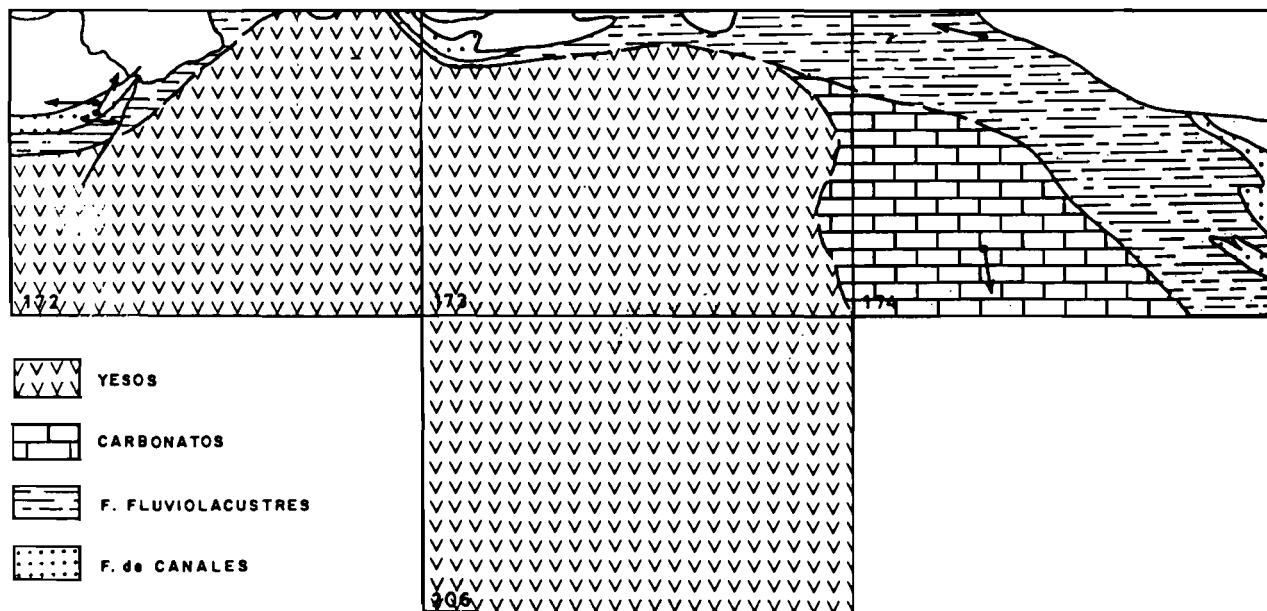


Fig. 2.— Distribución de las facies durante la 2ª UTS

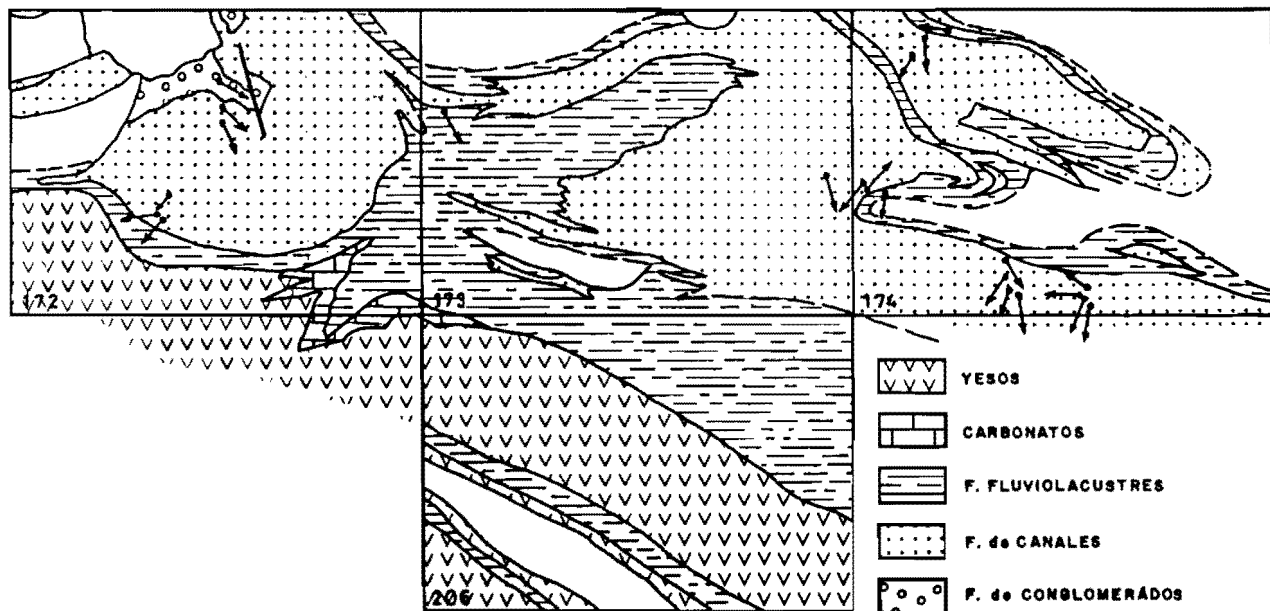


Fig. 3.— Distribución de las facies durante la 3ª UTS

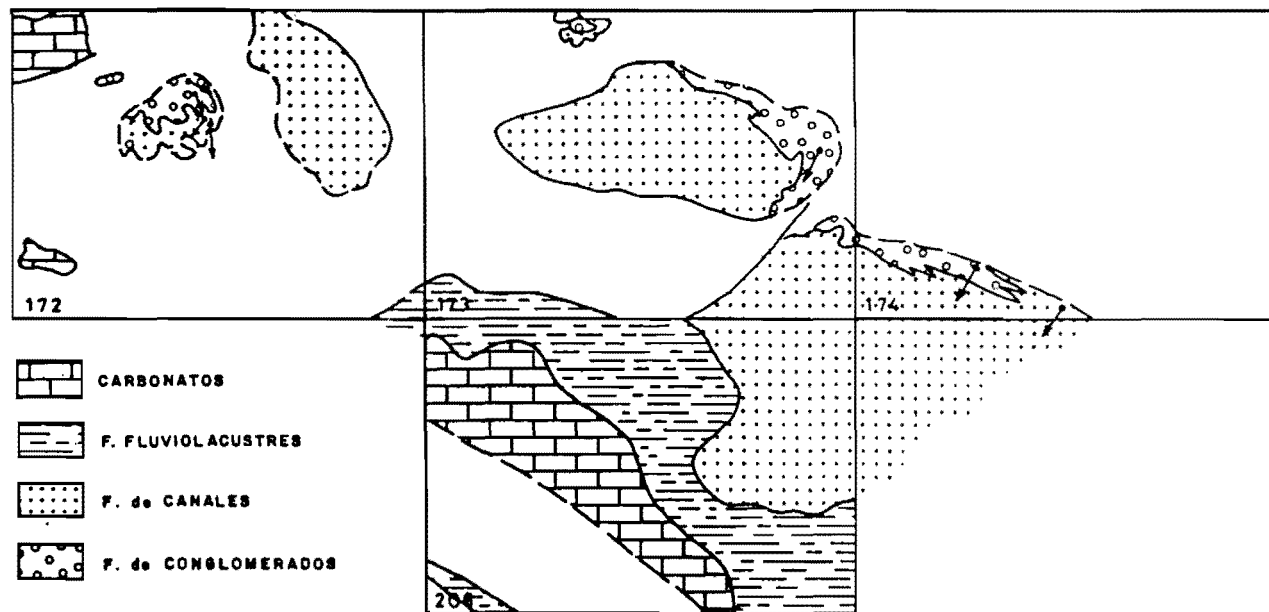


Fig. 4.— Distribución de las facies durante la 4ª UTS

1.3.2 Headoniense – Sueviense – Arverniense. Unidades litológicas de la 2ª U.T.S.

Como puede observarse en la Fig. 2, durante la 2ª U.T.S. se estarían depositando en el borde septentrional de la hoja de Tafalla los materiales de origen fluvial (6) y fluviolacustre (7), mientras que en el resto se depositarían las facies evaporíticas (8).

Han sido reconocidas con detalle en las columnas de Mendigorria (02), San Juan (03) y Artajona (04).

Un detallado estudio sobre las litofacies y procesos sedimentarios de estas unidades fue realizado por SOLE SEDO en las vecinas hojas de Allo (172) y Viana (171).

1.3.2.1 Areniscas rojas (Mués) (6). Headoniense – Sueviense

Está constituido por una alternancia de areniscas y limos, con intercalaciones arcillosas, que destacan en el paisaje por el color rojo intenso del conjunto. Las capas de arenisca no sobrepasan los 2 m de potencia siendo característico de este tramo la continuidad lateral de estos bancos. RIBA y PEREZ MATEOS (1962), las llamaron "Aréniscas tigreadas de Mués".

Su relación con otras unidades cartográficas es la siguiente:

- La parte inferior de este miembro pasa lateralmente a la unidad Arcillas, margas y areniscas de Mués (7) por la disminución progresiva hacia el E. y S. del contenido en arena. Así, en las proximidades de Añorbe esta segunda unidad sustituye totalmente a la primera.

- La parte superior de este miembro se indenta, al NE, de Mendigorria, con los yesos de la unidad (8).

La potencia de este tramo dentro de la hoja varía entre 0 y 700 m, alcanzando sus máximos espesores en la esquina NO de la misma (Corte de Cirauqui, en la vecina hoja de Allo).

Los materiales de esta unidad son principalmente las areniscas, que alternan con limos margosos y margas de tonos rojizos, amarillentos y grises, y localmente limos carbonatados grises.

Las areniscas son generalmente de grano medio a grueso, a veces con pequeñas gravillas, en la base de los canales. Las capas de menor potencia presentan laminaciones debidas a *ripples*, rara vez laminación paralela. Suelen estar bioturbadas, de moderada a elevada, habiendo borrado en ocasiones las estructuras primarias. Las capas de mayor potencia llegan a veces a alcanzar 6 m de potencia, por amalgamación de canales, aunque las más frecuentes oscilan entre 1 y 3 m.

Estos materiales se disponen formando secuencias granodecrecientes (*fining-upwards*) de unos 10 a 30 m de potencia formados en la base por un cuerpo arenoso, con la base canalizada y estructuras de barras y canales, superficies de acreción lateral, *ripples*, etc. Suelen estar bioturbados y son frecuentes las inclusiones de cantos blandos y restos vegetales.

Estos materiales se describen como depósitos de meandros producidos por canales no muy profundos. Representan el paso de unos depósitos formados en un ambiente fluvial de gran energía, con cursos de agua anastomosados y regímenes de *sheet-flood*, con presencia de abanicos aluviales, a unos depósitos de régimen fluvial meandriforme de energía decreciente.

Se atribuye la edad al Headoviense – Sueviense por posición estratigráfica.

1.3.2.2. Arcillas, margas y areniscas rojas, localmente con niveles de yeso. Headoniense-Arverniense

Esta unidad de carácter heterolítico procede en parte de la unidad descrita anteriormente, de la que es equivalente distal hacia el E, y a la que sustituye totalmente en la zona de Añorbe. Sin embargo hacia el Oeste (Corte de Cirauqui, hoja de Allo), se sitúa por encima de ella.

Está formada por margas grises y violáceas, con capas centimétricas de areniscas, limos carbonatados y calizas grises. Hacia el E y en las proximidades de Tirapu, se intercalan margas yesíferas verdes y niveles de yeso blanquecino.

La potencia máxima medida es de 950 m en Mendigorriá.

Las areniscas suelen presentar laminación paralela y *ripples* de corriente, siendo la bioturbación de moderada a elevada, siendo ésta más frecuente en la parte superior de la unidad. También se encuentra en estos materiales costras y huellas de retracción (*mud-cracks*).

Las características sedimentarias mencionadas indican para estas zonas distales y de llanura lutítica, el predominio de la deposición de lutitas, a menudo como resultado de inundaciones generalizadas originadas por fenómenos de arroyada en manto (*sheet-floods*), aunque coexistiendo con esporádicos flujos canalizados. En estas zonas se formarían esporádicamente charcas efímeras con depósitos de carbonatos. Estas zonas conectarían lateralmente con áreas lacustres situadas más al interior.

Las areniscas estudiadas son litarenitas, de granos subangulosos a subangulosos-subredondeados de clastos silíceos y carbonatados, estos últimos en mayor proporción, con textura de esqueleto denso, con contactos tangencia-

les y apretados y marcada orientación paralela de los granos, cementados por carbonatos más o menos sucios e impregnados de $OxFe$, haciéndose difícil la distinción cuantitativa entre cemento y clastos. Por el grado de compacidad del esqueleto se estima que la proporción de cemento varía entre 20 y 30% del total de la roca. El porcentaje de siliciclastos se distribuye en: 20-30% de cuarzo, 0-5% de feldespato, 5-10% de clastos de sílex, 0-10% de fragmentos de cuarcitas, esquistos y pizarras, y 0-10% de granos ferruginosos. Los clastos carbonáticos corresponden a fragmentos de calizas y fragmentos de bioclastos. Su porcentaje varía entre el 25 y 50% del total de la roca.

No se observa una variación significativa respecto a la composición de las areniscas de otras unidades litológicas.

Ante la ausencia de datos paleontológicos, la atribución cronológica de la unidad se ha hecho por posición estratigráfica.

1.3.2.3 Yesos (*Unidad Yesos de Desojo*) (8). *Sueviense-Arverniense*

Esta unidad cartográfica se la conoce regionalmente con los nombres de Yesos de Desojo (RIBA, 1964) y Yesos de Falces (CASTIELLA, 1973; PUIGDEFABREGAS, 1972 y BEROIZ, 1972).

Aflora en dos franjas de dirección E-O; la más septentrional está situada al N de Mendigorria donde presenta fuertes buzamientos hacia el Sur ($70-80^\circ$); la más meridional se extiende desde las proximidades de Lárraga hasta el Este de Tafalla. En esta última zona presenta una estructuración tectónica semejante a las que presenta la unidad (5) en la zona de Añorbe, y que está caracterizada por la existencia de fallas inversas y anticlinales apretados y tumbados.

Está formada por una alternancia de bancos de yesos blanquecinos y negruzcos y tramos grises y verdosos. Los bancos oscilan entre pocos centímetros y 25 m aproximadamente. En detalle estos bancos están formados por capas alternantes de yeso alabastrino blanquecino de tipo microlenticular, con aspecto externo masivo, y yesos laminados negruzcos. Estos últimos presentan litofacies de yeso primario laminado, estando constituidas las láminas por acumulaciones de lensoides de pequeño tamaño, que pueden disponerse paralelos a la estratificación o no. El material encajante de los cristales lenticulares suele ser margas. Intercaladas entre las láminas y estratos delgados se observan en ocasiones finas hiladas de carbonatos amarillentos constituidos por acumulaciones algales.

La potencia media de la unidad en esta zona oscila entre 0 y 400 m. En la Fig. 5 se ha representado las isopacas de este tramo en la región.

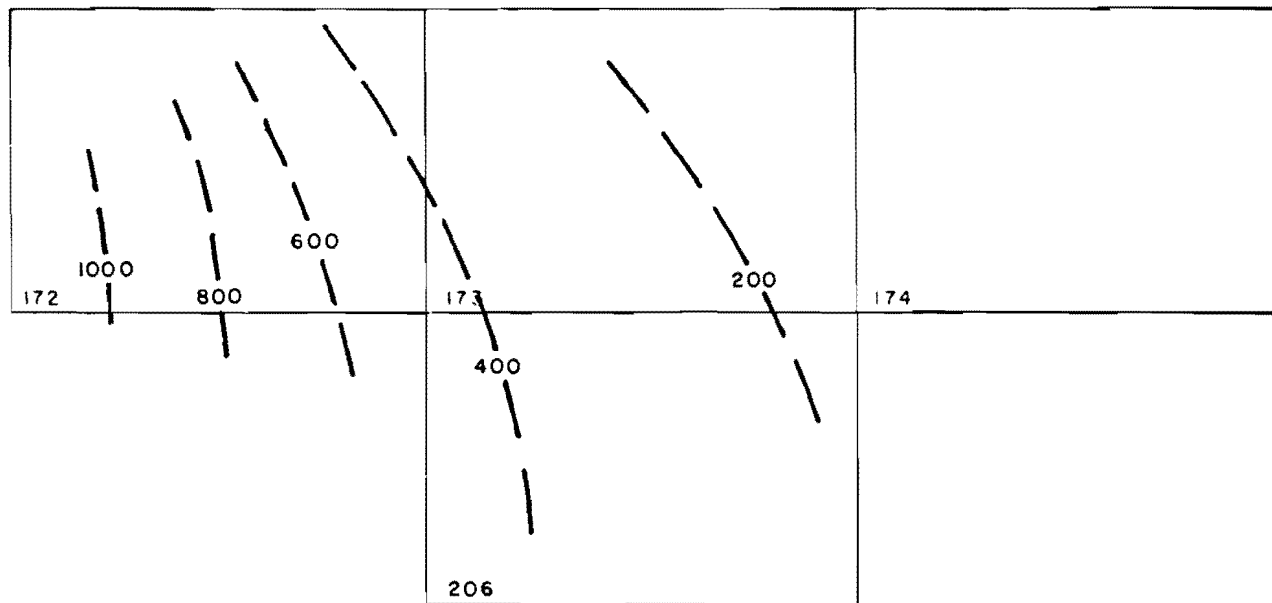


Fig. 5 Mapa de isopacas de la unidad de yesos de desajo.

Las características sedimentológicas de los materiales de esta unidad hace pensar en que se depositaron en un medio lacustre de elevada salinidad. La sedimentación de las evaporitas fue subacuática.

La unidad Yesos de Desajo pasa lateralmente a facies carbonatadas (hoja de Sangüesa 174) de origen lacustre lo que indicaría diferentes tipos de depósitos para un mismo lago o episodio lacustre (Fig. 2).

1.3.3 Arverniense-Ageniense. Unidades litológicas de la 3ª U.T.S.

La distribución regional de las unidades de la 3ª U.T.S. están representadas en la Fig. 3. Las facies detríticas se extienden por la mayor parte de la superficie de las hojas de Allo (172), Tafalla (173) y Sangüesa (174), mientras que las facies lacustres se distribuyen por la zona Sur de la hoja de Allo y por la mayor parte de la de Peralta (206). Estas últimas no están representadas en la hoja de Tafalla, donde por el contrario las facies detríticas tienen un gran desarrollo.

En la Fig. 6 se ha representado las variaciones de potencia de la suma de espesores de las distintas unidades detríticas de la 3ª U.T.S. No se ha podido hacer individualizadamente para cada unidad esta figura se observa que el depocentro está situado en la mitad occidental de la hoja de Sangüesa, con 3.400 m de potencia, disminuyendo paulatinamente hacia el SO a la vez que son sustituidas por las unidades lacustres del mismo período considerado (U. de Los Arcos, U. de Lerín, etc.) que no afloran en la hoja.

1.3.3.1 Areniscas, limos y arcillas (*Areniscas de Rocaforte. (9) Arverniense*)

Dentro de la hoja de Tafalla esta unidad aflora solamente en la esquina NE donde constituye el primer episodio detrítico de la 3ª U.T.S. Sin embargo, en la hoja de Sangüesa, está bien representada aflorando la zona Norte de Aibar donde forman los relieves de la Sierra de Izco, y por la zona de Sangüesa donde se acuñan repetidas veces dentro de la unidad de Larraga a la que pasan, por cambio lateral de facies.

En la columna de Sabaiza de la vecina hoja de Sangüesa se ha reconocido en dos tramos de 400 y 900 m. Esta unidad pierde potencia rápidamente hacia el Sur, de manera que en la columna de Gallipienzo no aflora, siendo sustituida totalmente por la unidad de Sangüesa de características fluviolacustres.

En la columna citada anteriormente el tramo inferior de 400 m de potencia está constituido por una alternancia de areniscas, limos y arcillas, de colores amarillentos y localmente rojizos. Las areniscas son de grano

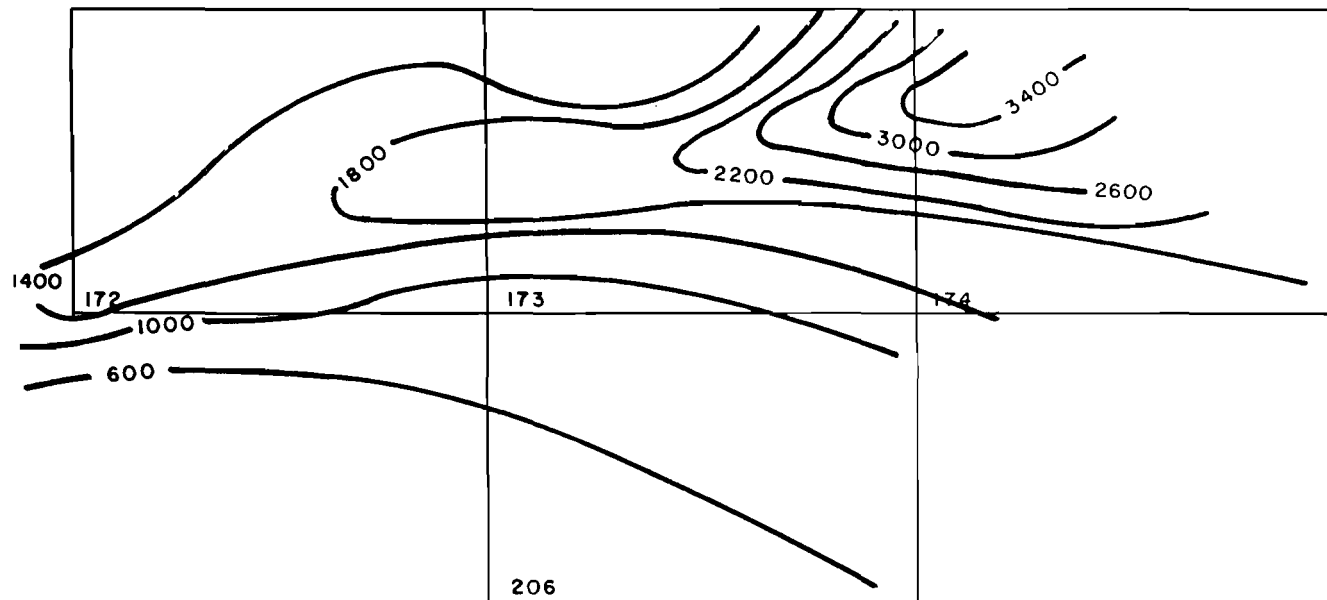


Fig. 6.- Mapa de isopacas de las unidades detríticas de la 3ª UTS (U. Rocaforte+ U. de Sangüesa+ U. de Leoz+ U. de Allo+ U. de Lárraga)

medio y fino, generalmente bioturbadas, distribuidas en capas o bien de forma canalizada, de 1 a 1,5 m de potencia, con estructuras de acreción lateral, y a techo *ripples*, normalmente lingüoides, o bien en capas de menor potencia y tamaño de grano también menor, que suelen presentar laminación de *ripples* y bioturbación moderada.

Estos materiales se interpretan como sedimentos depositados por corrientes divagantes que invaden una llanura lutítica.

En el tramo superior de 900 m de potencia, los materiales están formados por areniscas y limos en igual proporción. Las primeras son de grano grueso a muy grueso, mal seleccionados, a veces microconglomeráticas. Las capas, cuyo espesor alcanza en ocasiones los 5 m (por amalgamación de canales), tienen una extensión lateral hectométrica, dando un aspecto tabular a las mismas.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son: bases erosivas, cantos blandos dispersos en la masa arenosa o concentrados en la base del canal, estratificaciones cruzadas en surco y planar *ripples*, por lo general lingüoides y bioturbación de moderada a intensa. En los niveles fangosos, a veces se conservan las huellas de raíces en posición de vida. Los niveles arenosos de grano fino, suelen presentar laminación paralela y *ripples*, con bioturbación de baja a moderada.

Estos materiales definen secuencias granodecrecientes (*fining-upward*), de uno a 15 m de potencia, aunque generalmente se encuentra incompletas, constituidas por un cuerpo arenoso que presenta la base erosiva y estructuras tractivas de alta energía, por encima un nivel de potencia variable con laminación cruzada debido a *ripples* o paralela, y a techo de la secuencia un tramo fangoso.

Las características expuestas indican que la sedimentación se produciría por flujos acuosos canalizados, con fases erosivas debidas a episodios tractivos distintos y que producen el amalgamiento de canales, alternando con coladas de fango esporádicas.

Las areniscas estudiadas son litarenitas, de granos subangulosos a subredondeados de clastos silíceos y carbonatados, estos últimos en mayor proporción, con textura de esqueleto densa, con contactos tangenciales y apretados y marcada orientación paralela de los granos, cementados por carbonatos más o menos sucios e impregnados de $OxFe$, haciéndose difícil la distinción cuantitativa entre cemento y clastos. Por el grado de compacidad del esqueleto se estima que la proporción de cemento varía entre 20 y 30% del total de la roca. El porcentaje de siliciclastos se distribuye en: 20-30% de cuarzo, 0-5% de feldespatos, 5-10% de clastos de sílex, 0-10% de fragmentos de cuarcitas, esquistos y pizarras, y 0-10% de granos ferruginosos. Los clas-

tos carbonáticos corresponden a bioclastos. Su porcentaje varía entre el 25 y 50% del total de la roca.

No se observa una variación significativa respecto a la composición de las areniscas de otras unidades litológicas.

1.3.3.2 Arcillas con canales dispersos (U. de Leoz). (10). Arverniense

La unidad de Leoz aflora en la mitad nororiental de la hoja de Tafalla donde se indenta con las unidades de Allo (11) y de Larraga (12) con las que comparte ciertos aspectos litológicos. Por ello las potencias medidas en cada zona son muy variables.

Ha sido estudiada con detalle en la columna de Sabaiza, dentro de la hoja de Sangüesa donde presenta un espesor de 500 m.

Está constituida por una alternancia de areniscas y margas amarillentas y rojizas, siendo característico el progresivo aumento de la fracción arenosa hacia el techo de la unidad. Las areniscas, por lo general de grano medio, a excepción de los afloramientos situados en la zona Norte donde son de grano grueso, a veces microconglomeráticas, se distribuyen en canales de 1 a 3 m de potencia y con una extensión lateral decamétrica.

Forman secuencias granodecrecientes (*fining-upward*) de unos 7 a 12 m de potencia, formadas en la base por un cuerpo arenoso, que presenta la base erosiva y estructuras tractivas. Hacia el techo del banco arenoso, el tamaño del grano se hace menor y predominan las laminaciones cruzadas de pequeña escala y la laminación paralela. Encima se sitúa un tramo margoso, que puede finalizar en un nivel carbonatado, que se interpreta como de origen edáfico.

El ambiente de depósito de este conjunto corresponde a medios fluviales relacionados con abanicos aluviales, abarcando desde sistemas *braided* en la zona Norte hasta cursos meandriformes en la zona Sur.

Las areniscas estudiadas son litarenitas, de granos subangulosos a subangulosos-subredondeados de clastos silíceos y carbonatados, estos últimos en mayor proporción, con textura de esqueleto densa, con contactos tangenciales y apretados y marcada orientación paralela de los granos, cementados por carbonatos más o menos sucios e impregnados de $OxFe$, haciéndose difícil la distinción cuantitativa entre cemento y clastos. Por el grado de compacidad del esqueleto se estima que la proporción de cemento varía entre 20 y 30% de total de la roca. El porcentaje de siliciclastos se distribuye en: 20-30% de cuarzo, 0-5% de feldespatos, 5-10% de clastos de sílex, 0-10% de fragmentos de cuarcitas, esquistos y pizarras, y 0-10% de granos ferruginosos. Los clastos carbonáticos corresponden a fragmentos de calizas y frag-

mentos de bioclastos. Su porcentaje varía entre el 25 y 50% del total de la roca.

No se observa una variación significativa respecto a la composición de las areniscas de otras unidades litológicas.

La edad se ha atribuido por su posición estratigráfica.

1.3.3.3 *Areniscas en capas extensas, limos y arcillas (U. de Allo) (11). Arveniense-Ageniense*

La unidad de Allo aflora en numerosos puntos de la hoja, en la mayor parte de ellos rellenando el sinclinal de Artajona-Olleta. En la esquina SE forma parte de una franja que se extiende hasta Sos del Rey Católico (hoja de Sangüesa), constituyendo la vertiente septentrional de la Sierra de S. Pedro.

Se ha reconocido con cierto detalle en las columnas de Artajona 04, San Juan 03, Tafalla 05, Zabalza-06, Lerga-Olleta-07 y Moncayuelo 08., donde afloran con potencias que oscilan entre los 200 y 1.200 m.

Está constituida por una alternancia de areniscas, limos y arcillas de tonos amarillentos y rojizos. Las areniscas se disponen en capas de hasta 6 m de potencia de aspecto externo tabular con continuidad lateral hectométrica. En detalle estas capas están formadas por la incisión de varios canales amalgamados procedentes de varias fases erosivas, y que presentan individualmente estructuras tractivas del tipo de estratificaciones cruzadas de surco y planar, con cantos blandos dispersos en la masa arenosa y a veces concentrados en la base de los canales, y *ripples* en el techo de los bancos arenosos. En estas secuencias el tramo lutítico superior suele faltar por erosión. Las areniscas suelen ser de grano grueso, a veces microconglomeráticas, aunque también se presentan areniscas de grano fino en capas decimétricas con estructura interna de *ripples* y con bioturbación de baja a moderada.

Las características expuestas indican que la sedimentación se produciría por flujos acuosos canalizados, con fases erosivas debidas a episodios tractivos distintos y que producen el amalgamiento de canales, alternando con coladas de fango esporádicas.

Las areniscas estudiadas son litarenitas de granos subangulosos a subangulosos-subredondeados de clastos silíceos y carbonatados, estos últimos en mayor proporción, con textura de esqueleto denso, con contactos tangenciales y apretados y marcada orientación paralela de los granos, cementados por carbonatos más o menos sucios e impregnados de $OxFe$, haciéndose difícil la distinción cuantitativa entre cemento y clastos. Por el grado de compacidad del esqueleto se estima que la proporción de cemento varía entre 20 y 30% del total de la roca. El porcentaje de siliciclastos se distribu-

ye en: 20-30% de cuarzo 0-5% de feldespato, 5-10% de clastos de sílex, 0-10% de fragmentos de cuarcitas, esquistos y pizarras, y 0-10% de granos ferruginosos. Los clastos carbonáticos corresponden a fragmentos de calizas y fragmentos de bioclastos. Su porcentaje varía entre el 25 y 50% del total de la roca.

No se observa una variación significativa respecto a la composición de las areniscas de otras unidades litológicas.

1.3.3.4 *Arcillas y niveles de arenisca, localmente capas de calizas (Larraga). (12). Arverniense – Ageniense*

Tiene su mayor desarrollo en el cuadrante SO de la hoja, ocupando parte del extremo occidental del sinclinal de Artajona-Olleta.

Lateralmente pasa a las unidades (10) y (11) por un aumento progresivo de la fracción arena.

Está constituida por arcillas y limos de tonalidades dominantes amarillentas y rojizas, con capas intercaladas de areniscas de grano fino, cuya potencia no sobrepasa los 30 cm. Localmente pueden encontrarse niveles de calizas grises muy limosas, así como capas de yeso.

Las estructuras sedimentarias no son muy abundantes en los tramos inferiores, donde se reducen a ripples en las areniscas. En las zonas intermedias hay estructuras que implican una mayor energía como estratificaciones cruzadas de surco y planar, en algunas capas se observa grano selección positiva y bioturbación de baja a moderada, aunque siguen siendo las laminaciones cruzadas las más abundantes. En la parte superior del tramo fundamentalmente hacia el Sur y en la hoja de Peralta además de estas estructuras se encuentran *mud-cracks*, costras, y pisadas de vertebrados inclasificables. En ocasiones las lutitas presentan horizontes de nódulos carbonatados, a veces muy apretados, de origen edáfico.

Las características sedimentológicas mencionadas indican, para estas zonas distales y de llanura lutítica, el predominio de la deposición de lutitas, a menudo como resultado de inundaciones generalizadas originadas por fenómenos de arroyada en manto (*sheet-floods*) aunque coexistiendo con esporádicos flujos canalizados. En estas zonas se formarían esporádicamente charcas efímeras con depósitos de carbonatos y evaporitas. Estas zonas conectarían lateralmente con áreas lacustres situadas más al interior.

1.3.4 **Orleaniense—Astaraciense. Unidades litológicas de la 4ª U.T.S.**

La distribución regional de las unidades de la 4ª U.T.S. está representa-

da en la Fig. 4. En la hoja de Tafalla predominan las facies conglomeráticas (U. de Gallipienzo) y de canales (U. de Artajona) quedando las unidades fluviolacustres y lacustres restringidas al sector suroccidental.

Debido a que estas unidades detríticas presentan frecuentes cambios laterales de facies entre ellas, no ha sido posible la representación aislada, en un mapa de isopacas. En la Fig. 7 se ha representado las variaciones de espesores del conjunto de las unidades detríticas de la 4ª U.T.S. En ella se observa cómo se produce una disminución de potencias en sentido SO., que coincide con un aumento de espesores de las unidades de centro de cuenca, durante el mismo período considerado Fig. 8.

Es importante destacar los estudios regionales y de detalle realizados por PUIGDEFABREGAS (1973 y 1975) en las facies detríticas de este grupo.

1.3.4.1 *Conglomerados y areniscas (U. de Gallipienzo) (13). Orleaniense-Astaraciense*

Se han distinguido tres zonas principales de afloramiento de unidades conglomeráticas y arenosas de borde cuenca. La de mayor superficie se extiende entre las localidades de Solchaga y Olleta, donde alcanza una potencia máxima de 250 a 300 m. Otro afloramiento está situado en la esquina SE y continúa en la hoja de Sangüesa donde, en la localidad de Gallipienzo, puede observarse claramente cómo las capas de conglomerados forman una discordancia progresiva sobre los materiales de la unidad (11). Por último en Añorbe se encuentra un pequeño afloramiento discordante sobre los yesos que constituye el núcleo anticlinal de Añorbe.

Lateralmente y en dirección S y SO pasa a las facies arenosas de la unidad (14).

Está constituida por conglomerados como litología dominante alternando con capas de arenisca y limolitas rojas. Los conglomerados son masivos, aunque localmente se observan estratificaciones cruzadas de gran escala y cicatrices erosivas, que a menudo corresponden a varios niveles menores amalgamados. Están formados por cantos de hasta 25 cm de diámetro máximo, heterométricos, redondeados y de composición dominante caliza y arenisca. Las areniscas por lo general de grano grueso y microconglomeráticas, presentan estructuras de estratificación cruzada de surco y planar, y laminación paralela. En la parte superior del tramo es frecuente la bioturbación de baja a moderada, y localmente caliches.

Estos materiales se distribuyen en secuencias cuyo orden de potencias oscilan entre 3 y 8 m.

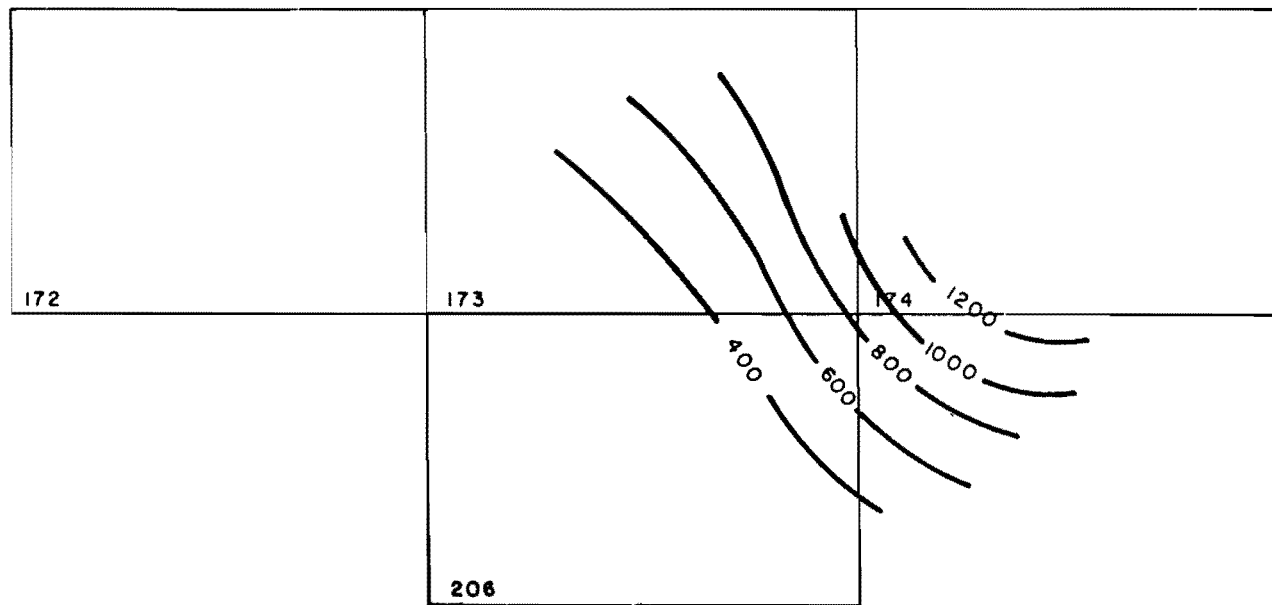


Fig 7 Mapa de isopacas de las unidades detríticas de la 4ª UTS (U. de Gallipienzo + U. de Artajona)

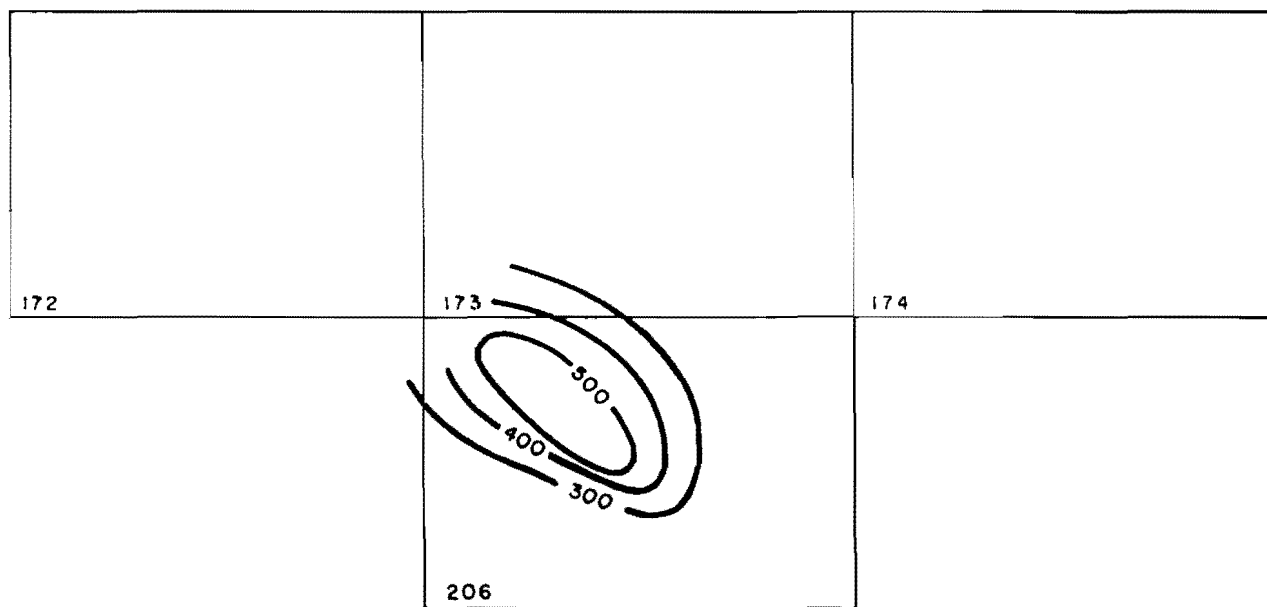


Fig 8 Mapa de isopacas de la unidad fluviolacustre (U. de Olite) y lacustres (U. de Miranda y U. de Portillo) de la 4ª UTS

Las características expuestas indican que estos depósitos de abanicos se originaron por procesos de corrientes tractivas acuosas, coladas de derrubios (*debris flow*) y coladas de fango (*mud-flow*). La parte superior de la unidad se depositó probablemente bajo la influencia de corrientes canalizadas tipo *braided*.

1.3.4.2 *Limos y arcillas con areniscas relleno paleocanales, localmente conglomerados. (U de Artajona). (14). Orleaniense–Astaraciense*

El mayor afloramiento de esta unidad se encuentra en el centro de la hoja relleno, de forma discordante, el sinclinal de Artajona-Olleta. También aflora en la esquina SE, entre S. Martín de Unx y Ujué, en cambio de facies a las unidades cartográficas 22 y 23 de la hoja 174, Sangüesa, y en el borde N entre Añorbe y Puente de la Reina.

Una característica de esta unidad es su disposición subhorizontal en la mayor parte de la hoja, siendo escasos los buzamientos superiores a los 20° y se deben generalmente a fenómenos locales en las proximidades de fracturas.

Litológicamente está formada por arcillas y limos amarillentos y rojizos, en los que se intercalan capas de areniscas correspondientes a rellenos de paleocanales, de sección transversal lenticular y escasa relación anchura/altura. Tienen megaestratificación cruzada y son frecuentes las estructuras de acreción lateral. Aparte de los canales se intercalan numerosos bancos de arenisca fina casi siempre con *ripples* de corriente, a veces agrupados en pequeños haces en forma de canales. En los fangos son frecuentes las huellas de bioturbación debido a raíces, que conservan la posición de vida. Las secuencias son marcadamente granodecrecientes.

Las mayores potencias dentro de la hoja se desarrollan en la zona de S. Martín de Unx – Ujué donde supera los 300 m.

Estos materiales representan el paso de unos depósitos formados en un ambiente fluvial de gran energía, con cursos de agua anastomosados y regímenes de *sheet floods*, con presencia de abanicos aluviales, a unos depósitos de régimen fluvial meandriforme de energía decreciente, donde predominan los sedimentos de llanura aluvial.

1.3.4.3 *Arcillas con capas finas de areniscas. (Unidad de Olite). (15). Orleaniense – Astaraciense*

Afloran en el borde sur-occidental de la hoja, donde se sitúan mediante discordancia sobre la unidad (12). Esta disposición es difícilmente observa-

ble por lo general, debido a la similitud de las características litológicas de ambos conjuntos. No obstante en la zona de Berbinzana es donde se puede ver con mayor claridad. Está constituida por arcillas y limos de tonos anaranjados y amarillentos, localmente rojizos, que incluyen capas de 10 a 50 cm de areniscas de grano fino. Localmente, sobre todo en las zonas próximas a los materiales descritos de la unidad (14), se intercalan capas de mayor potencia (entre 1-15 m), de areniscas de grano medio.

Las estructuras predominantes son laminación paralela y laminación cruzada de pequeña escala, con bioturbación de baja a moderada. En las zonas próximas a la unidad (14) las estructuras son de mayor energía, bases erosivas, estratificación cruzada planar y de surco y cantos blandos. Estas últimas forman cuerpos canalizados de escasa continuidad lateral.

Hacia el techo de la unidad pueden contener niveles de escasa potencia de calizas.

Las características sedimentológicas mencionadas indican, para estas zonas distales y de llanura lutítica, el predominio de la deposición de lutitas, a menudo como resultado de inundaciones generalizadas, originadas por fenómenos de arroyada en manto (*sheet-floods*), con esporádicos flujos canalizados. En estas zonas se formarían esporádicas charcas efímeras, con depósitos de carbonatos. Lateralmente estas zonas conectarían con áreas lacustres.

1.4 BIOESTRATIGRAFIA Y CRONOESTRATIGRAFIA DEL TERCARIO CONTINENTAL

La datación y caracterización bioestratigráfica del Terciario continental se ha llevado a cabo mediante el estudio de los oogonios de Carofitas y de los Ostrácodos. También se ha prospectado posibles yacimientos de Micromamíferos, aunque no se han obtenido resultados de gran valor cronoestratigráfico.

En cuanto al estudio y caracterización de los oogonios de Carofitas los resultados no han sido todo lo satisfactorio que sería de desear debido a varios factores, entre los que deben destacarse: facies poco apropiadas para la fosilización y conservación y facies con abundante resedimentación, no sólo del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno marinos, sino del propio Terciario continental. Ambos aspectos son más acusados en las unidades cartográficas que se corresponden con sedimentos relativamente proximales de medios fluviales y con frecuentes paleocanales. No olvidemos que las Carofitas suelen encontrarse en las facies de aguas tranquilas (lagos, pantanos) que tienen un fondo cenagoso rico en humus, así como en los medios con corrientes de agua muy lentas, mientras que los medios muy turbulentos

(abanicos aluviales, paleocanales, etc.) son desfavorables para su crecimiento y fosilización. En este sentido son mucho más favorables las facies desarrolladas hacia el centro de la Cuenca del Ebro (hojas situadas al Sur de la presente) donde se han encontrado asociaciones más ricas en ejemplares y especies. También se desarrollan preferentemente en medios muy someros (desde unos centímetros a unos 10 m) ya que necesitan la luz solar para realizar la fotosíntesis.

Recordemos que debido al carácter no endémico de estos microfósiles, y por tanto no regional, las floras son muy semejantes en casi todo el mundo lo que permitiendo establecer correlaciones entre Europa occidental y América. Las zonaciones y dataciones que se realizan mediante Carofitas suelen basarse en asociaciones o estadios-evolutivos, más que en la presencia de especies características.

Como se ha señalado anteriormente las asociaciones encontradas en esta hoja han resultado muy pobres y en algunas muestras asociadas a los medios fluviales han sido frecuentes los microfósiles resedimentados de distintos niveles mesozoicos y terciarios. Por otra parte, y aunque se han consultado el mayor número de trabajos que ha sido posible sobre sistemática y bioestratigrafía de carofitas de Europa occidental, ha habido muchas especies que han tenido que ser clasificadas en nomenclatura abierta (con un número), lo que es de esperar que en el futuro pueda precisarse más en su identificación.

Respecto a los ostrácodos pueden hacerse muchas de las observaciones anteriores en cuanto a frecuencia y resedimentación en relación con los medios definidos en la hoja. Son microfósiles buenos indicadores paleoecológicos, en particular de la paleosalinidad y profundidad, que se desarrollan más favorablemente en los medios distales, principalmente en las facies lacustres. Las escalas bioestratigráficas basadas en Ostrácodos del Terciario continental están en general muy mal definidas en toda Europa occidental, lo mismo que la mayor parte de las especies que todavía están por describir, razón por la que se puede considerar a este grupo de microfósiles como inédito o virgen. Muy recientemente se está comenzando a abordar el estudio de los Ostrácodos del Paleógeno y Neógeno continentales de varias cuencas de Europa. Por estas razones, se han determinado en nomenclatura abierta a muchas especies (con una letra).

Para el estudio de los oogonios de Carofitas y Ostrácodos de la hoja de Tafalla, se han muestreado las secciones de San Juan, Zabalza-2, Tafalla, Artajona, Moncayuelo-1 y Lerga-Olleta-2.

En el cuadro adjunto se da resumidamente las asociaciones de Carofitas y Ostrácodos de las unidades cronoestratigráficas separadas en este sector del Valle del Ebro y las equivalencias adoptadas entre los pisos antiguamente

admitidos y las unidades basadas en Mamíferos, actualmente en uso. También figuran en el citado cuadro las zonas de Mamíferos del Neógeno, los yacimientos de Vertebrados conocidos en la Cuenca del Ebro y que se sitúan no muy lejanos a esta hoja, y las muestras de Micromamíferos que se han prospectado y dado resultados cronoestratigráficos significativos con motivo de la realización de las hojas de Viana, Allo, Tafalla, Sangüesa y Peralta.

En cuanto al contenido en Carofitas y Ostrácodos de las unidades cartográficas del Terciario continental de esta hoja, debemos hacer las siguientes observaciones.

En la unidad 5 (Yesos de Añorbe), estudiada en la sección de San Juan se ha determinado Ostrácodo sp J (= Ostrácodo Pe-200) que se ha encontrado solamente en el tramo que se asigna al Headoniense.

La unidad 6 (areniscas rojas de Mués) se ha caracterizado en la sección de Mendigorriá, aunque no ha sido muestreada, pero por el estudio de la misma llevado a cabo en otras hojas se sabe que su edad es Headoniense (techo) a Sueviense.

La unidad 7 (arcillas y margas o Mués 2) no contiene fósiles en la serie de San Juan aunque su edad es la misma que la de la unidad 6, de la que es un cambio lateral.

La unidad cartográfica 8 (Yesos del Desajo) se estudia en las secciones de San Juan, Artajona y Moncayuelo-1. En todas ellas no contiene microfósiles, pero su edad Arverniense inferior se conoce por el contexto regional.

La unidad 10 (Leoz) estudiada en Zabalza-2, contiene *Nitellopsis* (*Tectochara*) *meriani* L y N GRAMB., *Chara* cf. *brongniarti* BRAUN *Chara* *notata* GRAMB. y PAUL *Gyrogona* cf. *medicaginata* LAM., *Limnocythere* cf. *pterigoventrata* IDCK y SWAIN, *Elkocythereis* aff. *minutidontis* DICK. y SWAIN. Ostrácodo sp. G. y *Darwinula* aff. *stevensoni* (BRADY y ROBERTSON) La asociación es típica del tramo Arverniense superior-Ageniense.

Las unidades 11 (Allo) y 12 (Larraga) que se suelen interdigitar entre sí, se han muestreado en las series de San Juan, Zabalza-2, Lerga-Olleta, Moncayuelo-1, Artajona y Tafalla. Ambas tienen una edad Arverniense superior-Ageniense (Chattiense-Aquitaniense). Aunque es frecuente que muchas muestras sean azoicas o presenten microfósiles resedimentados, cuando el medio ambiente es fluvio-lacustre (caso de la unidad 12 de Artajona) son relativamente frecuentes las carofitas y los Ostrácodos: *Nitellopsis* (*Tectochara*) *meriani* L y N. GRAMB., *Gyrogona* cf. *medicaginata* LAM., *Chara microcera* GRAMB. y PAUL., *Rhabdochara major* GAMB. y PAUL., *Psilochara acuta* GRAMB. y PAUL. (las 3 últimas en la parte inferior del conjunto de las unidades 11 y/o 12), *Chara brongniarti* BRAUN, *Chara cylindrica*

MADLER, *Chara 3*, *Chara 7*, *Chara notata* GRAMB. y PAUL, *Candona* cf. *praecox* STRAUB, *Limnocythere* cf. *pterigoventrata* DICK. y SWAIN, *Elkocythereis* sp. (Ostrácodo sp. I), Ostrácodo sp. G. y *Candona* aff. *chassei* DICK y SWAIN. Es una asociación típica del techo del Oligoceno y base del Mioceno (Arverniense superior-Ageniense).

Los conglomerados de la unidad 13 (Gallipienzo) estudiados en Zabalza-2 y Lerga-Olleta-2 prácticamente no contienen fósiles (las resedimentaciones suelen ser frecuentes), excepto en Zabalza donde se ha reconocido *Gyrogonia* cf. *medicaginula* LAM que es una especie que se encuentra tanto en el Orleaniense, como en el Arverniense superior-Ageniense.

La unidad 14 (Artajona) característica de un medio fluvial meandriforme se ha muestreado en las secciones de Zabalza-2, Artajona y Tafalla. Se ha reconocido *Charanotata* GRAMB. y PAUL, *Chara 7*, *Chara tenuitecta* STRAUB *Gyrogonia* cf. *medicaginula* LAM., *Elkocythereis* sp. (Ostrácodo sp. I) y Gasterópodos (Corbicula). La asociación es característica del Orleaniense.

Finalmente la unidad 15 (Olite) sólo estudiada en Moncayuelo-1 contiene *Chara notata* GRAMB. y PAUL *Chara* cf. *brongniarti* BRAUN, *Chara 3*, *Chara 7* y *Candona* aff. *chassei*. Es una asociación poco determinativa pues se encuentra tanto en el Orleaniense como en la parte superior del Arverniense superior-Ageniense.

1.5 CUATERNARIO

1.5.1 Gravas, gravas y arenas. (Terrazas) (16), (17) y (18). Pleistoceno

Se han diferenciado en los valles de los ríos Arga y Cidacos unos depósitos que en ocasiones tienen una gran extensión y potencia. Corresponden a terrazas y están formados por gravas, arenas y limos.

En el valle del río Arga se han distinguido tres niveles situados respectivamente entre 0 y 10 m (18) entre 15 y 20 m (17) y entre 30-40 m (16).

En el valle del Río Cidacos solamente se reconocen el primero y el tercer nivel.

1.5.2 Gravas, arenas y arcillas. (Glacis) (19) Pleistoceno – Holoceno

Son depósitos, generalmente poco potentes, constituidos por cantos englobados en una matriz areno-arcillosa y con morfología de glacis.

Se localizan en las vertientes de la Sierra de Alaiz hacia el valle del Cidacos.

ENSAYO DE SUBDIVISION CRONOESTRATIGRAFICA POR ASOCIACIONES DE CAROFITAS Y OSTRACODOS EN EL TERCIARIO CONTINENTAL DE NAVARRA

CRONOESTRATIGRAFIA				CAROFITAS	OSTRACODOS	YACIMIENTOS VERTEBRADOS Y MICROMAMIFEROS	
PISOS	UNIDADES DE MAMIFEROS	ZONAS DE MEIN					
MIOCENO	PONTIENSE	TUROLIENSE	MN 12				
			MN 11				
	VINDOBON SUP	VALLESIENSE	MN 10				
			MN 9				
	VINDOBON INF	ASTARIENSE	SUPERIOR	MN 8	Chara notata GRAMB. y PAUL Chara mollissima STRAUB. Nitellopsis (Tectochara) meriani L. y M. GRAMB. (Chara 13) Rhabdochara sp.	"Cypris" curvata (LIENENK.) (-C. ophiomela (JURINE)) Candona recta LIENENK. (-C. neglecta SARS) Limnocythere aff. inopinata (BAIRO) Gypridopsis torosa (JONES) Ilyocypris gibba (RAMDOHR)	MONTEAGUDO Ceratophrynus senariensis LARTET. Ceratophrynus sp. Anchiterium australianense CUV. Listriodon splendens major ROMAN. Palaeornyx kaupi MEYER Mastodon angustidens CUVIER
				MN 7			
				MN 6			
	BURDIGALIENSE	ORLEANIENSE	MEDIO	MN 5	Chara notata GRAMB. y PAUL Chara cf. brongniarti (BRAUN) (Chara 4) (en parte inf.) Nitellopsis (Tectochara) meriani L. y N. GRAMB. (Chara 13) Chara 7	Candona cf. praecox STRAUB Cypridopsis kinkelini LIENENK. Candona aff. chassai DICK. y SWAIN Elkocythereis sp. (Ostracodo sp. I) Cypridopsis aff. micolonica (LIENENK.) Candona exigua STRAUB	TUDELA II (Brachydontis onoides DEPERET & Dicerorhinus tagicus ROMAN Crocodilodon ind.)
				MN 4b			
				MN 4a	Gyrodontia cf. medicaginata LAM. (Chara 5) Chara tenuistria STRAUB. (Chara 8) Sphaerocythere cf. ulmensis (STRAUB) Rhabdochara sp.		
				MN 3b			
			INF.	MN 2a			
				MN 2b	Nitellopsis (Tectochara) meriani L. y N. GRAMB. (Chara 13) Chara cf. cylindrica NAOLER Chara cf. brongniarti BRAUN (Chara 4) Chara notata GRAMB. y PAUL Chara microcera GRAMB. y PAUL (Chara 1) (en parte inf.) Gyrodontia cf. medicaginata LAM. (Chara 5) Renziaella nitida GRAMB.	Candona cf. praecox STRAUB. (en parte superior) Haplocythere aff. helvetica (LIENENK. L.) Limnocythere cf. pterigovenstrata DICK. y SWAIN Candona aff. chassai DICK. y SWAIN (en parte sup.) Elkocythereis sp. (Ostracodo sp. I) Ostracodo sp. 6 Darwinula aff. stevensoni (BRADY y ROBERTSON)	TUDELA I (Palaeocythereis meriani MEYER)
	AQUITANIENSE	AGENIENSE		MN 2a			
				MN 1			
OLIGOCENO	CHAFFIENSE	ARVERNIENSE		Chara 3 Chara 7 (en parte superior) Rhabdochara praelongeri CASTEL (en parte inferior) Rhabdochara langeri (ETTINGS.) NAOLER		24-09 GS AN 7109 (Glycymeris sp., Glycymeris aff. bruggi HUGUENY)	
	STAMPIENSE			Chara microcera GRAMB. y PAUL (Chara 1) Psilochara acuta GRAMB. y PAUL (Chara 14) Rhabdochara major GRAMB. y PAUL (Chara 15) Sphaerocythere hirmieri longiuscula GRAMB. y PAUL Nitellopsis (Tectochara) meriani L. y M. GRAMB. (Chara 13)	"Cypris" tenuistriata DOLLFUS (en parte inferior) Candona sp. (Ostracodo sp. D) (en parte inferior) Ostracodo sp. 6 Ilyocypris boethii TRIEBEL (en parte inferior) Ostracodo sp. E	DESOJO (Rhynchoceras sp. 26-09 GS AN 95C2 (Isiodoronyx sp., GERVAS; Euclitodonta stans MISONNE)	
		SUEVIENSE		Nitellopsis (Tectochara) meriani L. y N. GRAMB. (en parte sup.) Grovesiella sp. (Chara 10) (en la base) Sphaerocythere sp. (Chara 12) (en la base) Chara 11	"Cypris" tenuistriata DOLLFUS Candona sp. (Ostracodo sp. D) Limnocythere sp. (Ostracodo sp. H) Eocytheropecten sp. (Ostracodo sp. F) Ostracodo sp. G; Ostracodo sp. E. Ilyocypris boethii TRIEBEL		
	SANNOISIENSE	HEADONIENSE		Harrisichara tuberculata (LYELL) GRAMB. Rhabdochara cf. stockmani GRAMB. Grovesiella sp. (Chara 10) Stephanocythere sp. (Chara 9) Sphaerocythere sp. (Chara 12) Chara 11 Gyrodontia wrighti (REID y GRAVES) (en la base)	Limnocythere sp. (Ostracodo sp. H) Eocytheropecten sp. (Ostracodo sp. F) Feheniella o Neocytherides sp. Ostracodo sp. E Ostracodo sp. J (- Ostrac. Pe-200)		

1.5.3 Gravas, arenas y arcillas. Aluvial y Fondo de Valle (20). Holoceno

Corresponden a los depósitos de los valles de los ríos y arroyos más importantes. Merecen especial mención los correspondientes a los ríos Arga y Cidacos.

1.5.4 Arcillas con cantos. Coluvión (21). Holoceno

Están asociados a las laderas de los relieves más importantes, donde se localizan acumulaciones de derrubios de cantos con matriz limo-arcillosa.

2 TECTONICA

2.1 TECTONICA REGIONAL

El territorio ocupado por las hojas de Sangüesa, Peralta, Tafalla y Allo está situado en la zona externa meridional de la Cadena Pirenaica.

El conjunto de los Pirineos se ha interpretado recientemente mediante un modelo estructural de piel fina ("thin skinned tectonics"), (WILLIAMS y FISCHER, 1984). En este modelo la Cadena Pirenaica se interpreta como un cinturón de cabalgamientos de doble vergencia generado por la colisión de Iberia y Europa. La estructura alpina de los Pirineos está condicionada básicamente por un cabalgamiento hacia el Sur sobre una falla maestra basal que buza unos 6° hacia el Norte. El extremo frontal del sector meridional pirenaico es en general un cabalgamiento ciego que queda cubierto por los depósitos oligo-miocenos de la Cuenca del Ebro, y que suele manifestarse mediante un amplio anticlinal. Este cabalgamiento frontal puede ser una rampa emergente hacia el Este y Oeste del sector estudiado, en las Sierras Exteriores y la Sierra de Cantabria. Hacia el interior (Norte) se desarrolla a nivel de mesozoico un abanico imbricado de cabalgamientos, con un sistema de cabalgamientos ciegos o que cortan sedimentos terciarios, que enraizan a nivel del Trías. Las cuencas terciarias existentes en la vertiente meridional de la Cadena son interpretables como cuencas de antepaís (foreland basins) inducidas por el engrosamiento tectónico (PORTERO y ALVARO, 1984) que evolucionan de acuerdo con los eventos estructurales del cinturón de cabalgamientos pirenaico.

La mayor parte del territorio de las hojas está constituido por depósitos clásticos continentales de edad oligomioceno. La sedimentación muestra evidencias claras de su carácter sintectónico:

- Gran espesor (mayor de 7 kilómetros), que indica una subsidencia continuada e importante. La causa de la subsidencia es la flexión de la litosfera inducida por el engrosamiento tectónico.
- Migración de facies y depocentros hacia el Sur, a lo largo del tiempo, condicionado por la migración de los frentes de cabalgamiento.
- Existencia de discordancias progresivas condicionadas por pliegues sinsedimentarios (growth-folds), posiblemente en relación con cabalgamientos ciegos en el sustrato mesozoico.
- Disposiciones sedimentarias en on-lap muy evidentes en la unidad tectosedimentaria Arverniense-Ageniense (figura 9).

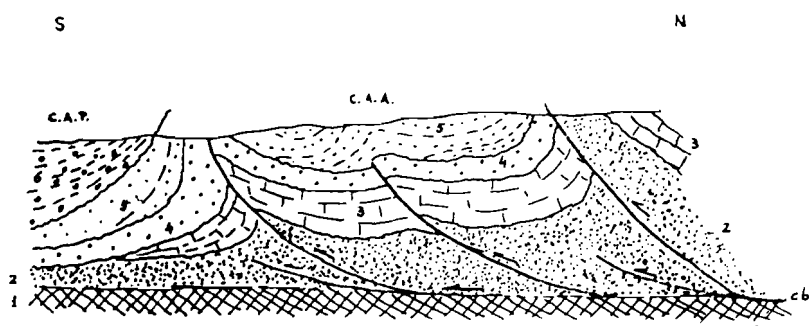


Fig. 9.— Esquema estructural de la zona frontal subpirenaica 1: Zócalo; 2: Mesozoico; 3: Eoceno masivo; 4: Oligoceno inferior; 5: Oligoceno superior; 6: Mioceno posttectónico; c-b: Cabalgamiento basal; c-f: Cabalgamiento frontal; C. A.A. Cuenca de antepaís alóctona de la molasa sintectónica C.A.P. Cuenca de antepaís pasiva de la molasa posttectónica

Los ciclos sedimentarios (UTS) definidos en las hojas estudiadas están en relación clara con la actividad de los cabalgamientos. Los pulsos de subsidencia y las discontinuidades estratigráficas mayores están asociadas a las discontinuidades de la actividad tectónica: las discontinuidades estratigráficas marcan las principales etapas de actuación o aceleración de los cabalgamientos. La discontinuidad luteciense (fase Pirenaica) marca el comienzo de la estructuración en éste de la Cadena, generándose los cabalgamientos de las zonas internas. Las discontinuidades oligocenas (fases Sávica y Castellana) están en relación con la progresión de los cabalgamientos hacia las zonas externas (Sur) durante esta época. El despegue de la cobertera debió alcanzar la actual zona frontal surpirenaica durante el Oligoceno superior. Sin

embargo, la actividad tectónica persistió hasta el Mioceno inferior (fase Neocastellana).

Es destacable la correlación existente entre las principales etapas de cabalgamiento en los Pirineos y las discontinuidades que originan en los depósitos sintectónicos de sus cuencas de antepaís, y las fases de deformación en las Cadenas Costero-Catalanas y Celtibérica, indicando que la génesis de las tres cadenas corresponde a un mismo acontecimiento geotectónico de orden mayor.

La evolución de las cuencas terciarias de antepaís en este sector de la vertiente surpirenaica se puede esquematizar de la siguiente manera:

Durante el Eoceno se inicia la deformación con la fase Pirenaica (Luteiciense). Se forman cuencas con sedimentación marina, depósitos de tipo 'flysch' (turbiditas) en las zonas situadas más al Norte de las hojas estudiadas.

La progresión del despegue basal hacia el Sur convierte a estos surcos en cuencas alóctonas "thrust sheet top basins", "piggy back basins" ORI y FRIEND (1984), ELLIOT et al., (1985), HOMEWOOD et al. (1985), RICCI LUCCHI y ORI (1985), que son transportadas hacia el Sur sobre el conjunto de la cobertera despegada.

Los afloramientos mesozoicos de Yesa, Sierra de Alaiz, etc. corresponden a la rampa frontal del "flysch" inicial de un conjunto de nuevos surcos cuyo relleno principal consiste en depósitos clásticos continentales oligocenos y miocenos, la "Molasa sintectónica". Estos surcos también son deformados internamente de manera progresiva y transportados hacia el sur sobre el cabalgamiento basal. Este cabalgamiento finaliza en una rampa frontal que se manifiesta en superficie como pliegues anticlinales y cabalgamientos que afectan a los depósitos oligocenos.

Las estructuras de plegamiento del relleno sintectónico de la cuenca de antepaís corresponden también, posiblemente, a cabalgamientos ciegos que afectan a la cobertera mesozoica subyacente. Localmente algunos cabalgamientos son característicos de *growth-folds*.

Delante (Sur) del cinturón de cabalgamientos y de sus cuencas de antepaís activos (alóctonos) se desarrolla una fase de antepaís pasiva, la Cuenca del Ebro, inducida por el engrosamiento tectónico de la Cadena y la acumulación de depósitos sinorogénicos en su borde. Esta cuenca no ha sido deformada, y su relleno, mediante la "Molasa postectónica o autóctona", tiene lugar principalmente durante una fase de relleno pasivo en el Mioceno. Asimismo algunas depresiones condicionadas por las estructuras residuales de las cuencas alóctonas (sinclinal de Itacayo en la hoja de Tafalla, por ejemplo) completan su relleno final durante la etapa postectónica.

2.2 DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS

Desde el punto de vista estructural se han distinguido en la hoja de Tafalla los siguientes dominios:

2.2.1 Dominio de la Sierra de Alaiz

Está constituido por distintos materiales de origen marino, cuyas edades van desde el Cretácico superior hasta el Eoceno.

En este dominio se pueden diferenciar las siguientes estructuras.

2.2.1.1 *Cabalgamiento de Alaiz*

Limita los materiales que forman la sierra de los sedimentos detríticos del Oligoceno. Su trazado es sinuoso aunque con tendencia general según la dirección ENE-OSO. El levantamiento de la Sierra debió iniciarse a finales del Luteciense, continuándose en parte durante el Oligoceno y Mioceno (Ageniense) fenómenos que queda reflejado por la existencia de fallas inversas, sensiblemente paralelas al cabalgamiento aunque de orden menor situadas más al SE y que afectan a los materiales del Oligoceno (Fallas inversas asociadas al cabalgamiento de Alaiz)

2.2.1.2 *Anticlinal tumbado de Alaiz*

Los materiales de la Sierra de Alaiz presentan una disposición general según un anticlinal tumbado, con el flanco sur invertido, posteriormente modificada por fallas transversales al eje.

2.2.2 Dominio plegado de la Cuenca del Ebro

Se caracteriza por la presencia de los siguientes elementos tectónicos:

2.2.2.1 *Fallas inversas*

Estas fallas de carácter inverso y con cabalgamiento hacia el Sur, presentan un trazado de dirección sensiblemente E-O, y terminan con los extremos curvados según las direcciones NO-SE respectivamente. Las más importantes son la Falla inversa del Mendigorri al Norte de la hoja y las de Tafalla y S. Martín de Unx, al sur.

2.2.2.2 *Pliegues asociados a las fallas inversas*

Los materiales que constituyen los labios cabalgantes de las fallas inversas son yesos y margas yesíferas, cuya plasticidad ha debido favorecer el desplazamiento de estas masas. En las proximidades de la línea de falla existe una zona en la que estos sedimentos presentan una tectonización mucho más elevada que el resto de los materiales en zonas alejadas de ellas. En estas zonas la densidad de fallas y pliegues es muy acusada, en incluso se presentan pliegues apretados que lateralmente pasan a pliegues tumbados. Merecen destacarse los anticlinales de Añorbe y Arroyo Salado asociados a la Falla inversa de Mendigorriá, así como el anticlinal de la Veracha asociado a la de Tafalla.

2.2.2.3 *Pliegues de amplio radio*

La zona central comprendida entre dos fallas inversas sucesivas, está ocupada por una estructura sinclinal de radio muy amplio. Es el sinclinal de Artajona-Olleta. En esta estructura el flanco Norte se encuentra generalmente verticalizado o con buzamientos muy fuertes mientras que los materiales del flanco Sur presentan buzamientos más suaves, siempre inferiores a los 40°.

El sinclinal de Artajona-Olleta, cuyo trazado es sinuoso de tendencia general E-O, queda fosilizado por sedimentos detríticos del Orleaniense-Astaraciense, que por tanto se encuentran rellenando una estructura sinclinal anterior. A su vez estos materiales han sido plegados posteriormente (Sinclinal de Itacayo) pero su eje queda desplazado hacia el N con respecto al de Lerga-Olleta que queda oculto.

2.2.3 Dominio subhorizontal de la Cuenca del Ebro

Corresponde a la zona ocupada por los materiales depositados después del movimiento principal de la fase Neocastellana. Generalmente tienen una disposición subhorizontal, o suavemente plegada como en el caso del sinclinal de Itacayo, comentado en el apartado anterior.

Existen fallas de edad finimiocena, de carácter distensivo, que afectan a estos materiales del Mioceno. Las más importantes son las de Sta. Agueda y Monte Mocha en el borde Sur de la hoja, y la de Valdeconejo en la esquina SE.

3 GEOMORFOLOGIA

La característica geomorfológica más evidente en la hoja de Tafalla es la clara preponderancia del modelado estructural sobre el deposicional.

La presencia de una potente serie sedimentaria afectada por un plegamiento notable, así como su naturaleza, con abundancia de niveles competentes intercalados propicia que los agentes de la dinámica externa hayan elaborado un modelado diferencial en función de la distinta resistencia a la erosión, lo que trae consigo la generación de formas de distintas dimensiones orientadas en sentido general E-W.

La parte occidental de la hoja presenta una morfología no muy contrastada constituida por una alternancia de zonas elevadas y deprimidas poco acentuadas. En la zona oriental, en cambio, el relieve se torna más abrupto al aproximarnos a las estribaciones meridionales de la Sierra de Alaiz.

En toda la hoja son frecuentes las morfologías en *barras*, *hog-backs* y *cuestas* (estas últimas dominantes en el sector oriental). Es frecuente la presencia de *chevrans* al dorso de algunas cuestas generadas por la alternancia de materiales de distinta competencia en esos puntos.

La red fluvial principal está compuesta por el río Arga en el borde occidental y el Cidacos en la zona central de la hoja, transcurriendo ambos en dirección submeridiana y cortando ortogonalmente las alineaciones tectónicas de la región.

El río Arga que, en el ámbito de la hoja, se encuentra en su curso medio, presenta una sinuosidad elevada y desarrolla una extensa llanura aluvial, en cuya cartografía se han incluido las terrazas más bajas. Es reconocible en ella alguna clara morfología de *meandro abandonado*. Asociado a su cauce existe un sistema de *terrazas* de las que, en esta parte del curso, alcanzan mayor desarrollo la situada a +15 m y a +32-37 m. Este sistema se encuentra casi exclusivamente desarrollado en la margen izquierda del río.

El río Cidacos tiene su nacimiento en el área comprendida en la hoja reuniendo las aguas de los cortos cauces abarrancados provenientes del sector meridional de la Sierra de Alaiz. En la zona de Barasoain —Mendívil aprovecha la disposición estructural de las capas terciarias que conforman un amplio sinclinal y que constituyen una amplia cuenca de recepción natural. Estos aportes que, como hemos indicado, proceden de torrentes implantados en la Sierra se resuelven, al llegar a zonas más abiertas, en depósitos de tipo *glacis* que jalonan todo el borde de la Sierra, y cuya escorrentía acaba concentrándose dando lugar al valle alto del Cidacos.

A partir de Barasoain el río se encaja levemente en sedimentos terciarios y solamente quedan en su margen izquierda unos depósitos elevados correspondientes a terrazas antiguas y/o *glacis* retocados por la acción fluvial.

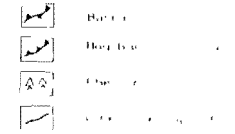
TAFALLA

173
25-09

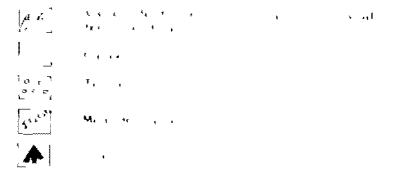
MAPA GEOMORFOLOGICO

LEYENDA

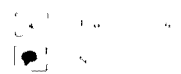
MORFOLOGIA - ESTRUCTURA



MORFOLOGIA - TIPOLOGIA



OTROS



ESCALA GRÁFICA
0 100 2 3 4 5 6 7 8 Km

Es ya al Sur de Tafalla cuando el valle se abre dando lugar a una amplia llanura de inundación y donde comienzan a aparecer, en la margen derecha depósitos de terrazas que alcanzan un mayor desarrollo en la hoja de Peralta situada al Sur.

La red de menor orden se presenta como barrancos de incisión lineal, que en la mitad occidental de la hoja evolucionan en sus zonas más distales a valles de fondo plano. El relleno de estos valles es fundamentalmente limo-arenoso generado a partir de la meteorización de los materiales terciarios y posterior aporte longitudinal de los valles. También es notable la existencia de un activo proceso de meteorización en vertientes cuyos detritus se incorporan igualmente a los citados valles.

Finalmente señalar la existencia de una importante regularización de vertientes, más notables en el área occidental pudiéndose observar localmente fenómenos de solifluxión actual.

4 HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución tectónica y sedimentaria del sector abarcado por la hoja de Tafalla, teniendo en cuenta los datos obtenidos mediante el estudio de la misma así como los referentes a áreas próximas.

Aunque en esta hoja no afloran materiales paleozoicos las observaciones realizadas en la región demuestran que se ha depositado, constituyendo el sustrato de los sedimentos posteriores. El vestigio más cercano de rocas del paleozoico se encuentra en el diapiro de Estella, en la zona perteneciente a la hoja de Allo, donde flotan entre el Keuper bloques de granitos, rocas metamórficas, y cuarcitas y pizarras paleozoicas.

Tras la etapa tectogenética hercínica, una etapa distensiva tardihercínica tiene singular importancia en la posterior evolución paleogeográfica de la región, al marcar zonas de fracturas de directrices fundamentalmente E-W que posteriormente han rejugado durante los tiempos alpinos. El final de esta fase trae consigo la emersión del macizo hercínico y el posterior desmantelamiento erosivo del mismo, permitiendo la sedimentación de potentes series clásticas durante el Pérmico superior y Trías inferior, principalmente en las áreas deprimidas del zócalo.

No afloran en esta hoja depósitos correspondientes al Triásico y Jurásico. Los más próximos se encuentran en las hojas situadas al N y NE de la de Tafalla. Por tanto, para la breve descripción de esta etapa nos apoyaremos en lo descrito en dichas memorias.

El Muschelkalk en la zona de Estella se presenta en facies de plataforma marina somera bajo influjo de mareas, y abre paso a la facies Keuper, depositada en medios transicionales restringidos del tipo sebkha litoral. En el Keuper se emplazan importantes masas de rocas volcánicas básicas de tipo ofítico.

Durante el Jurásico, la sedimentación tuvo lugar dentro de una extensa plataforma carbonatada. La unidad basal, de edad Rethiense-Sinemuriense inferior, corresponde a una secuencia transgresiva en el ámbito de dicha plataforma. A techo de esta unidad se establece ya un régimen marino somero francamente abierto.

El máximo transgresivo del Jurásico se alcanza con los depósitos margosos del Lías superior, depositados en una plataforma externa relativamente profunda.

A comienzos del Dogger se inicia una secuencia regresiva con disminución de la batimetría y señales de mayor proximidad dentro de la plataforma.

A finales del Dogger debió producirse un rejuvenecimiento de los relieves emergidos que tuvo por consecuencia el progresivo aumento de aportes terrígenos durante el Malm.

No existe constancia en estas zonas de sedimentos correspondientes al Jurásico más alto y Cretácico inferior en facies Purbeck y Weald, lo cual es probablemente consecuencia del funcionamiento como umbral de la zona durante esta época, tal vez debido, como adelanta KING (1967) a una precoz actividad diapírica.

En el Albiense ocurre una nueva pulsación tectónica de tipo epirogenético, correspondiente a la fase austrica, originando el rejuvenecimiento de los relieves emergidos y por consiguiente el aumento de aportes terrígenos hacia el interior de la cuenca. La sedimentación en esta área tiene lugar en medios de plataforma externa abierta con una alta contaminación detrítica.

Durante el Cretácico superior se diferencian dos grandes ciclos sedimentarios separados por una discontinuidad de orden mayor que ocupa el Turoniense superior Coniaciense inferior.

El ciclo Cenomaniense-Turoniense presenta importantes hiatos sedimentarios durante el Turoniense inferior, y su sedimentación viene caracterizada por facies muy distales de margas y margas calcáreas a veces nodulosas (Flysch de bolas) con abundante fauna planctónica que corresponde a medios profundos de cuenca.

Por encima de la discontinuidad Turoniense-Coniaciense se desarrolla el segundo ciclo Coniaciense-Maastrichtiense. En su mayor parte está caracterizado por facies de margocalizas nodulosas mostrando hacia el techo facies terrígenas. La abundante microfauna es fundamentalmente planctónica,

mostrando hacia el techo un considerable aumento de los Foraminíferos bentónicos. La evolución ambiental corresponde durante el Coniaciense-Santonense, Santonense superior y gran parte del Campaniense a depósitos de plataforma externa, si bien puede apreciarse durante el Santonense superior un leve impulso regresivo correspondiente a depósitos de plataforma externa proximal.

En el tránsito Santonense-Campaniense concluye el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya, a la vez que se produce la elevación del Macizo del Ebro que estaría situado al S de la zona del estudio con el consiguiente aumento de aportes detríticos en la cuenca. Este período regresivo ocupa el Campaniense superior y Maastrichtiense con depósitos de plataforma interna con una gran contaminación terrígena en un ambiente sometido probablemente a la acción de las mareas.

Por encima del Maastrichtiense se sitúa una nueva discontinuidad que constituye la base del siguiente ciclo.

El ciclo Paleoceno tiene características regresivo-transgresivas y está representado en su base de tipo intermedio entre el Garumniense típico y el Paleoceno marino, para terminar con niveles marinos que nos indican un ambiente restringido (calizas de algas del Montense-Thanetiense).

Durante este período existen nuevas pulsaciones tectónicas que se traducen en hiatos locales, que son las causantes de la falta de afloramientos del tránsito Paleoceno-Eoceno.

El Luteciense descansa sobre una importante discontinuidad. En esta época se desarrollan facies de alta energía de barras bioclásticas.

Posteriormente la secuencia se va haciendo más detrítica en la plataforma. Se establece una cuenca con el depósito uniforme de las margas de Pamplona.

Al final del Eoceno se inicia una etapa compresiva correspondiente a la fase pirenaica. Esta origina discordancias locales, al mismo tiempo que se produce una pérdida de la profundidad en la cuenca, se inician las estructuras con direcciones pirenaicas, a la vez que se va restringiendo la cuenca marina progresivamente hasta que se establece un régimen lacustre.

A partir de este momento se inician una serie de procesos geológicos que va a dar lugar a la formación de cuatro Unidades Tectosedimentarias, que van a tener un gran desarrollo en la zona considerada.

En la Fig. 3, 4 y 5 se han representado las distribuciones paleogeográficas de cada U.T.S. En términos generales se puede afirmar que las unidades detríticas, características del borde de la cuenca, se van situando progresivamente más al Sur en cada proceso, respecto a la situación que ocupaban sus equivalentes detríticos del proceso anterior.

Durante la 2ª U.T.S. las facies de borde ocupan una orla a lo largo del borde N de las hojas de Allo y Tafalla, y la zona E de la de Sangüesa; las facies lacustres ocuparían el resto de las tres hojas mencionadas y se extenderían por toda la superficie de la de Peralta. Por los datos obtenidos de las columnas estratigráficas se observa que las facies lacustres evaporíticas ocuparían el sector occidental de la cuenca, mientras que las carbonatadas estarían situadas en el sector oriental (hoja de Sangüesa).

Durante la 3ª U.T.S. las unidades detríticas cubren discordantemente las facies lacustres del proceso anterior, previamente plegadas, en la mayor parte de las hojas de Allo, Tafalla y Sangüesa, mientras que en un sentido amplio las facies lacustres de esta U.T.S. se apoyan mediante paraconformidad sobre sus equivalentes del proceso anterior, en las zonas de Peralta y Sur de la hoja de Allo.

Por último los materiales detríticos de la 4ª U.T.S. ocuparían la mayor parte de la zona estudiada, ocupando sus equivalentes lacustres únicamente el sector SO de la hoja de Peralta. Este último proceso tuvo lugar como resultado de la Fase Neocastellana, que es el último de carácter compresivo en la región.

En zonas próximas durante el Mioceno superior Plioceno se produce una fase distensiva que origina una serie de fosas rellenas posteriormente por sedimentos. Más tarde se produce el encajamiento de la red fluvial con depósitos de terrazas y sistemas de Glacis.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

En la hoja de Tafalla los únicos materiales explotables son las calizas del Luteciense de la Sierra de Alaiz y los yesos de la unidad de Añorbe, aunque los frentes de cantera no están situados en esta hoja. Así, las calizas se explotan a pocos kilómetros del borde N de la hoja de Tafalla, dentro de la de Pamplona y los yesos en la esquina NO, en las proximidades del pueblo de Cirauqui (hoja de Estella).

También existen pequeñas explotaciones, en diversos puntos de la hoja, hoy abandonadas, de las que se extraían yesos y areniscas para la construcción.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Los recursos hídricos de la provincia de Navarra son relativamente bien conocidos por haberse realizado durante los años 1975 a 1982 en dos fases de estudio y a cargo de la Diputación Foral de Navarra, un proyecto que publicado recientemente (CASTIELLA, et al., 1982) del que se han tomado la mayor parte de los datos aquí expuestos y al que se remite al lector que quiera obtener información más detallada.

En la actualidad la Comunidad Autónoma de Navarra se encuentra en condiciones muy favorables para resolver muchos de los problemas de demanda de agua, así como plantear la planificación integral de los recursos hídricos, habiéndose, por tanto, dado un paso muy importante para la utilización óptima de las aguas subterráneas.

En el mencionado proyecto y debido a la gran variedad, tanto geológica, como climática e hidrológica de la provincia de Navarra, fue preciso subdividirla en 11 unidades hidrogeológicas que fueron definidas fundamentalmente por los materiales que las forman y por su estructura.

La hoja de Tafalla se ubica prácticamente en su totalidad en la unidad Sur, incluyendo además los Cuaternarios de los ríos Arga y Cidacos y un pequeño entrante en el borde Norte de la Unidad de Alaiz.

La unidad hidrogeológica Sur está formada por los materiales del Terciario continental de la Depresión del Ebro. Tanto la litología de los materiales de esta unidad, como su disposición estructural, bastante tranquila, ha sido descrita en los capítulos correspondientes. Por criterios litológicos se distinguen 3 tipos de acuíferos:

- En las facies detríticas de borde se encuentran los acuíferos constituidos por conglomerados generalmente cementados y los formados por areniscas en alternancia con arcilla. Estas areniscas se corresponden con paleocanales de espesor entre 0,5 y 3 m aunque, excepcionalmente pueden llegar a sobrepasar los 10 m. Son acuíferos confinados, cuya recarga se realiza por infiltración del agua de lluvia y cuya descarga se origina a través de un gran número de manantiales dispersos y por un flujo subterráneo hacia los ríos y arroyos a través de los materiales cuaternarios asociados a los mismos. Los caudales son bajos hasta el punto que la mayor parte de los manantiales inventariados, tanto en areniscas como en conglomerados, son inferiores a los 5 l/seg. En los pozos los caudales son escasos, dependiendo del núm. de capas de arenisca que atraviesen, aunque varían entre 0,5 y 2 l/seg. En cuanto a la calidad del agua, suele ser de dureza media y mineralización notable con composición iónica bicarbonatada o, bicarbonatadas sulfatadas, cálcicas.

— En las facies evaporíticas la alimentación y la descarga de los acuíferos se realiza como en el caso de las facies detríticas. Los caudales de los manantiales inventariados son todavía menores, la mayoría inferiores a 1 l/seg., no sobrepasando en ningún caso los 5 l/seg. Suelen ser aguas extremadamente duras y muy mineralizadas (sulfatadas y sulfato-cloruradas cálcicas y sódico cálcico-magnésicas).

— Las facies carbonatadas, que ocupan la parte central de la unidad, prácticamente no están representadas en la hoja, y dan caudales muy pobres por presentarse las calizas muy compactadas y alternando con margas.

El aluvial de los ríos Arga y Cidacos son depósitos con una secuencia vertical muy sencilla, que varía desde gravas y arenas gruesas poco o nada consolidadas hasta limos y arcillas, sobre todo en la parte superior. En el río Cidacos los materiales son más finos. El espesor, según datos de Geofísica y de sondeos existentes, no sobrepasan los 20 m en el aluvial del río Cidacos. Los perfiles geofísicos muestran resistividades muy bajas lo que sugiere que su interés hidrogeológico es muy limitado, excepto entre Tafalla y Olite, donde las arenas arcillosas llegan a alcanzar espesores de 20 m. En cuanto al río Arga, la zona entre Larraga y Miranda de Arga por sus bajos valores de resistividad tiene también un interés limitado. En cualquier caso los recursos del Ebro y afluentes son difíciles de evaluar ya que forman un sistema único con los ríos que lo cruzan, produciéndose la recarga del acuífero a partir de la infiltración procedente de la lluvia directa, la procedente del excedente de riego y de las inundaciones por desbordamiento de los ríos en épocas de crecidas.

Las reservas totales, dentro de los cursos de los ríos en la provincia de Navarra son: Arga 95 Hm³ y Cidacos 21 Hm³. El coste del agua subterránea da valores para un pozo de 40 m a pie del mismo, comprendidos entre 3,35 Ptas/m³ para un caudal de 50 l/seg., 2.000 horas de bombeo al año y 30 m de altura manométrica y 0,61 Ptas./m³ para 150 l/seg., 6.000 horas de bombeo al año y una altura manométrica de 10 m.

La unidad de Alaiz sólo presente en el borde Norte de la hoja, se extiende ampliamente por la de Pamplona y está constituida por un extenso acuífero calcáreo, que se comporta como confinado, pasando a ser libre en la zona de la Sierra donde afloran los niveles permeables (calizas y dolomías del Paleoceno y calizas del Eoceno). La permeabilidad se debe a zonas de fractura. Entre los niveles calizos parece existir una interconexión total, por lo que todos forman un mismo acuífero. Los niveles piezométricos son desconocidos pudiendo estar a cotas absolutas comprendidas entre 300 y 400 m en el acuífero confinado. La alimentación del acuífero es principalmente por infiltración de la lluvia, mientras que la descarga no se conoce, ya

que no existe localizado en la zona ningún manantial. Los recursos del acuífero libre se cifran en unos 10 Hm³/año.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1946).— “Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro. VI Algunos datos paleontológicos de la región subpirenaica navarra”. *Not. y Com. IGME*, núm. 16, pp. 75-87.
- ALVARADO, M. (1959).— “Mapa geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 175 (Sigües)”. *I.G.M.E. Madrid*.
- AMIOT, M. (1982).— “El Cretácico superior de la región Navarro-Cántabra” en “El Cretácico de España”. *Univ. Comp. Madrid*, pp. 88-111.
- BATALLER, J.R. (1945).— “Bibliografía del Cretácico de España”. *Est. Geol.* núm. 1, pp. 7-10.
- BEROIZ, C. (1972).— “Mapa Geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 244 (Alfaro)”. *I.G.M.E. Madrid*.
- BOILLOT, G. (1980).— “De la subduction a la collision: L'exemple des Pyrenées”. *Bull. B.R.G.M.* secc. 1, núm. 2, pp. 93-101.
- BOMER, B. y RIBA, O. (1965).— Deformaciones tectónicas recientes por movimientos de yesos en Villafranca de Navarra”. *Com. C. 6-3 del Tomo V. 1^{er} Coloquio Internacional sobre las obras públicas de terrenos yesíferos*”.
- CARBAYO, A.; CASTIELLA, J.J. y SOLE, J. (1974).— “Memoria explicativa de la hoja núm. 172 (Allo)”. Informe inédito. *Excma. Diputación de Navarra*.
- CASTIELLA, J. (1973).— “Mapa Geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 205 (Lodosa). *I.G.M.E. Madrid*.
- CASTIELLA, J.; SOLE SEDO, J.; NIÑEROLA, S. y OTAMENDI, A. (1982).— “Las Aguas subterráneas en Navarra. Proyecto hidrogeológico”. *Diputación Foral de Navarra – Dirección de Obras Públicas. Servicio Geológico*. Pamplona.
- CHOKROUNE, P.; LE PICHON, A.; SEGURET, M. y SIBUET, J.C. (1973).— “Bay of Biscay and Pyrenees”. *Earth Planet. Sc. Letters*. vol. 18, pp. 109-118.
- CHOKROUNE, P. y SEGURET, M. (1973).— “Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity”. In *Gravity and Tectonics*. Ed. John Wiley, pp. 141-156.

- CINCUNEGUI, M.; MENDIZABAL, J. y VALLE, A. (1943).— "Mapa geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 172 (Allo)". *I.G.M.E.* Madrid.
- CIRY, R. (1951).— "L'évolution paleogeographique de l'Espagne septentrionale au Cretacé inferieur". *Inst. Geol. Min. Esp. Libro Jubilar*. T. 2, pp. 17-51.
- CIRY, R. (1951).— "Observation sur le Cretacé de la Navarre espagnole du Nord-Ouest de Pampelune". *C.R. Ac. Sc. Paris*. T. 233, pp. 72-74.
- CIRY, R. y MENDIZABAL, J. (1949).— "Contribution a l'étude du Cenomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale". *Ann. Hébert et Haug*. T. 7, pp. 61-79 (Libre Jubilar Charles Jacob).
- COLOM, G. (1945).— "Estudio preliminar de las microfauas de Foraminíferos de las margas Eocenas y Oligocenas de Navarra". *Est. Geol.* núm. 2, pp. 33-84.
- CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J. y RIBA, O. (1966).— "Contribución al conocimiento de la Estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.* 90, pp. 53-76. Madrid.
- FEUILLE, P. (1962).— "Le Cretacée moyen en Navarre espagnole". *Mem. Cong. Int. Est. Pirenaïcos*. P. 12. Pau.
- FEUILLEE, P. (1963).— "La base de Flysch Sud-Pyrénéen (Navarre Espagnole)". *C.R. Acad. Sc.* T. 256. pp. 2640-2642.
- FEUILLEE, P. (1965).— "Contribution a la connaissance des Cretacé moyen du Nord et l'Ouest de la Navarre espagnole". *Actes 4^o Congrès Int. Et. Pyren.* pp. 48-59.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).— "Structures et Paleogeographies pyreneocantabriques". In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Inst. Fran. Petrol. Vol. 2, pp. 1-48.
- GARCIA SENERIZ, J. (1941).— "Investigación sísmica en Puente la Reina Obanos — Tirapu". *Mem. I.G.M.E.* T. 44, pp. 127-152.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1950).— "Esquema Geológico del País Vasco en los límites de Guipúzcoa con Navarra". (Seguido de un ensayo de síntesis de la obra de P. Lamare. "Recherches geologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne"). *Munibe*, vol. 3, pp. 121-131.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).— "Explicación del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *I.G.M.E.*, pp. 1-113.
- KING, H.D. (1967).— "Diapire un alttertiär im südostlichen Baskenland (Nordspanien)". *Beich Geol. Jb.* T. 66 Hannover.

- KRAUSSE, H.F. (1971).— "The tectonical evolution of the western Pyrenées". *Pirineos* núm. 111, pp. 69-96.
- LAMARE, P. (1936).— "Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne". *Mem. Soc. Geol. France*, n. 5, mem. 27. París.
- LEON, L. (1972).— "Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra. Paso al Eoceno". *Bol. Geol. y Min.* T. 63, pp. 234-241.
- LEON, L.; PUIGDEFABREGAS, C. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— "Variaciones sedimentarias durante el Eoceno medio en la Sierra de Andía (Navarra)". *Acta. Geol. Hispánica*. Año VI, núm. 2.
- LOTZE, F. (1946).— "Elementos estructurales dirigidos al NE, que intervienen en la constitución de los Pirineos occidentales". *Publ. extr. sobre Geol. de España*". T. III, pp. 301-313.
- LLOPIS LLADO, N. (1945).— "Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo". *Miscelanea Almela*. T. 1, núm. 7, pp. 159-186.
- MANGIN, J. Ph. (1965).— "L'Eocene inferieur des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre Occidentale". *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*. T. 241, pp. 73-75.
- MANGIN, J., Ph. (1958).— "Observaciones sobre la orogénesis pirenaica durante el período nummulítico". *Notas y comunicaciones del IGME*. núm. 52, pp. 125-132. Madrid.
- MANGIN, J. Ph. (1959-60).— "Le Nummulitique Sud-pyreneen a l'Ouest de l'Aragon". *Pirineos*, núm. 51-58. C.S.I.C. 631 pp. Zaragoza.
- MATHEY, B. (1982).— "El Cretácico superior del surco vasco". In. *"El Cretácico de España*. Univ. Comp. Madrid. pp. 111-135.
- MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1971).— "Les relations entre la Chaîne des Pyrenées et le Golfe de Gascogne". In *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Vol. 4, pp. 1-24. París.
- MEJIAS, A.G. (1973).— Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Prov. de Huesca y Lérida). Tesis Doctoral Univ. de Granada.
- MEJIAS, A.G. (1982).— Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. V *Congreso Latinoamericano de Geología*. Argentina 1982. Actas, vol. I, pp. 185-402.
- MENDIZABAL, J. y CINCUNEGUI, M. (1932).— "Nota acerca de la extensión del Oligoceno en Navarra". *Notas y comunicaciones del IGME*. Madrid.
- MENSUA, S. (1960).— "La Navarra Media Oriental. Estudio Geográfico".

- Inst. "Príncipe de Viana". Dpto. Geol. Aplic. Zaragoza. Ser. Reg. 8, 186 pág., 40 fig., 25 lám.
- MONTARDERT, L. et WINNOCK, E. (1971).— "L'Histoire structurale du Golfe de Gascogne". In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*". Vol. 16, pp. 1-18.
- PLAZIAT, J. Cl. (1970).— "Le limite crétacé-tertiaire en Alava meridionale (Pays Basque espagnol): Le Regnacen n'y pas l'équivalent continental du Danien". *C.R. Somm. Soc. Geol. France*. 3 pp. 77-78.
- PFLUG, R. (1973).— "El diapiro de Estella". *Munibe*. t. 25, pp. 171-202.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1972).— "Memoria geológica de la hoja núm. 173 (Tafalla). Informe inédito. *Excma. Diputación de Navarra*.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1973).— "Miocene point-bar deposits in the Ebro basin northern Spain". *Sedimentology journal of the international associations of sedimentologists*. Vol. 20, núm. 1, pp. 133-134.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975).— "La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca". Monogr. del Inst. de Estud. Pirenaics, núm. 104, 188 pp. Jaca.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— "Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España. (Región Cantábrica)". Mem. IGME, t. 78, (3 vols.). 357 pp.
- RIBA, O. (1955).— "Sur le type de sedimentation du Tertiaire continental de la part Ouest du Basin de l'Ebro". *Geol. Bundeschan T.* 43, núm. 2, pp. 363-371, 1 fig. STUTTGART.
- RIBA, O. (1964).— "Estructura sedimentaria del Terciario Continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra". XX Congreso Geográfico Internacional. R. Unido, Julio-Agosto, pp. 127-138.
- RIBA, O. y BOMER, B. (1957).— Terrasses et glacis du bassin de l'Ebro dans la Ribera de Navarra et la Baja Rioja". *Livr. Guide Exc.* núm. 3. Villafranchien de Villarroja. INQUA, Congr. Int. Madrid-Barcelona, pp. 7-10.
- RIBA, O. y PEREZ MATEOS, J. (1962).— "Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde Norte de la cuenca Terciaria del Ebro (Navarra)". *II Reunión del Grupo Español de Sedimentología*. Sevilla 161.
- RIOS, J.M. (1948).— "Diapirismo". *Bol. I.G.M.E.* T. 60, pp. 155-238.
- RIOS, J.M. (1960).— "Algunas zonas especiales de las zonas subpirenaicas y de la cuenca del Ebro". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.* Madrid.
- ROJAS, B.J. de, LATORRE, F. y FERNANDEZ VARGAS, E.A. (1971).— "Contribución al conocimiento de la última fase de los movimientos Meso-Alpinos en las provincias de Navarra, Zaragoza y Huesca". *I Congr. Hispano-Luso americano. Geol. Econ.* T. 9, núm. 33, pp. 377-385. Madrid.

- RUIZ DE GAONA, M. (1952).— “Notas y datos para la Geología de Navarra”. *C.S.I.C.*
- RUIZ DE GAONA, M. (1952).— “Algunos datos geológico-paleontológicos sobre el Valle de la Barranca (Navarra)”. *Actes 1^{er} Congr. Int. Est. Pyren.* pp. 5-14.
- RUIZ DE GAONA, M. (1956).— “Memoria estratigráfica de los yacimientos ofíticos de Navarra”. *Est. Geológicos. I.* Lucas Mallada (C.S.I.C.), núm. 31, pp. 327-341.
- RUIZ DE GAONA, M.; VILLALTA, J.F. y CRUSAFONT (1946).— El yacimiento de mamíferos de las yeseras de Monteagudo (Navarra). *Notas y com. del I.G.M.E.* núm. 16, pp. 157-182.
- SAAVEDRA, J.L. (1964).— “Microfacies del Secundario y del Terciario de la zona pirenaica española”. *Mem. I.G.M.E.* T. 65.
- SOLE SABARIS, L. (1954).— “Sobre la estratigrafía de las Bárdeneas y límites del Oligoceno y Mioceno en el sector Occidental de la Depresión del Ebro”. *R. Soc. Est. Hist. Nat.* Libro Hom. Hernández Pacheco, pp. M. 639-656.
- SOLE SEDO, J. (1972).— “Formación de Mues: Litofacies y procesos sedimentarios”. Tesina de Licenciatura Univ. Central de Barcelona (inédito).
- SOLEER, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).— “Líneas generales de la Geología del Alto Aragón occidental”. *Rev. Pirineos*, núm. 96, p. 5-20.
- VALLE, A. del (1932).— Descubrimiento de la cuenca potásica de Navarra”. *Notas y Com. del I.G.M.E.* Madrid.
- VALLE, A. del ARACENA, C. (1930).— “Mapa Geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 173, (Tafalla)”. *I.G.M.E.* Madrid.
- VALLE, A. del, CINCUNEGUI, M.; MENDIZABAL, J. y J.M. ALMELA, A. (1950).— “Mapa Geológico de España. 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 174. (Sangüesa)”. *I.G.M.E.* Madrid.
- VALLE, A. del; MENDIZABAL, J.; CINCUNEGUI, M. (1934).— “Mapa geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 174. (Sangüesa)”. *I.G.M.E.* Madrid.
- VALLE, J. del y PUIGDEFABREGAS, C. (1978).— “Memoria explicativa de la hoja núm. 141 (Pamplona). MAGNA”. *I.G.M.E.* Madrid. pp. 1-23.
- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— “Contribución al estudio del Cretácico superior de facies Flysch de Navarra”. *Pirineos* 111, pp. 5-20.
- VOLTZ, H. (1964).— “Zur Geologie der Pyrenaiden in Nord-westlichen Navarra (Spanien)”. *Munster Diss.* (Inédito).

BIBLIOGRAFIA TEMATICA

- ELLIOT, T. APDS, G.; DAVIES, H.; EVANS, M.; GHIBAUDO, G. y GRAHAM, R.H. (1985).— "A estructural and sedimentological traverse through the Tertiary foreland basin of the External Alps of South-East France". *International Symposium on Foreland Basins. Excursion Guide-book* field excursion B, p. 39-73, P. Allen, P. Homewood y G. Williams Eds. Friburgo (Suiza). Sept. 1985.
- HOMEWOOD, P.; ALLEN, P.A.; WEIDHANN, M.; FASEL, J.M. y LATELIN, O. (1985).— "Geological Excursion to the Swiss Molasse Basin". *International Symposium on Foralend Basins". Excursion Guide-book*, field excursion A.p. 5-38, P. Allen, P. Homewood, y G. Williams. Eds. Friburgo (Suiza). Sep. 1985.
- ORI, G.G. y FRIEND, P.F. (1984).— "Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets". *Geology* 12: 475-478.
- PORTERO, J.M. y ALVARO, M. (1984).— La Depresión del Guadalquivir. Cuenca de antepaís durante el Neógeno. Génesis, evolución y relleno final. *I Congr. Esp. Sedimentología*. Tomo IV. p. 241-252. Segovia. Abril 1984.
- RICCI LUCHI, F. y ORI, G.G. (1985).— "Synorogenia deposits of a migrating basin system in the NW Adriatia foreland: Examples from Emilia-Romagna region, northeon. Apennines". *International Symposium on Foralend Basins. Excursion Guidebook*, field Exc. D. p. 137-176. P. Allen, P. Homewood y G. Williams. Eds. Friburgo (Suiza). Spt. 1985.
- WILLIAMS, G.D. y FISCHER, M.W. (1984).— A balanced section across the Pyrenean Orogenic Belt. *Tectonics* 3 (7): 773-780.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-28003

I.S.S.N.: 0373 - 2096

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA