

2.- MARCO GEOLOGICO

2.- MARCO GEOLOGICO.

2.1.- LAS FORMACIONES EVAPORITICAS CONTINENTALES DEL PALEOGENO Y NEOGENO EN LA CUENCA DEL EBRO.

Durante el Paleógeno y Neógeno la sedimentación evaporítica en la Cuenca del Ebro ha estado siempre presente con mayor o menor desarrollo. Las formaciones evaporíticas muestran en diversos casos características similares en composición mineral y litofacies, pero en conjunto puede decirse que ofrecen el más completo y variado registro evaporítico de la Península Ibérica, e incluso constituye una de las cuencas más notables a nivel europeo por lo que a evaporitas se refiere. En la figura 4, extraída de ORTI et.al. (1989) se presenta de forma esquemática la distribución de estas formaciones en un corte Este - Oeste de la cuenca, según su edad y distribución por sectores. La figura 3 muestra la distribución geográfica de estas mismas formaciones. Ambas figuras ponen de manifiesto una variada distribución paleogeográfica en las formaciones evaporíticas en la cuenca.

Esta distribución es consecuencia principalmente de dos aspectos estructurales que han actuado continuamente durante el Terciario:

Por un lado, el levantamiento de los Pirineos, que ha causado el progresivo desplazamiento del eje de la cuenca hacia el Sur a lo largo del Paleógeno y Neógeno. Así, las evaporitas terciarias ocupan una posición en la cuenca tanto más meridional conforme su edad es más moderna: las del Eoceno tienen una posición surpirenaica, estando en muchos casos involucradas en las unidades alóctonas del Pirineo; las Oligocenas ocupan una posición intermedia; y las del Mioceno una posición más meridional.

Por otro lado, los movimientos de zócalo, que han causado subsidencias diferenciales en los diversos sectores

de la cuenca, con desplazamientos laterales de su depocentro. A grandes rasgos estas áreas de mayor subsidencia han sido: durante el Eoceno los sectores surpirenaicos catalano-aragonés y navarro (formaciones potásicas y Yesos de Barbastro y Puente La Reina); durante el Oligoceno el sector navarro-riojano (Yesos de Falces y Lerín) y también, en parte, el catalán, aunque en este último no hubo prácticamente sedimentación evaporítica; y durante el Mioceno el sector aragonés y de la Rioja Alta (Yesos de Zaragoza y Cerezo).

* * * *

Una primera división que permite separar genéticamente este conjunto de formaciones evaporíticas, se basa en el origen marino o continental de las mismas:

Las evaporitas marinas son el producto de la evaporación de aguas de procedencia oceánica. Dado que la composición química del agua marina ha sido relativamente constante a lo largo de los tiempos geológicos (al menos desde el inicio del Paleozoico), el tipo de evaporitas resultantes está en función únicamente de las condiciones climáticas y deposicionales de la cuenca.

Para el caso de la cuenca del Ebro, sólo las formaciones eocenas surpirenaicas de Beuda-Campdevanol (prov. de Gerona) y potásicas de Cataluña y Navarra, son de origen marino, tal como han puesto de manifiesto los trabajos de ORTI et.al. (1985), PUEYO MUR (1975) y ROSELL ORTIZ (1983) respectivamente para cada una de estas tres unidades. Todas las restantes formaciones evaporíticas son de origen continental.

Las evaporitas continentales se han generado a partir de aguas que provienen de las cordilleras que bordean la cuenca. El contenido en sales de estas aguas puede ser muy diverso en función del tipo de rocas que se erosionan en estas cordilleras. Por lo general, las formaciones que mayor cantidad de solutos aportan a las aguas continentales son las evaporíticas, pues sus minerales son altamente solubles en comparación con los de otras rocas. En este

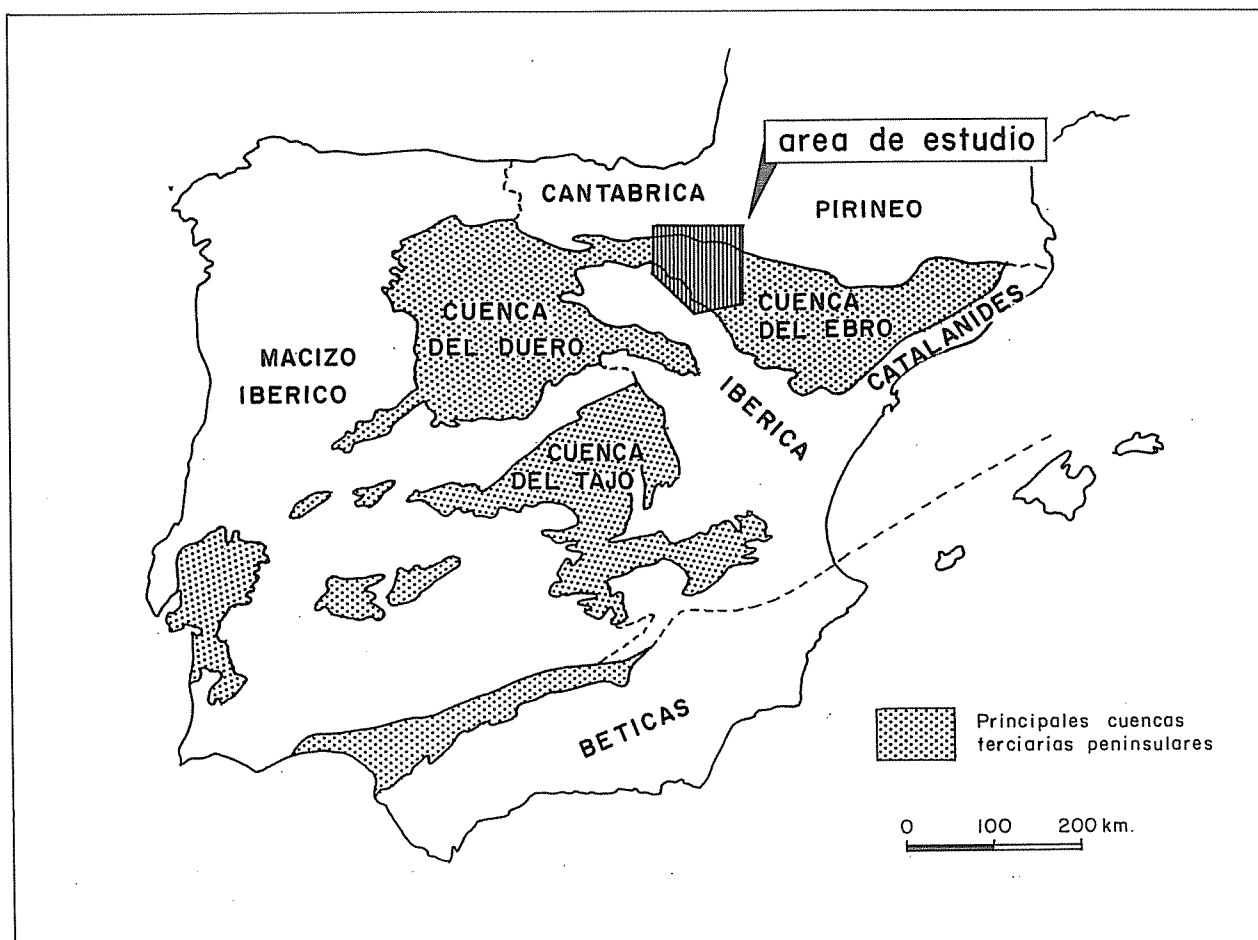


Figura 1.- Mapa de situación de las principales cuencas terciarias peninsulares y localización del area de estudio en el sector occidental de la cuenca del Ebro.

sentido, muchas de las evaporitas continentales provienen de la disolución de formaciones evaporíticas más antiguas y reprecipitación de sus sales en la cuenca, pudiéndose hablar para estos casos de "reciclaje" de evaporitas. En otros casos las evaporitas continentales pueden tener como fuente otros tipos de rocas (volcánicas, carbonatadas, etc.).

Debido al quimismo variable de las aguas, las características de las evaporitas continentales además de las condiciones deposicionales y climáticas estarán también en función de la composición de las aguas que las han generado. Este tercer factor hace que en la naturaleza la variedad de las evaporitas continentales sea muy superior a la de las evaporitas marinas.

Además de las formaciones Puente La Reina, Falces, Lerín, Ablitas y Ribaflecha, que son motivo del presente estudio, las otras unidades evaporíticas continentales que constituyen la cuenca del Ebro son las siguientes (fig.4):

A) Evaporitas del Garumniense de las cuencas Surpirenaica de Ager y Tremp.

Las evaporitas situadas en las facies garumnienses de las pequeñas cuencas surpirenaicas de Ager y Tremp (Lérida), de edad Paleocena, constituyen la fase evaporítica más antigua del Terciario de la cuenca del Ebro. Indicios de evaporitas en estas mismas facies se han citado en otros puntos de la Cordillera Ibérica, pero hasta el momento sus características son poco conocidas. No ocurre lo mismo con las que ahora nos ocupan, dado los trabajos recientes de GARCIA VEIGAS (1988), sobre la petrología y sedimentología de estas evaporitas, y de CUEVAS (1989) que lo hace sobre la estratigrafía y sedimentología del Garumniense de la cuenca de Tremp.

Las cuencas de Ager y Tremp fueron originalmente un mismo dominio sedimentario, compartimentado a partir del Paleoceno como consecuencia del levantamiento del umbral del Montsech. Este hecho motivó la formación de dos subcuencas (Tremp al Norte y Ager al Sur) de carácter continental, en

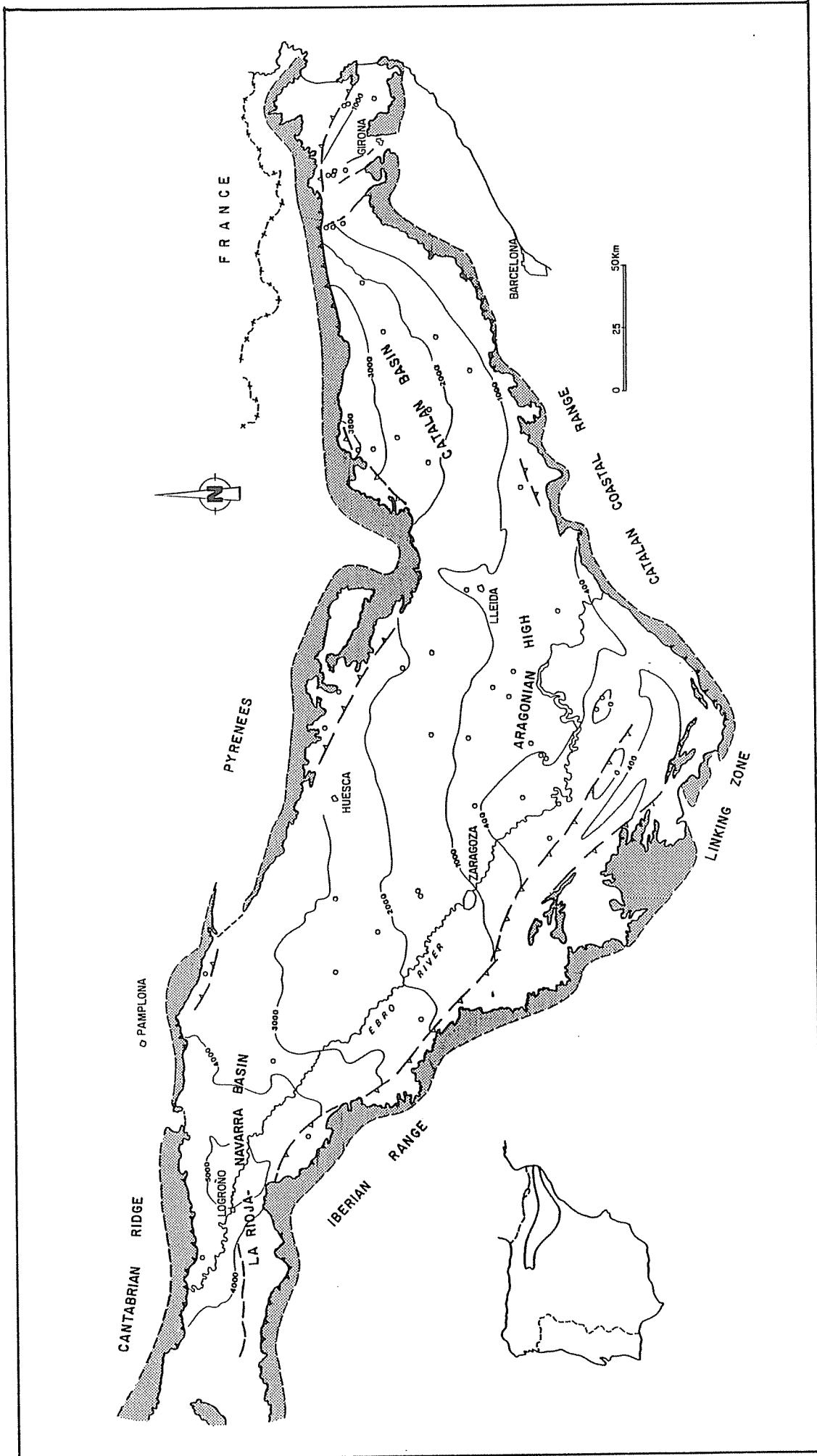


Figura 2.- Mapa de isopacas del Terciario en la cuenca del Ebro. Se advierte cómo la potencia de los materiales terciarios aumenta hacia el Norte de la cuenca y también hacia el Oeste (extraída de ORTI et.al., 1989).

cuyos depocentros se sedimentaron las evaporitas. Tras la deposición evaporítica las cuencas quedaron fosilizadas por los sedimentos marinos del Ilerdense (calizas de Alveolina). La formación constituye en ambas cuencas varios tramos yesíferos de 10-15 m. de potencia, con algunas intercalaciones arcillosas y carbonatos, formando pequeños ciclos detrítico-evaporíticos. Por el tipo de litofacies se interpreta estas evaporitas (GARCIA VEIGAS, 1988) como el resultado de un "playa-lake" de baja salinidad, con desarrollo principalmente de facies nodulares de yeso de origen intersticial, así como de yesos laminados y carbonatos de origen lacustre, en menor grado de importancia. No se tienen indicios de sal gema ni otro tipo de minerales evaporíticos. El análisis isotópico de estas evaporitas (UTRILLA, 1989) ha permitido confirmar el origen continental de las mismas, por reciclaje de las triásicas.

B) Evaporitas paleógenas del margen S.E. de la cuenca.

En diferentes puntos del S.E. de la cuenca del Ebro y formando una franja discontinua paralela a los Catalánides, se presentan varias formaciones evaporíticas de escasa extensión lateral que se emplazan entre los materiales detríticos continentales del Eoceno y Oligoceno basal de este sector de la cuenca. Estas formaciones evaporíticas han sido descritas estratigráficamente por COLOMBO (1979, 1986) y ANADON (1978), y estudiadas petrológicamente por ORTI et.al. (1987). En líneas generales se agrupan en dos sectores:

1) sector Montsant-Montblanc, que incluye las unidades yesíferas de Cornudella, Sta. M^a. del Montsant, Ulldemolins y Vilaverd, dentro del Complejo Ulldemolins, de COLOMBO (1986); y las de La Guardia-Sarral, en la Fm. Montblanc, del mismo autor. Todas ellas son de edad Eocena.

2) sector Anoia, con los yesos de Valldeperes, también de edad Eocena, dentro del Grupo Pontils de ANADON (1978); y yesos de Copons en la base de la Fm. Artés, de edad Oligoceno basal.

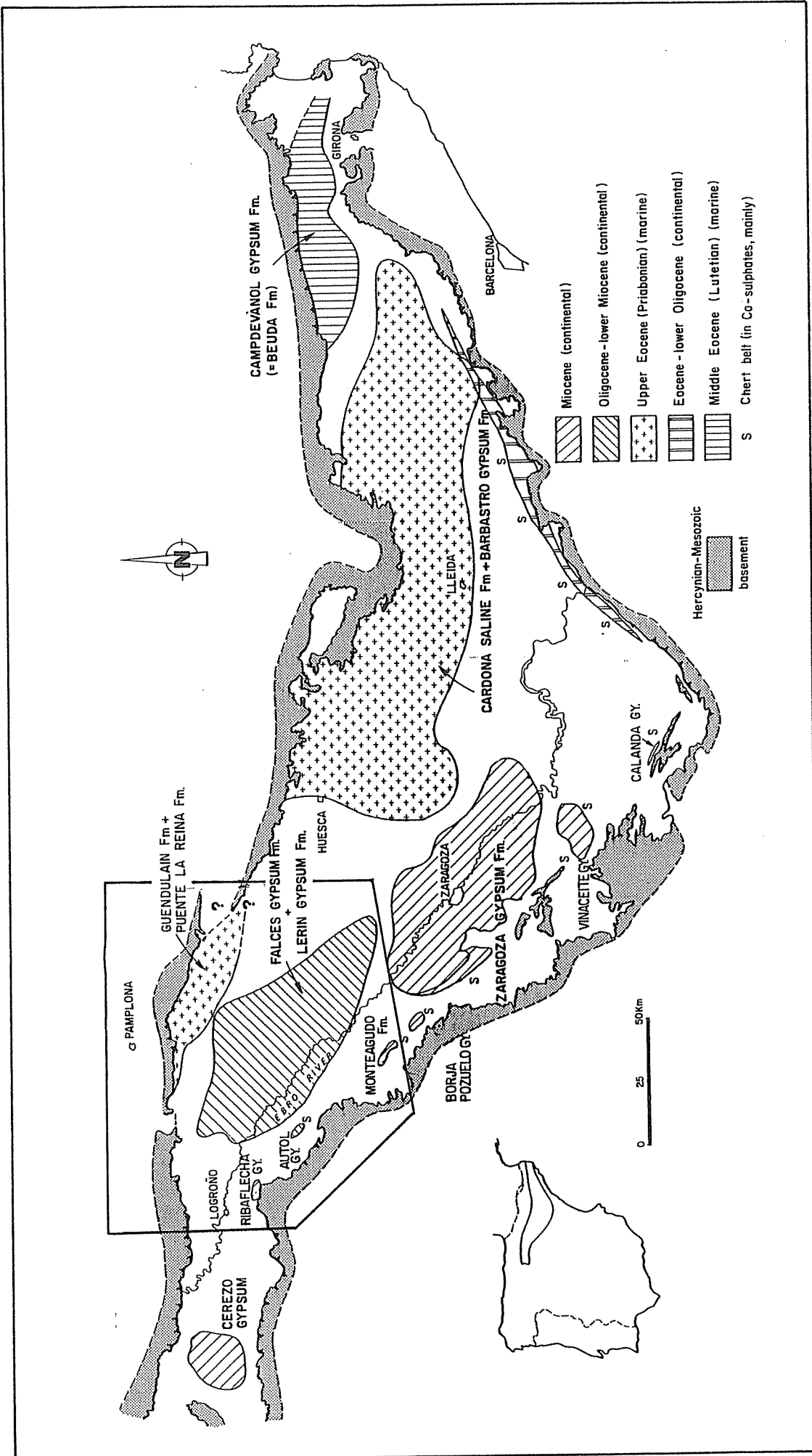


Figura 3.- Mapa de distribución de las formaciones evaporíticas en la cuenca del Ebro (extraída de ORTI et.al. 1989). Con el recuadro se indican las formaciones comprendidas en el presente estudio.

En conjunto presentan características similares, al tratarse de niveles poco potentes (máx. 30-40 m.), constituidos por yeso secundario muy puro en litofacies nodular o masiva, formando series monótonas con algunas intercalaciones arcillosas, y con frecuente presencia de nódulos de sílex. Su extensión lateral no supera los pocos kilómetros, formando cuerpos lenticulares encajados entre las facies aluviales del borde catalánide de la cuenca. La mineralogía de las arcillas asociadas a estas facies evaporíticas ha sido estudiada por INGLES y ANADON (1987), tratándose de paligorskita, illita y esmectita predominantemente. No se tienen indicios de otras sales evaporíticas, y la anhidrita de la que procede el yeso secundario no llega a aflorar en ningún punto.

ORTI et.al. (1987) interpretan estas evaporitas como el resultado de medios sedimentarios de tipo sabkha asociados a los sistemas aluviales del margen occidental de los Catalánides. UTRILLA (1989) pone de relieve el claro origen continental de las mismas a partir de sus composiciones isotópicas.

C) Yesos de Barbastro.

Esta unidad, descrita por QUIRANTES (1969) y SAEZ (1987) entre otros autores, tiene una notable continuidad de afloramiento en el margen surpirenaico de la cuenca, a lo largo de las provincias de Barcelona, Lérida y Huesca. La edad de la misma, a partir de carofíceas (SAEZ, 1987) es de Priaboniense sup. (Eoceno sup.), aunque sus niveles más altos pueden corresponder ya al Oligoceno. Por su similar posición estratigráfica con los Yesos de Puente La Reina en Navarra, formando ambas unidades la base del Terciario continental, algunos autores (PUIGDEFABREGAS, 1975; ORTI y SALVANY, 1986; ORTI et.al., 1989) sugieren la posibilidad de que ambas formaciones puedan tener continuidad lateral, aunque de momento por falta de datos de subsuelo esta idea queda sin confirmar.

SAEZ (1987) distingue en la Fm. Barbastro diversas subunidades: la mayor parte de la formación la constituye un cuerpo sedimentario principal al que denomina Fm. Barbastro

en sentido estricto y que se sitúa directamente sobre la Fm. Cardona (formación potásica más los niveles margosos que se encuentran a techo de la misma).

La Fm. Barbastro s.s. aflora en el núcleo de los anticlinales diapíricos de Balaguer-Barbastro, y de Ponts-Calaf, y presenta una potencia creciente de Este a Oeste, que oscila entre 30-60 m. y 400 m. (Sanaüja), aunque estos valores pueden ser mayores en subsuelo. La serie se presenta como una alternancia de tramos yesíferos y niveles de arcillas más o menos yesíferas con algunas capas de arenisca. Los yesos presentan facies predominantemente nodular (nódulos de hasta 50 cms.) así como laminadas. También se han reconocido facies seleníticas pseudomórficas. El análisis mineralógico de arcillas permite ver que se trata principalmente de illita, clorita y esmectita.

Otras unidades de la Formación Barbastro s.l. definidas por el mismo autor, son: Mb. Yesos de Sallent, Mb. Yesos de Copons y Mb. Yesos de Artés, situados en la prov. de Barcelona. (como se puede ver SAEZ incluye los Yesos de Copons, a los que nos hemos referido en el apartado anterior, en la Fm. Barbastro). La potencia y desarrollo de estos miembros es mucho menor.

SAEZ interpreta la Fm. Barbastro como el resultado de un ambiente sedimentario continental de tipo "playa-lake" de amplia extensión lateral en el sector Oriental de la cuenca. Estas evaporitas se sitúan en la zona de enlace entre los abanicos aluviales de los bordes Surpirenaico (Fm. Solsona) y Catalánide (Fm. Artés), constituyendo el depocentro sedimentario en este sector de la cuenca durante el Eoceno superior y Oligoceno basal.

En un momento inicial la sedimentación evaporítica se extendió por igual a todo el dominio de la formación tal como pone de manifiesto la base plana de la misma (nivel isócrono). Con el paso del tiempo las evaporitas fueron migrando hacia el Oeste como consecuencia de una expansión progresiva de las facies aluviales hacia el centro de la cuenca y también hacia el Oeste. Ello se refleja bien en el techo de la formación, marcadamente heterócrono que muestra un claro desplazamiento de las evaporitas hacia occidente.

D) Yesos de Zaragoza.

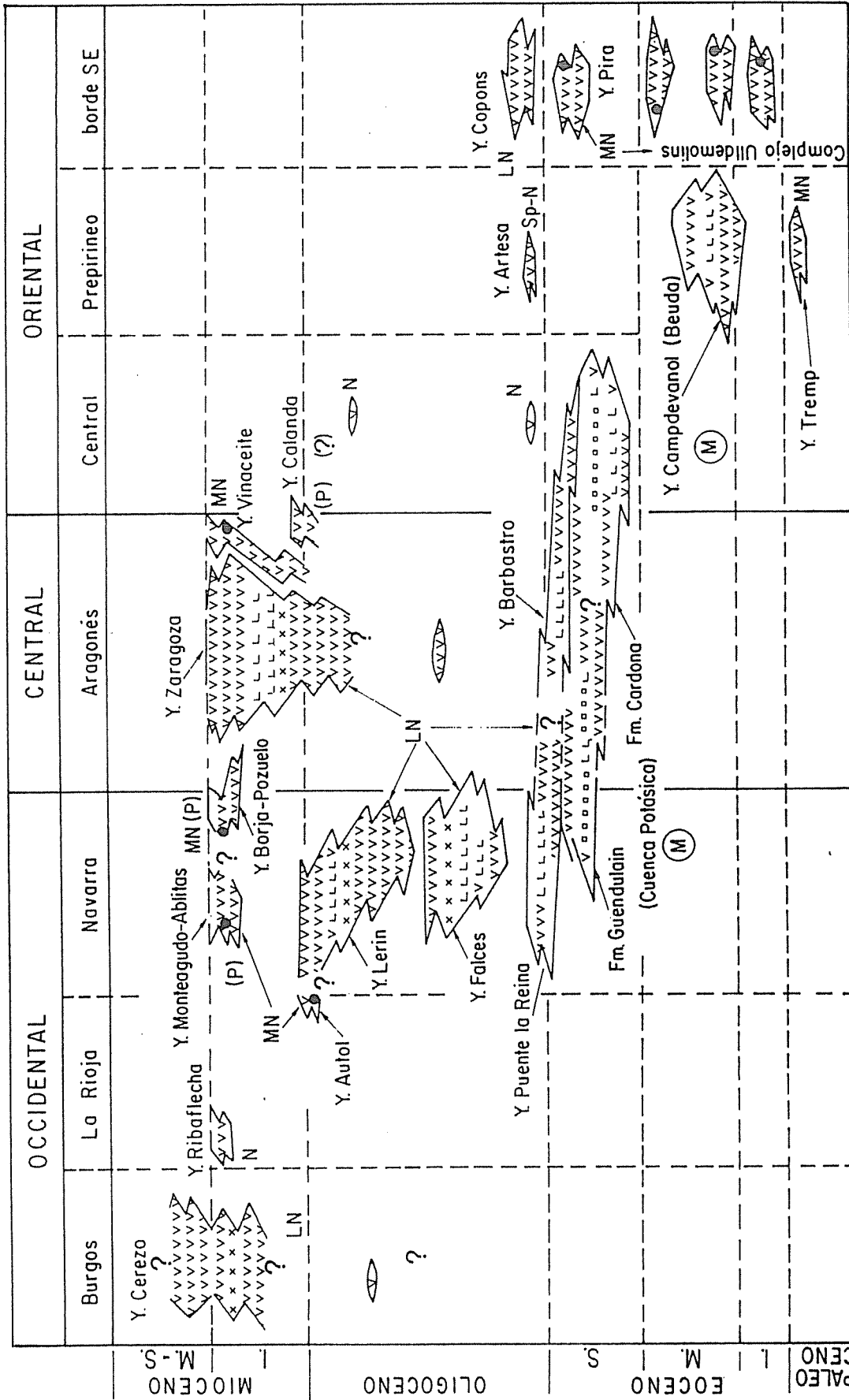
Los Yesos de Zaragoza (en sentido amplio) constituyen una potente formación evaporítica que se extiende sobre la mayor parte del sector central de la cuenca del Ebro. Se presenta con una estructura tabular poco deformada por la tectónica que aflora extensamente en la provincia de Zaragoza, siendo su mejor afloramiento el largo corte de más de 80 kms. excavado por el río Ebro entre Tauste y Alfajarín.

Desde un punto de vista estratigráfico, el trabajo que más detalladamente se refiere a esta unidad es el de QUIRANTES (1969, 1978), quien distingue varias subunidades, estudia su relación con las formaciones carbonatadas y detríticas vecinas, y hace una descripción de sus litofacies e interpretación sedimentológica de las mismas.

La formación está constituida principalmente por yeso secundario y anhidrita, de litofacies nodular, aunque en subsuelo tiene importante desarrollo los niveles de sal gema, que son explotados en Remolinos. El yacimiento salino de Remolinos ha sido motivo de buena parte de los trabajos que se han realizado sobre la formación: ARRECHEA y ARRECHEA (1946); LLAMAS MADURGAS (1959); RIOS (1963); ORTI y PUEYO (1977), FERNANDEZ NIETO y GALAN (1979) y MANDADO (1979).

También en este yacimiento salino se cita (FERNANDEZ NIETO y GALAN, 1979) la presencia de glauberita en subsuelo, aunque se tiene muy poca información sobre la misma. Otros indicios de glauberita, así como de thenardita, han sido citados por MANDADO (1987) en el subsuelo (datos de sondeos) de las proximidades de Zaragoza.

Figura 4.- Esquema estratigráfico mostrando la distribución de las formaciones evaporíticas de la cuenca del Ebro en un corte longitudinal a la misma. En las formaciones se señala: LITOLOGIA; 1) yeso-anhidrita, 2) glauberita, 3) halita, 4) potasas, 5) sílex, LITOFACIES; 6) laminada-nodular, 7) masiva-nodular, 8) nodular, 9) yeso primario, 10) yeso selenítico pseudomórfico, ORIGEN; 11) marino (las demás son de origen continental). (extraída de ORTI et.al. 1989).



(F. ORTÍ, 1.988)

- LITOLOGIA**
 1. vvvvvvvv
 2. xxxxxx
 3. llllll
 4. oooooo
 5. ●
- LITOFACIES**
 6. LN
 7. MN
 8. N
 9. (P)
 10. Sp
- ORIGEN II. (M)**

Sobre los Yesos de Zaragoza también son de destacar los trabajos de: BIRNBAUM (1976), BIRNBAUM y COLEMAN (1979) y MANDADO (1987), de carácter fundamentalmente geoquímico y petrológico; PEREZ et.al. (1988), de carácter estratigráfico y sedimentológico, que incluyen la parte meridional de la formación evaporítica en la U.T.S. (Unidad Tectosedimentaria) N1, de edad comprendida entre el Mioceno basal y el Aragoniense medio; MANDADO et.al. (1984), sobre disolución de rocas evaporíticas y su importancia como factor geomorfológico; y los de SIMON y SORIANO (1986) y CASAS y BENITO (1988) sobre neotectónica en los materiales cuaternarios como consecuencia de fenómenos diapíricos en las evaporitas de la formación. Datos isotópicos sobre los sulfatos se presentan en ORTI et.al. (1987) y UTRILLA (1989).

No hay hasta el momento un estudio sedimentológico detallado de los Yesos de Zaragoza, y tampoco se tiene información sobre su extensión y características en subsuelo, donde la formación tiene un amplio desarrollo, así como de su edad en conjunto. A pesar de ello, por su predominio en litofacies nodulares sobre cualquier otra estructura sedimentaria, cabe esperar que se haya tratado del desarrollo de un extenso playa-lake en el que las evaporitas se generaron en su mayoría de forma intersticial, con algunas inundaciones periódicas que dejaron los niveles de sal de Remolinos y otros puntos de la formación.

E) Evaporitas de Cerezo de Río Tiron.

El extremo occidental de la cuenca del Ebro lo constituye el "corredor de la Bureba" que enlaza el Terciario del Ebro con el de la cuenca del Duero. Esta zona ha sido estudiada por RIBA (1955a), quien describe la formación evaporítica de Cerezo de Río Tirón, a la que denomina como "facies yesíferas de Cerezo-Altable" y le atribuye una edad de Mioceno superior. RIBA cita ya en este mismo trabajo la presencia de anhidrita, glauberita y mirabilita en la formación, además del yeso.

La formación se extiende con estructura tabular formando el techo del Terciario en este sector de la cuenca, entre las poblaciones de Altable (al Norte) y Belorado (al

Sur), y entre las de Briviseca (al Oeste) y Cerezo de Rio Tirón (al Este). En su margen oriental se presentan los yacimientos de glauberita, que son motivo de explotación y que han sido estudiados por MENDUIÑA et.al. (1984) (algunas consideraciones más detalladas sobre este yacimiento las expondremos en el apartado 5.5.2). Al igual que ocurre con los Yesos de Zaragoza, no hay todavía un estudio sedimentológico completo de la formación, aunque por sus características mineralógicas y de litofacies, así como el contexto sedimentario en el que se halla, nos permiten considerarla como claramente continental y genéticamente muy similar a las formaciones Falces y Lerín que más adelante trataremos.

2.2.- ESTRUCTURA Y ESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO

CONTINENTAL EN EL SECTOR NAVARRO-RIOJANO

DE LA CUENCA DEL EBRO.

2.2.1.- RASGOS ESTRUCTURALES.

En el sector navarro-riojano de la cuenca del Ebro los materiales terciarios continentales quedan perfectamente delimitados entre los Pirineos y la Cordillera Ibérica por diversos accidentes estructurales de carácter regional (fig.5). Se trata de las "fallas maestras" que cita RIBA (1964) como accidentes de importante salto vertical que han sido las principales causantes de la gran subsidencia de la cuenca durante el Oligoceno y Mioceno. El carácter sinsedimentario de estos accidentes se refleja especialmente en las formaciones de los bordes de cuenca, que presentan una mayor complejidad estratigráfica (discordancias, cambios de facies, etc.) y estructural (capas verticalizadas o incluso invertidas).

En la parte central de la cuenca los materiales terciarios están menos deformados, formando una suave estructura de plegamiento, de dirección ESE-ONO o bien E-O, que lateralmente se atenúa hacia las regiones aragonesa y riojana occidental para dar lugar a un paisaje de relieves tabulares escasamente afectados por la tectónica.

A) El margen septentrional de la cuenca:

El límite Norte del Terciario continental lo constituye una sucesión de fallas en relevo que de Oeste a Este son respectivamente (fig.21):

- El límite meridional de los Montes Obarenes y Sierra de Cantabria.
- La falla de Codes-Monjardín.
- El límite meridional de la cuenca de Pamplona desde Alloz hasta la Sierra de Alaiz (este contacto queda fosilizado bajo los materiales miocénicos que se han expandido sobre el Terciario marino y Mesozoico de la cuenca de Pamplona).
- Frente de cabalgamiento de la Sierra de Alaiz.
- La falla de Monreal-Lumbier.

Estas líneas estructurales constituyen una continua y compleja falla inversa o cabalgante de remarcable salto vertical (hasta 7000 m. de salto en la falla de Codes-Monjardín, según RIBA, 1964; o 5000 m. en la Sierra de Alaiz, según DEL VALLE y PUIGDEFABREGAS, 1978), que delimita un Terciario continental autóctono al Sur de la misma, de un Mesozoico y Terciario marino alóctonos, al Norte.

El Terciario marino alóctono aflora ampliamente en las cuencas de Pamplona y Jaca, constituyendo la cuenca Surpirenaica centro-occidental, que ha sido estudiada con detalle por MANGIN (1959-60) y PUIGDEFABREGAS (1975).

El Terciario continental de este margen Norte de la cuenca han sido estudiado principalmente por RIBA y PEREZ MATEOS (1962) y RIBA (1964), así como por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970), SOLE (1972) y también PUIGDEFABREGAS (1975).

RIBA (1964) considera que la serie terciaria continental de este sector de la cuenca ha sido afectada al menos por tres fases de plegamiento diferentes como consecuencia del levantamiento de los Pirineos:

1.- La primera fase o fase principal de plegamiento es de edad Oligoceno superior-Aquitaniense, que es la edad de la "discordancia de Barbarín" que RIBA identifica en el sector de Los Arcos y Aguilar de Codés. Esta discordancia, de

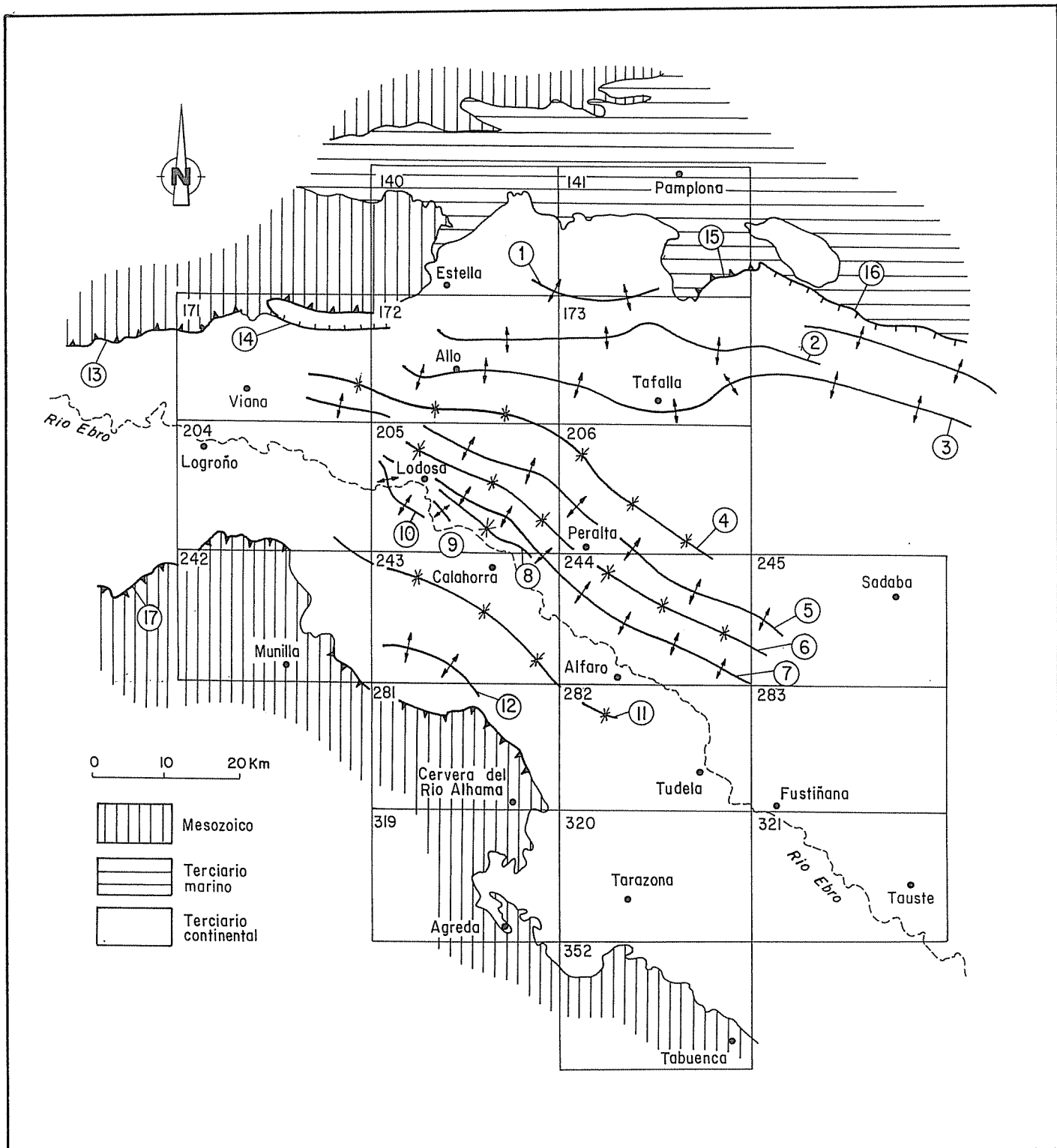


Figura 5.- Mapa geológico del sector navarro-riojano de la cuenca del Ebro, mostrando los rasgos estructurales principales y la situación de las hojas 1:50.000: 1) Anticlinal de Añorbe, 2) Sinclinal de Artajona, 3) Anticlinal de Tafalla, 4) Sinclinal de Miranda de Arga, 5) Anticlinal de Falces, 6) Sinclinal de Peralta, 7) Anticlinal de Cárcar-Arguedas, 8) Sinclinal de San Adrián, 9) Anticlinal de Sartaguda, 10) Anticlinal de Alcanadre, 11) Sinclinal de La Rioja Baja, 12) Anticlinal de Arnedo, 13) Frente de cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, 14) Falla de Codes-Monjardín, 15) Sierra de Alaiz, 16) Falla de Monreal-Lumbier, 17) Frente de cabalgamiento de las sierras de Cameros y La Demanda.

remarcable continuidad regional, separa una serie inferior-media plegada, de edad oligocena, de otra serie superior que se le superpone en discordancia angular de edad miocena y mayor carácter expansivo hacia el Norte.

2.- Los materiales de la serie superior, de edad miocena inferior, están a su vez plegados en la zona central de la Ribera de Navarra, como consecuencia de una segunda fase de plegamiento (estructura de plegamiento diapírico que expondremos en el próximo apartado).

3.- La tercera fase de plegamiento está en relación con los cabalgamientos de las sierras de Alaiz, Codés, Cantábrica y otras, que tuvieron lugar durante el Mioceno terminal.

Un elemento estructural de especial relevancia en este sector Norte de la cuenca es la denominada "falla de Pamplona", que constituye un complejo accidente, de dirección NE-SO, que afecta tanto a los materiales paleozoicos y mesozoicos del Pirineo como a los terciarios de la cuenca del Ebro. Este accidente divide al Pirineo en dos sectores diferentes: al Oeste, el Pirineo vasco-cantábrico, con un estilo estructural propio, caracterizado principalmente por la vergencia Norte de sus pliegues y cabalgamientos; y al Este, el Pirineo Central y Oriental con vergencia Sur de sus estructuras. Otros nombres que se le han dado son los de "falla de Estella-Velate" (MUÑOZ et.al., 1983) o "transversal Estella-Dax" (LOTZE, 1955). También constituye el límite occidental del cinturón de diapiros triásicos que rodean la región vasco-cantábrica, habiéndose inyectado alguno de ellos (diapiro de Estella; PFLUG, 1973) directamente a través de la "falla".

Por lo que respecta al Terciario continental, la falla de Pamplona parece ser la causante de la complejidad de la estratigrafía del sector de Estella-Puente La Reina: cambios de dirección de varias estructuras, variaciones notables de potencia de la serie, etc. A ello debe sumarse el papel sinsedimentario que han jugado los diapiros de Estella y Alloz a lo largo de Terciario (KIND, 1967), dando lugar a subsidencias diferenciales en sus alrededores, niveles de discordancia angular de carácter local, presencia de olistolitos entre los materiales terciarios, etc.

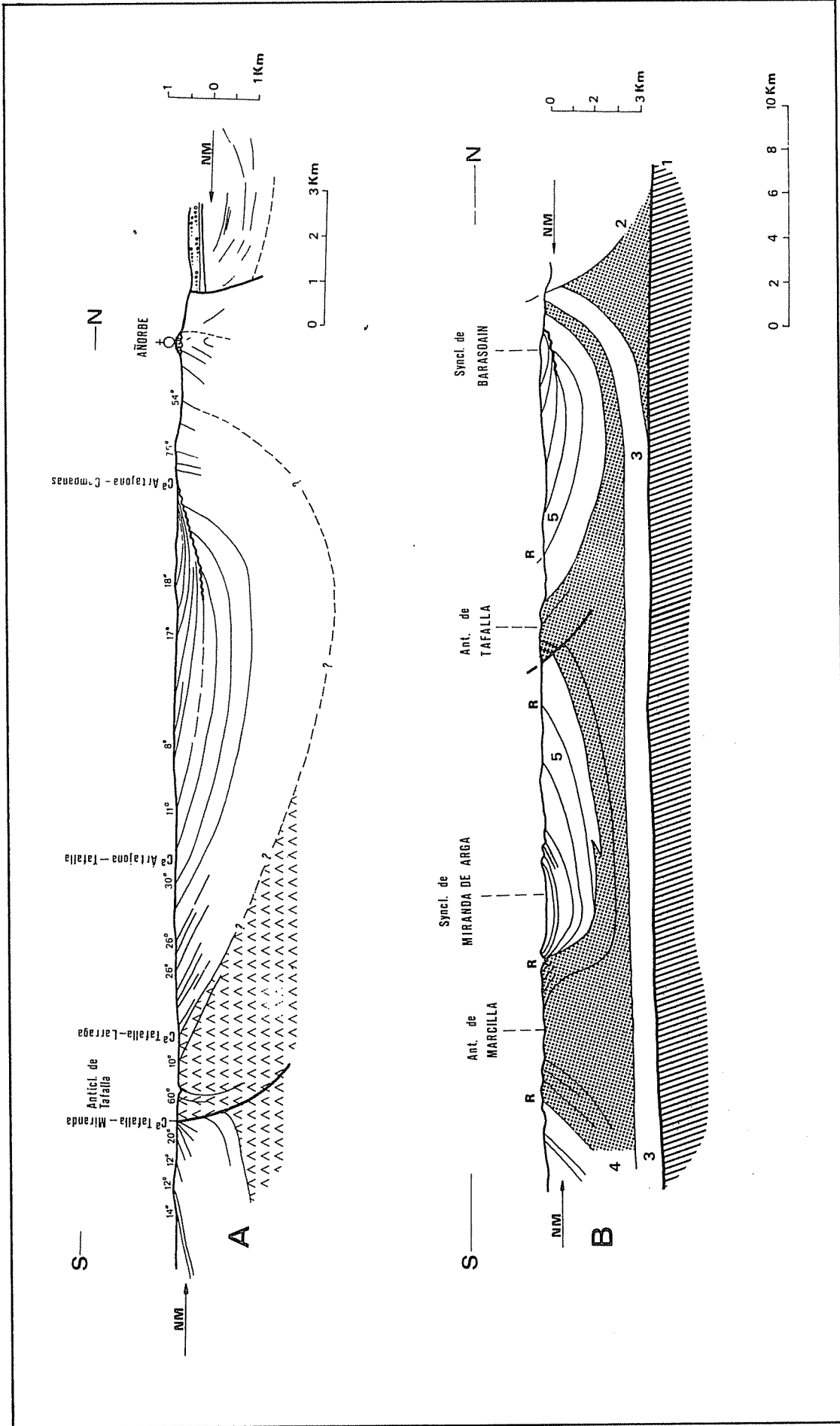


Figura 6.- Cortes geológicos a través de la Ribera de Navarra. Se observa el carácter diapírico de los Yesos de Falces (4) en los anticlinales de Marcilla (o Falces) y Tafalla. Los Yesos presentan una base plana sobre los materiales detríticos de la Fm. Mués (3). La halocinesis produce en los sinclinales (5) cubetas sedimentarias con desplazamientos de sus ejes y formación de discordancias en los flancos (extraída de RIBA, 1976).

B) El margen meridional de la cuenca:

En el borde meridional los materiales terciarios están también limitados con los mesozoicos y paleozoicos de las sierras de Cameros y La Demanda, por fallas inversas de importante salto vertical que forman un continuo frente de cabalgamiento. Este cabalgamiento, de estructura compleja, está compuesto en Cameros por dos unidades cabalgantes principales que presentan cada una de ellas varias escamas secundarias de carácter local (PEREZ LORENTE, 1987, 1988). La vergencia del cabalgamiento es Norte y su plano de deslizamiento constituye una superficies muy tendida u horizontal, que llegan a tener un desplazamiento de más de 8-10 kms. sobre los materiales terciarios. En el frente de cabalgamiento afloran importantes masas de evaporitas del Keuper, que forma el nivel inferior de despegue de estas estructuras. A esta lineación E-O de cabalgamientos se superponen diversos accidentes transversales de dirección NE-SO, que han actuado como fallas de desgarre.

PEREZ LORENTE (1988), refiriéndose al sector de enlace entre las sierras de Cameros y La Demanda, pone de relieve el carácter polifásico que han tenido estos accidentes estructurales durante el Paleógeno y Neógeno. El cabalgamiento se produjo mediante impulsos de edad diferente en el que destacan tres etapas de actividad fuerte: dos fases anteriores a la deposición de los conglomerados del Mioceno terminal, y una tercera (menos intensa) posterior a los mismos. CASAS SAINZ (1988) expone que los materiales más modernos afectados por el cabalgamiento son los de la Fm. Yerga y que por tanto éste no puede ser de edad posterior al Mioceno superior.

Las fallas de desgarre han actuado con posterioridad a los primeros cabalgamientos, también de forma intermitente, a lo largo de todo el Mioceno. Diversos estudios sobre los depósitos cuaternarios de este sector meridional de la cuenca (PEREZ LORENTE, 1985) han puesto de manifiesto que las fallas de desgarre han actuado, progresivamente de forma atenuada, hasta la actualidad (fuentes termales de Torrecillas, Arnedillo y Fitero).

Los materiales Terciarios están muy verticalizados o incluso invertidos en el contacto con los frentes de cabalgamiento. Sin embargo, en pocas decenas o centenares de metros hacia el interior de la cuenca, las capas se restablecen a su posición horizontal sin que en ellas se manifiesten otras deformaciones importantes. Únicamente el sector de Arnedo constituye una amplia zona verticalizada, de varios kilómetros de extensión, formando una estructura en domo en la que aflora de forma continua toda la serie terciaria, desde los Conglomerados de Turruncún (Eoceno superior), hasta los de Yerga (del Mioceno superior). En esta zona, un estudio estratigráfico detallado (MUÑOZ, 1985; MUÑOZ et.al. 1986) ha permitido distinguir varias unidades tectosedimentarias, separadas por discontinuidades, que son el reflejo de las diferentes fases tectónicas de la Cordillera Ibérica durante la sedimentación terciaria. En la figura 9 se presenta la relación tectónica-sedimentación en el sector de Arnedo, a partir de MUÑOZ et.al. (1986).

C) La zona central de la cuenca.

La zona central de la cuenca navarro-riojana presenta una estructura de plegamiento de dirección ONO-ESE o O-E (fig. 5) formada por pliegues de ancho radio de curvatura cuyos ejes se presentan con frecuencia deformados y muestran bruscas terminaciones periclinales. Los materiales evaporíticos que constituyen el núcleo de la mayor parte de los anticlinales, han tenido un importante papel diapírico (fig. 6), llegando a cabalgar en algunos casos sobre los flancos del pliegue. En algunos sinclinales se observan también asimetrías en sus materiales como consecuencia del desplazamiento del eje del sinclinal hacia el Sur o Norte sincrónicamente a su relleno sedimentario

Los pliegues son de Norte a Sur, siguiendo la nomenclatura propuesta por RIBA y LLAMAS (1962), los siguientes (fig. 5):

1.- Anticlinal de Añorbe. Se extiende desde Alloz (al Este) hasta Añorbe (al Oeste), donde su eje se sumerge bajo el frente de cabalgamiento de la Sierra de Alaiz. Este anticlinal presenta una neta asimetría, con vergencia hacia

el Norte. En su núcleo afloran los Yesos de Puente La Reina, con estructura diapírica, ofreciéndose un buen corte de los mismos en el margen occidental del río Ega, al Sur de Puente La Reina. En los flancos afloran las Areniscas de Mues y Yesos de Falces.

2.- Sinclinal de Oteiza-Berasoain o de Artajona. Se extiende desde el Sur de Estella hasta Sangüesa. RIBA (1976) reconoce en el flanco Norte un nivel de discordancia entre los materiales de la Fm. Ujué que constituyen el sinclinal (fig. 6A), y también pone de manifiesto el carácter asimétrico del mismo, todo ello debido al desplazamiento sinsedimentario del eje del sinclinal: primero hacia el Sur, como consecuencia del empuje de la falla en compresión de la Sierra de Alaiz; y después hacia el Norte, por efecto del levantamiento del anticlinal diapírico de Tafalla.

3.- Anticlinal de Tafalla-Allo. Se extiende desde Allo hasta más allá de Sos del Rey Católico en la provincia de Zaragoza, donde enlaza con el anticlinal que forman las "sierras exteriores" de la cuenca de Jaca (PUIGDEFABREGAS, 1975). El núcleo principal del anticlinal se sitúa entre Larraga y Tafalla, donde afloran con estructura diapírica los Yesos de Falces. El pliegue es en esta zona claramente vergente hacia el Sur, presentándose los yesos ligeramente cabalgantes sobre los materiales arcillosos de las Fms. Ujué (facies de Sos) y Tudela.

4.- Sinclinal de Miranda de Arga-Sansol. Se extiende desde Sansol (al Oeste) hasta las proximidades de Mélida (al Este) y engloba principalmente a los materiales de la Fm. Tudela. También se pone de manifiesto el desplazamiento sinsedimentario del eje del sinclinal, en este caso sólo hacia el Sur, como consecuencia del precoz levantamiento del anticlinal de Tafalla con respecto al de Falces, que limita el sinclinal por el Sur (RIBA, 1976).

5.- Anticlinal de Caparroso-Marcilla-Sesma o de Falces. Constituye el pliegue principal de la Ribera navarro-riojana. En Sesma se presenta su extremo occidental, donde el pliegue ofrece un excelente ejemplo de terminación periclinal. Algunos kilómetros más hacia el Oeste enlaza

con el anticlinal de Lazagurria, de mucha menor relevancia. Por el Este el anticlinal de Falces se sumerge bajo el Mioceno tabular de Las Bārdenas. En el núcleo del anticlinal afloran extensamente los Yesos de Falces, muy deformados por diapirismo, que fueron atravesados en su totalidad por el sondeo de Marcilla (fig. 27), que cortó cerca de 3000 m. de evaporitas acumuladas diapíricamente.

En los flancos del anticlinal afloran las Arcillas de Marcilla y los Yesos de Lerín. Los ríos Ega, Arga y Aragón atraviesan el anticlinal dando lugar a algunos de los mejores cortes del Terciario continental de Navarra (fotos 8, 9 y 11).

6.- Sinclinal de Media cuenca-Peralta o de Candēvalos. Se extiende paralelamente al anticlinal de Falces, con similar extensión. Su mitad occidental está constituida por los Yesos de Lerín, y su mitad oriental por el Mioceno de la Fm. Tudela, muy recubierto por las terrazas cuaternarias del río Aragón. RIBA (1964) y RIBA y BOMER (1957) describen en este sector más oriental del pliegue (zona de Villafranca) y a la vez en el flanco meridional del mismo, diversos pliegues secundarios, paralelos al eje del sinclinal, debidos a "migraciones ascendentes de los yesos". Estos pliegues secundarios son de edad reciente, pues deforman a las terrazas actuales del río Aragón.

7.- Anticlinal de Arguedas-Villafranca-Andosilla y anticlinal de Carcar. Son uno la prolongación del otro respectivamente al Este y Oeste del río Ega, extendiéndose desde la región de Las Bārdenas, donde el eje del anticlinal se sumerge bajo la serie miocénica tabular, hasta Lodosa, donde tiene lugar una brusca terminación periclinal. Entre los ríos Ega y Arga, y constituyendo el núcleo y flanco meridional del pliegue, afloran los Yesos de Falces (foto 7) (Milagro, Azagra y Andosilla). En el resto del área el pliegue afecta a las diferentes unidades de la Fm. Lerín.

El sector comprendido entre Andosilla, San Adrián y Azagra presenta una remarcable complejidad estructural al estar desarrolladas varias estructuras, de carácter local, que afectan al anticlinal de Arguedas y también al sinclinal de San Adrián:

a) La "falla" del río Ega. Este río discurre en su parte inferior sobre una zona de carácter estructural complejo. Por un lado, la dirección N-S del río constituye un eje de deformación de los pliegues que cruzan este sector: sinclinal de San Adrián, anticlinal de Arguedas y sinclinal de Peralta. Estos pliegues sufren una pronunciada dislocación sinistral al cruzar el río, que es máxima en el sinclinal de San Adrián y decrece hacia el Norte, afectando menos al anticlinal de Arguedas y ligeramente al sinclinal de Peralta.

También, la línea N-S del Ega hace de divisoria de una zona occidental de estructura relativamente simple, de otra zona oriental con una notable complejidad tectónica. Este hecho se pone especialmente de manifiesto en el corte que se ofrece entre Andosilla y San Adrián, donde se observa una densa estructura de fallas y diaclasas que complican enormemente la estratigrafía de la Fm. Lerín a este lado oriental del río. No ocurre lo mismo en el margen opuesto del río, donde la formación muestra una estructura sencilla en la que se reconocen bien sus diferentes unidades.

Todo ello parece indicar que el cauce actual del río Ega discurre sobre una zona de falla con una importante componente de desgarre sinistral, que ha actuado con posterioridad a la formación de los pliegues, a los que deforma. El hecho de que el río Ega sea a la vez una divisoria de dos dominios sedimentarios diferentes para la Formación Lerín (ver apartado 4.2.3), puede hacernos pensar que este accidente estructural ha podido jugar también un papel importante en la configuración paleogeográfica de la cuenca con anterioridad a la formación de los pliegues.

b) El domo de Andosilla. CASTIELLA et.al. (1979) consideran los yesos que afloran en Andosilla como correspondientes a la unidad Cárcar, que definen como un importante tramo yesífero entre los yesos de Falces y los de Lerín. De nuestro estudio estratigráfico se deduce que estos yesos son propiamente los de Falces, pues por el flanco Norte del anticlinal se reconoce toda la serie con sus unidades normales (Arcillas de Marcilla y Yesos de Lerín). No pasa lo mismo en el otro flanco del anticlinal, donde los Yesos de Falces, poco más de un quilómetro al Sur de Andosilla, se ponen en contacto directo con los Yesos de Lerín a través de

una falla, de dirección ONO-ESE, de remarcable importancia en este sector (fig. A-1). Esta falla permite separar claramente los Yesos de Falces, al Norte, con una estructura casi horizontal formando un monótono tramo yesífero, de los Yesos de Lerín fuertemente inclinados hacia el Sur (30-40° aprox.) que constituyen una serie alternante de arcillas y yesos (unidad Peralta).

En nuestra opinión, los Yesos de Falces constituyen en esta zona una estructura domática de origen diapírico, desarrollada probablemente como resultado del cruce de la falla del Ega con el anticlinal de Arguedas. El cruce de ambas estructuras generaría una zona de debilidad que favorecería la extrusión de los Yesos de Falces.

c) El domo de Azagra. En este caso el carácter diapírico de los materiales yesíferos (foto 24) no deja lugar a dudas del origen halocinético de esta estructura. No hay problema en considerar estos yesos como los de Falces pues hacia el Suroeste se siguen de forma continua hasta Milagro, donde quedan estratigráficamente bien caracterizados como tales en el corte del río Arga. Lo que no queda claro es hasta qué punto el domo es una estructura independiente, o bien enlaza con el anticlinal de Arguedas como una ramificación o apéndice del mismo.

8.- Sinclinal de San Adrián. Se extiende desde Lodosa hasta Azagra, donde termina entre los domos de Andosilla (al Norte) y Azagra (al Sur). Está constituido por los materiales arcillosos y yesíferos de la Fm. Lerín.

9.- Anticlinal de Sartaguda. Es un pliegue de escasa extensión longitudinal (2-3 kms.) que puede observarse al Oeste de la localidad que le da nombre, en el excelente corte producido por el río Ebro entre Sartaguda y San Adrián (foto 10). En el núcleo afloran las arcillas rojas con niveles de yeso de la unidad Mendavia y sus flancos los forman los yesos y arcillas de las unidades Alcanadre, Sartaguda y Sesma.

A la vista de nuestras observaciones (fotogeología y campo) no creemos acertado el enlace de este anticlinal con el de Alcanadre tal como proponen RIBA y LLAMAS (1962) y

CASTIELLA et.al. (1978), pues ello supone una pronunciada curvatura de los ejes de ambos anticlinales a la vez que impone un fuerte hundimiento del eje del pliegue por debajo del cauce actual del río Ebro. A nuestro juicio, constituyen dos anticlinales independientes separados por el Cuaternario del río Ebro, que recubre un sinclinal que no llega a aflorar en ningún punto. No obstante, esta zona constituye otro punto de complejidad estructural sin resolver, sobre todo debido a la influencia de movimientos cuaternarios (neotectónica, diapirismo...), tal como exponen ATARES et.al. (1983). También SOLE SEDO (com.pers.) nos ha puesto de manifiesto el anómalo desarrollo de las terrazas actuales del Ebro en esta zona, que presentan bruscos cambios de potencia en cortas distancias.

10.- Anticlinal de Alcanadre. Este pequeño anticlinal atraviesa el río Ebro en las proximidades de la localidad que le da nombre y se observa bien en el corte de la carretera de Lodosa a Mendavia. Al Norte del Ebro el anticlinal presenta un eje de dirección NNO-SSE, y constituye un relieve invertido en el núcleo del cual afloran las arcillas rojas con capas de yeso de la unidad Mendavia (Fm. Lerín). Por este núcleo discurre un torrente salado (foto 122) que fluye hasta el mismo Ebro. En los flancos afloran los materiales de las unidades Alcanadre y Sartaguda, de la misma formación. Al Sur del Ebro el eje del anticlinal cambia de rumbo, con dirección ahora NO-SE, y en pocos kilómetros, se sumerge suavemente bajo el Cuaternario del Ebro.

11.- Sinclinal de la Rioja Baja. Constituye una sinclinal muy suave que se extiende a lo largo de la Ribera riojana, entre los ríos Alhama y Leza. Más al Este y Oeste respectivamente de estos ríos, el Terciario pasa gradualmente a un paisaje de relieves tabulares muy escasamente deformado.

El sinclinal está constituido principalmente por las arcillas rojizas con areniscas de la Fm. Tudela, aunque en su flanco Norte se reconoce bien el techo de los Yesos de Los Arcos (Fm. Lerín), que aflora de forma más o menos continua entre Arrúbal y Calahorra. En el flanco Sur del sinclinal y ocupando una posición stratigráfica igual que los Yesos de Los Arcos, se presentan los Yesos de Autol.

Este aspecto, citado ya por CRUSAFONT et.al. (1966), ha sido puesto de manifiesto recientemente por MUÑOZ et.al. (1986) quienes consideran ambos niveles yesíferos como equivalentes estratigráficamente. También nosotros somos partidarios de la correlación de las dos unidades yesíferas, aunque no hay hasta el momento datos que permitan asegurar que ambas unidades tengan continuidad en subsuelo.

12.- Anticlinal de Arnedo. Es la estructura más meridional del conjunto que estamos considerando, y constituye un anticlinal en forma de domo, con una longitud próxima a los 15 kms. y una anchura también de las mismas dimensiones. En él se identifica toda la serie terciaria continental, estudiada por MUÑOZ et.al. (1986). Otros trabajos que se refieren a este sector de la cuenca desde el punto de vista estructural son los de BRINKMANN (1957); CASTIELLA et.al. (1977); ORTEGA y PEREZ LORENTE (1984) y CASAS SAINZ (1988a, 1988b).

El sondeo Arnedo-1, realizado en el centro del anticlinal, llegó a una profundidad de 1576 m. de los cuales los 834 m. primeros fueron de Terciario continental detrítico discordante sobre un basamento jurásico.

E) Los movimientos cuaternarios.

El tema de las deformaciones de terrazas y glaciares cuaternarios en la Ribera del Ebro, en Navarra-La Rioja y regiones próximas, ha sido tratado por varios autores que proponen diferentes orígenes para los mismos:

SOLE SABARIS (1953), RIBA y BOMER (1957), BOMER y RIBA (1962), MENSUA y BIELZA (1974), SIMON y SORIANO (1986) y CASAS y BENITO (1988) defienden el origen halocinético de buena parte de estas deformaciones, debido a movimientos recientes de los yesos y arcillas del Terciario que sostiene los sedimentos cuaternarios. De entre estos trabajos resulta especialmente detallado el de SIMON y SORIANO, quienes estudian este tipo de fenómenos en 27 puntos diferentes en las terrazas del Ebro en los alrededores de Zaragoza, y describen dos modelos de deformación: "domal o pillow type" y "piercement o intrusive type". Ambas estructuras están originadas por fenómenos diapíricos recientes.

CASAS y BENITO (1988) en su estudio más amplio de las terrazas del Ebro y algunos afluentes, en Zaragoza, Navarra y La Rioja, añaden a estos dos modelos (a los que denominan respectivamente "domático" y "perforante") otros dos modelos más, también debidos a causas diapíricas: "domático perforante" y "de basculamiento".

Estos dos trabajos citados, así como el de SOLE SABARIS (1953), coinciden en el hecho de que las deformaciones sólo afectan a las terrazas medias o altas de los ríos estudiados, sin dejarse sentir las deformaciones en las terrazas más recientes. También exponen el carácter sinsedimentario de las estructuras con respecto a los materiales cuaternarios. Sin embargo, BOMER y RIBA (1962) y MENSUA y BIELZA (1974) citan terrazas actuales deformadas en los ríos Ega y Aragón, y exponen que los movimientos diapíricos se han prolongado hasta la actualidad y que incluso ahora siguen siendo activos.

PEREZ LORENTE (1983, 1985) y ATARES et.al. (1983) exponen que varias de las estructuras de deformación de las terrazas cuaternarias son causadas por movimientos tectónicos recientes, ligados a la dinámica de la Cordillera Ibérica. ATARES et.al. (1983) consideran de especial influencia las fallas de desgarre sinistras de dirección N18E, relacionadas con esfuerzos compresivos E-O del margen septentrional de las sierras de Cameros y La Demanda. PEREZ LORENTE (1983, 1985) cree que otras fallas de desgarre de dirección NE-SO, relacionadas con la "falla de Plasencia", han jugado también un papel relevante en esta neotectónica.

Finalmente, un tercer tipo de causas que han condicionado la deformación de los materiales cuaternarios ha sido la disolución (karstificación) de las evaporitas terciarias con el colapso de las terrazas que sostienen. Estos aspectos están contemplados en los trabajos recientes de MANDADO et.al. (1984); TENA et.al. (1984) y BENITO y GUTIERREZ (1987).

2.2.2.- LITOESTRATIGRAFIA.

La serie estratigráfica del Terciario continental se extiende desde el Eoceno terminal hasta el Mioceno superior.

En conjunto presenta una potencia de 4000 a 5000 m., que puede ser observada en algunos cortes excepcionales como los de Mués-Los Arcos (fig. 25), en el sector N.O. de la Ribera de Navarra, donde se presenta de forma continua una serie de 4500 m. de potencia (RIBA y PEREZ MATEOS, 1962 y SOLE, 1972), o en el corte de Turruncún-Arnedo (fig. 9), en el margen meridional de la cuenca, donde aflora también de forma continua la serie oligocena y miocena con un espesor de cerca de 4000 m. (MUÑOZ et.al., 1986). Como caso excepcional se han llegado a medir hasta 7300 m. de serie en el corte de Ibargoiti-Sansoain (RIBA y LLAMAS, 1962), en el margen Noreste de la cuenca.

Dentro de esta potente serie las formaciones detríticas y lacustres presentan una compleja estratigrafía debido a los constantes cambios laterales de facies y también a la escasez de yacimientos paleontológicos que dificulta la datación de sus unidades. A pesar de ello, los diferentes trabajos realizados hasta la fecha permiten tener ya un buen conocimiento de la estratigrafía de la región, al menos desde el punto de vista litoestratigráfico y sedimentológico.

En este apartado expondremos la serie litoestratigráfica correspondiente al Terciario continental en la Ribera de Navarra y La Rioja Baja (fig. 8) a partir de nuestras observaciones y los trabajos más relevantes realizados hasta el momento. Haremos también referencia a sus unidades equivalentes en las regiones vecinas: por el Oeste el Terciario de la Bureba (La Rioja Alta); por el Norte y Noreste el Terciario de las cuencas de Pamplona y Jaca; y por el Este y Sureste el Terciario aragonés.

A) El tránsito marino-continental (Eoceno superior).

El tránsito de la sedimentación terciaria marina a la continental ha sido estudiado por MANGIN (1959-60), PUIGDEFABREGAS (1975) y ROSELL ORTIZ (1983) entre otros autores.

Durante el Terciario inferior (Eoceno) la sedimentación estuvo centrada en las cuencas Surpirenaicas de Jaca y Pamplona (PUIGDEFABREGAS, 1975), constituyendo un importante

surco sedimentario paralelo a los Pirineos y abierto al oceano por el Noroeste (fig. 7). Durante el Priaboniense la sedimentación fue de facies marinas profundas en la cuenca de Pamplona (Margas de Pamplona), pasando hacia el Este a facies litorales (Fms. Belsue y Atares) y a facies continentales en su extremo oriental (Fm. Campodarbe). Este sistema marino-continental fue evolucionando durante el Eoceno superior de forma regresiva, con progradación hacia occidente de las facies continentales (facies fluviales) sobre las litorales (facies deltaicas), y estas últimas sobre las facies marinas de la cuenca de Pamplona.

El régimen regresivo se acentúa en el Priaboniense superior, como consecuencia de la restricción de la cuenca con el mar abierto y su progresiva desecación. Este hecho se refleja en la cuenca de Pamplona en el paso rápido de facies marinas abiertas (margas de Pamplona) a las evaporíticas (formación potásica) y finalmente a las continentales (serie oligocena). Las potasas de Navarra (ROSELL ORTIZ, 1983) suponen en la cuenca de Pamplona las facies de tránsito de marino a continental, indicando aún condiciones sedimentarias marinas. Esta influencia marina se prolongan hasta la Arenisca de Liédena (o Galar), justo por encima de las potasas, que supone el nivel sedimentario marino estratigráficamente más alto del Terciario (PUIGDEFABREGAS, 1975, incluye a las potasas y areniscas en una misma formación: la Fm. Guendulain).

En la cuenca de Jaca, el tránsito marino-continental lo marcan las facies deltaicas de las formaciones Belsue y Atares (la formación potásica prácticamente no rebasa hacia oriente los límites de Navarra), que debido a su carácter progradante constituyen un nivel marcadamente heterócrono cuya edad varía desde el Priaboniense basal en la zona más oriental de la cuenca de Jaca, hasta el Priaboniense superior en la cuenca navarra.

La formación potásica de Navarra tiene una gran similitud estratigráfica, petrológica y sedimentológica con su equivalente en Catalunya: en ambos casos suponen un cambio rápido de condiciones marinas abiertas a restringidas, con desarrollo de un ciclo evaporítico completo cuyo nivel de máxima salinidad corresponde a la deposición de las sales potásicas (silvinita).

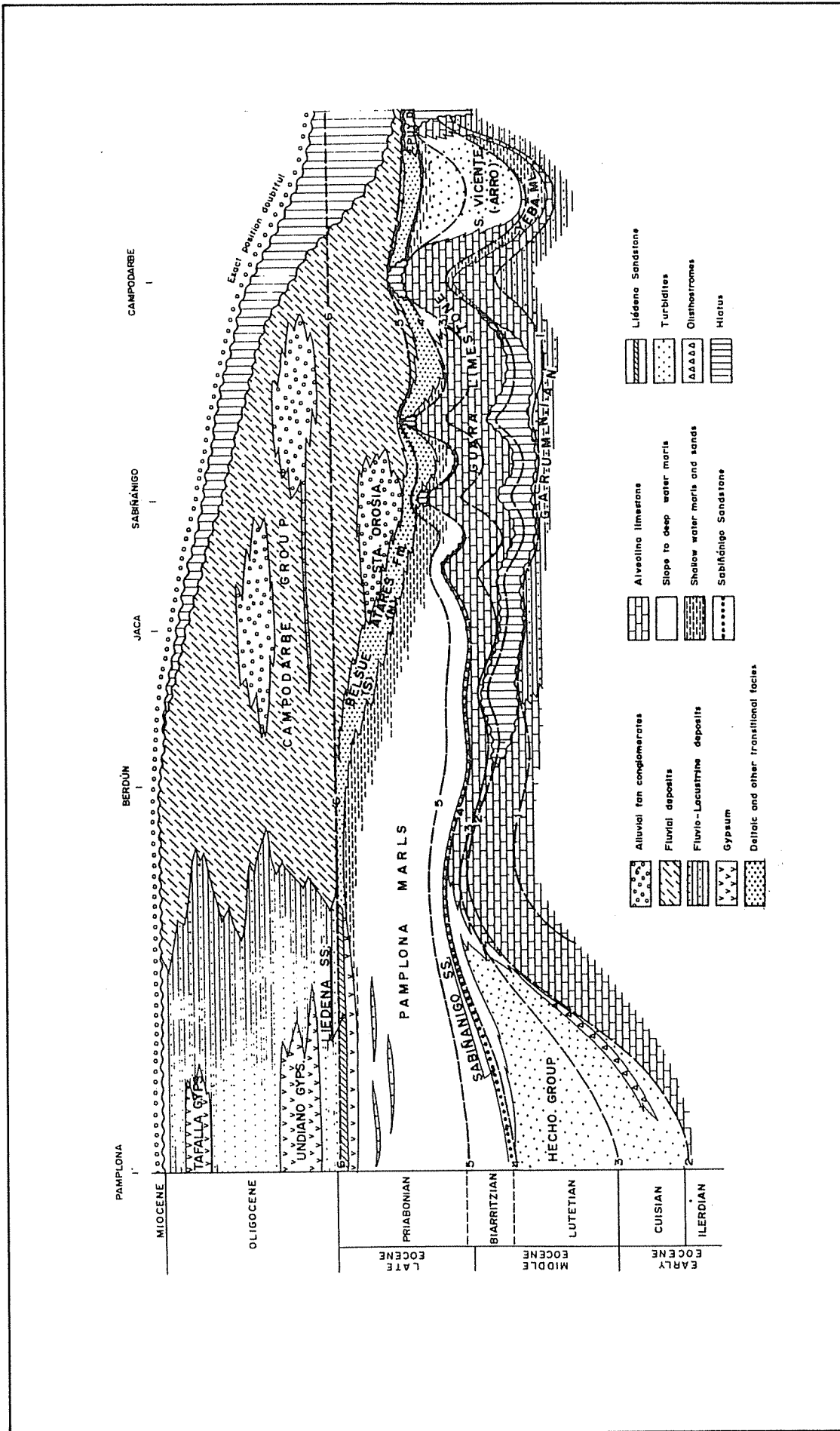


Figura 7.- Esquema litoestratigráfico de las formaciones terciarias en las cuencas surpirenaicas de Japa y Pamplona (extraída de PUIGDEFABREGAS, RUPKE y SOLE, 1975). Se señala la posición de los Yesos de Puente La Reina (Undiano Gypsum) y Falces (Tafalla Gypsum), dentro de la serie oligocena.

La Arenisca de Liédena o Galar (PUIGDEFABREGAS, 1975; MANGIN, 1959-60, 1962; LEON et.al., 1985; CHAVEZ et.al., 1985; entre otros) constituye un continuo nivel estratigráfico en la franja meridional de la cuenca de Pamplona, a techo indistintamente de las margas de Pamplona o de la formación potásica (tiene un carácter más expansivo que las potasas), con una potencia variable entre 50-60 m. y 120 m.. Presentan una gran cantidad de estructuras sedimentarias propias de ambientes deposicionales muy diversos ("ripple-marks", "flute-casts", "slumps", "mud-cracks", pisadas de aves, etc.) lo que ha dado lugar a interpretaciones diversas.

Inicialmente, por sus estructuras turbidíticas se había interpretado a las areniscas como propias de una cuenca profunda. Cuando MANGIN (1962) cita la presencia en las areniscas de huellas de aves asociadas a "flute-casts" queda claro que las turbiditas deben corresponder a una cuenca muy somera, incluso con periódicas desecaciones ("mud-cracks"). Según PUIGDEFABREGAS (1975) la Arenisca de Liédena representan sin duda un depósito de tipo lagunar restringido, más o menos abierto por el Noroeste con el mar (las areniscas presentan fauna marina) y relacionado con medios fluviales y deltaicos hacia el Este, constituyendo la fase previa a la sedimentación continental.

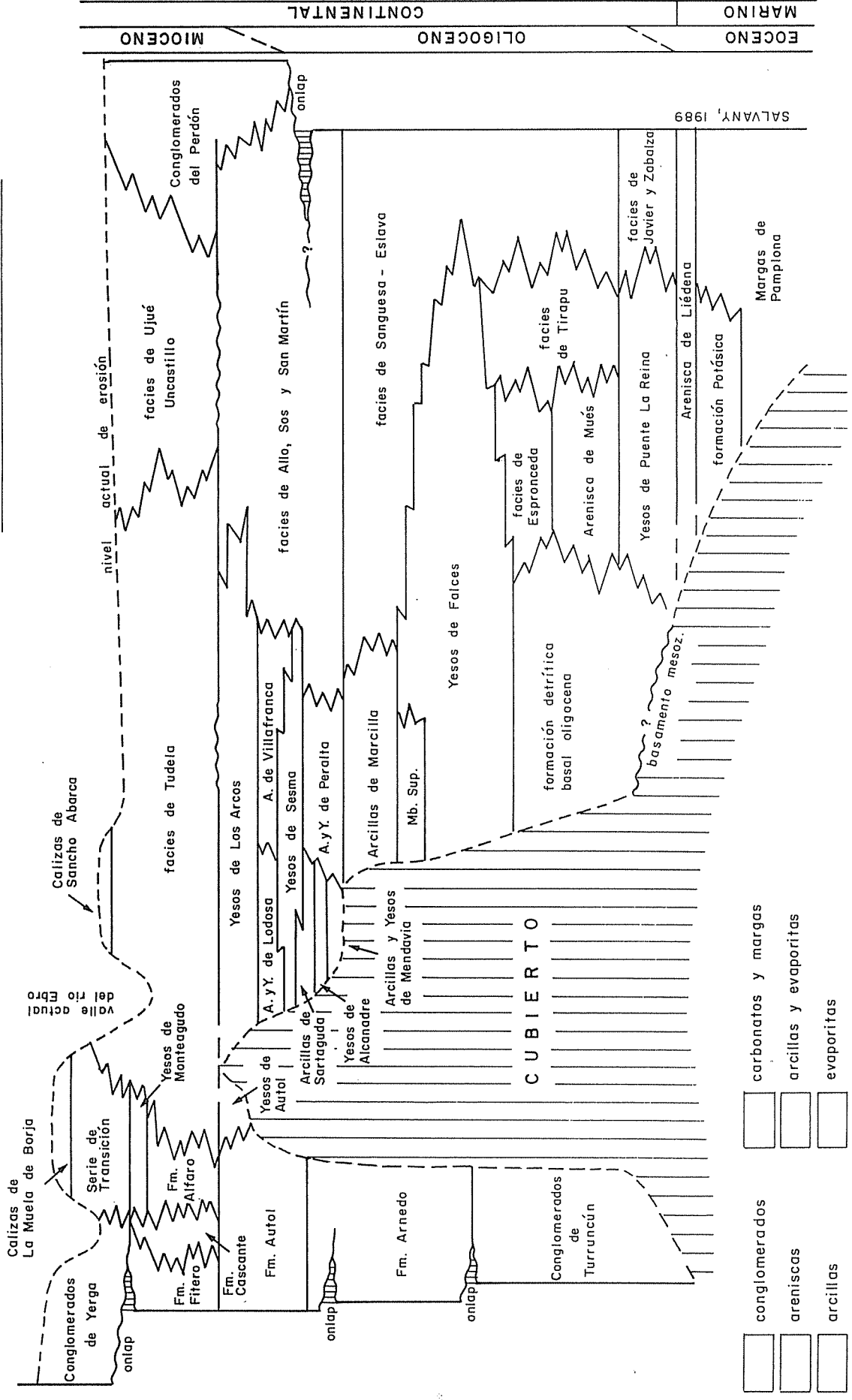
En resumen, y citando textualmente a PUIGDEFABREGAS (1975), la transición marino-continental puede exponerse del siguiente modo:

1º. Progradación deltaica con deposición margosa y turbidítica en el área de Pamplona.

2º. Progresivo confinamiento de la cuenca, puesto de manifiesto por la gradual desaparición de las estructuras de mareas hacia la mitad superior del Eoceno superior.

Figura 8.- Esquema litoestratigráfico Sur-Norte de las formaciones terciarias continentales en la cuenca navarro-riojana del Ebro, a partir de los siguientes autores: PUIGDEFABREGAS (1975); CASTIELLA et.al. (1977, 1978); CASTIELLA, SOLE y DEL VALLE (1978); ORTEGA y PEREZ LORENTE (1984); GONZALEZ y GALAN (1984); MUÑOZ et.al. (1986); ORTI y SALVANY (1986) y ENRESA (1987).

ESQUEMA LITOSTRATIGRAFICO S. - N. DE LA CUENCA TERCIARIA CONTINENTAL DEL EBRO EN EL SECTOR NAVARRO - RIOJANO



SALVANY, 1989

3º. Al final del Eoceno superior la cuenca se separó gradualmente del mar abierto (Cantábrico) a la vez que disminuyó la importancia de los aportes fluviales.

4º. Simultáneamente la cuenca se va desecando en varias etapas, depositándose evaporitas sobre facies profundas.

B) La serie oligocena y miocena en la Ribera de Navarra.

En la vertiente Norte de la Sierra del Perdón (fig. 23) (margen meridional de la cuenca de Pamplona) por encima estratigráficamente de la Arenisca de Liédena se presenta una serie margosa con niveles de yeso que RIBA y PEREZ MATEOS (1962) hacen equivalentes a los yesos que afloran en el núcleo del anticlinal de Añorbe y también a los que se presentan en el plano de la falla Codes-Monjardín (nivel Y₄). Estas facies, conocidas como Yesos de Undiano (PUIGDEFABREGAS, 1975) o Yesos de Puente La Reina (CASTIELLA et.al. 1978), constituyen la unidad basal del Terciario continental (apartado 4.1).

Hacia el Este estas evaporitas pasan lateralmente a las facies fluvio-lacustres de Javier y lacustres de Zabalza de PUIGDEFABREGAS (1975). Las facies de Javier, con una potencia variable entre 500-800 m. hasta más de 2000 m., están constituidas por arcillas rojizas entre las que se intercalan capas de areniscas de grano fino y calizas del orden de 5 cms de espesor. Constituyen las facies distales de los sistemas fluviales más desarrollados hacia el Este (facies fluviales de Montrepós y Anzánigo al Este del río Gállego). Las facies de Zabalza, de entre 100 y 1500 m. de potencia, están compuestas por margas grises con niveles limolíticos y constituyen las facies de tránsito entre los sistemas fluviales bien desarrollados al Este y la cuenca evaporítica al Oeste.

Al conjunto Yesos de Puente La Reina, facies lacustres de Zabalza y facies fluvio-lacustres de Javier, PUIGDEFABREGAS (1975) le atribuye una edad de Sannoisiense.

Al Sur de la falla de Codes-Monjardín, en el sector navarro de Los Arcos-Aguilar de Codés, aflora una extensa franja de materiales detríticos que estratigráficamente se

sitúan por encima de los Yesos de Puente La Reina. Se trata de la Arenisca de Mués (fig. 25), también conocidas como "areniscas tigreadas de Mués", que han sido estudiadas por RIBA y PEREZ MATEOS (1962), RIBA (1964) y SOLE SEDO (1972).

La serie, con una potencia que alcanza los 2400 m. (corte de Mirafuentes-Desojo, según SOLE SEDO, 1972), puede subdividirse en dos tramos bien diferenciados: uno inferior (Arenisca de Mués s.s.), de arcillas rojas con importante desarrollo de los niveles de arenisca; y otro superior, que constituyen las facies de Espronceda de CASTIELLA et.al., 1978, más arcilloso y versicolor, con menor desarrollo de las capas de arenisca y con niveles de caliza. El tránsito entre ambas unidades es gradual, constituyendo en conjunto una serie granodecreciente que evoluciona de facies fluviales a fluvio-lacustres, hasta la implantación de las evaporitas que constituyen los Yesos de Desojo o Falces.

Hacia el Este la Arenisca de Mués y facies de Espronceda pasa lateralmente a las facies fluvio-lacustres de Tirapu (CASTIELLA et.al., 1978) y después a las facies lacustres de Sangüesa (PUIGDEFABREGAS, 1975). CASTIELLA et.al. (1978) agrupan estratigráficamente a los Yesos de Puente La Reina, Areniscas de Mués, facies de Espronceda y facies de Tirapu en una misma formación a la que denominan Fm. Mués. La edad de este conjunto es Stampiense inferior según estos mismos autores.

Hacia el Sur la Fm. Mués pasa en subsuelo a la "formación detrítica basal oligocena" ENRESA (1987), definida a partir de perfiles sísmicos y sondeos (fig. 26). Esta unidad, de carácter fundamentalmente arcilloso, se dispone discordantemente sobre el zócalo mesozoico de la cuenca o bien sobre otras unidades paleógenas más antiguas y poco conocidas (facies Garumn ?). Se extiende en vertical hasta la base de los Yesos de Falces, que forman un nivel plano y bien definido en los perfiles sísmicos. La potencia en el sector central de la Ribera de Navarra-La Rioja de esta unidad detrítica llega a ser de 1000 m.

La formación detrítica basal oligocena fue cortada en parte por el sondeo de Marcilla-1 (fig. 27) en los últimos 450 m. Los testigos recogidos en este tramo permiten ver que se trata de arcillas rojas bien laminadas con frecuentes micronódulos de anhidrita (fotos 117 y 119). La formación se extiende ampliamente hacia la región aragonesa, con una

potencia algo menor (100-250 m.), donde está compuesta por arcillas con intercalaciones de arenisca, carbonatos y anhidrita. En el sector navarro-riojano la formación está constituida principalmente por arcillas y limolitas con intercalaciones de arenas y en menor proporción carbonatos y anhidrita (ENRESA, 1987).

En el sector de Los Arcos, por encima de la Fm. Mués se presentan los Yesos de Desajo o nivel Y_2 de RIBA y PEREZ MATEOS (1962). Estos yesos son equivalentes a los que afloran en los núcleos de los anticlinales de Tafalla, Falces y Arguedas, denominados por CASTIELLA et.al. (1978) como Yesos de Falces (apartado 4.2.1). Hacia el Noreste los Yesos de Falces pasan lateralmente a las facies de Sangüesa a que ya hemos hecho referencia. La edad de este tramo es atribuida por los autores citados al Stampiense superior.

En la zona central de la Ribera de Navarra, a los Yesos de Falces les suceden las Arcillas de Marcilla (CASTIELLA et.al., 1978), que constituyen una unidad detrítica con niveles de evaporitas, que separa a los Yesos de Falces de los de Lerín (apartado 4.2.2). Las Arcillas de Marcilla se reconocen bien en los flancos de los anticlinales de Falces y Arguedas, pero hacia el Norte pasan lateralmente a las facies lacustres de Sangüesa, y hacia el Noroeste a los Yesos de Falces, que presentan en esta dirección una edad más moderna. Más hacia el Sur de la línea del anticlinal de Arguedas estas arcillas dejan de aflorar.

Los Yesos de Lerín (CASTIELLA et.al., 1978) son la unidad que sucede a las Arcillas de Marcilla. Presenta una compleja estratigrafía que ha sido resuelta con detalle gracias a las buenas condiciones de afloramiento que ofrecen estos yesos en la zona central de la Ribera de Navarra (apartado 4.2.3). El nivel más expansivo de la formación lo constituyen los Yesos de Los Arcos, que es a la vez el tramo superior de la misma. En el flanco septentrional del anticlinal de Falces los Yesos de Lerín pasan lateralmente hacia el Norte a las facies de Sos, Allo y San Martín, de la Fm. Ujué (CASTIELLA et.al., 1978), de carácter aluvial y fluviolacustre. En el sector de Los Arcos entre estas facies se emplaza la discordancia de Barbarín (RIBA y PEREZ MATEOS, 1962) a la que ya hemos hecho referencia en el apartado de estructura de la cuenca.

En el margen Norte de la cuenca las facies de Sos, Allo y San Martín pasan lateralmente a los niveles inferiores de los Conglomerados del Perdón (CASTIELLA et.al. 1978). Estos conglomerados afloran de forma discontinua en varios puntos (Montejurra, Perdón, Peña de Izaga, San Pelayo, etc.), constituyendo una unidad compleja y poco conocida cuya edad se extiende desde el Oligoceno superior ? hasta el Mioceno medio. Su potencia es muy variable, llegando a alcanzar los 1000 m.. CASTIELLA et.al. (1978) distinguen en ellos una unidad inferior, de edad Chatiense-Aquitaniense, y otra de superior de edad Burdigaliense. Estos últimos conglomerados, de carácter más expansivo, se presenta en algunos puntos en contacto discordante sobre los materiales infrayacentes.

Los conglomerados superiores del Perdón pasan lateralmente hacia el Sur y el Este a las facies de Ujué (CASTIELLA et.al. 1978) o Uncastillo (PUIGDEFABREGAS, 1975), de carácter aluvial distal. En estas facies se hallan los yacimientos de vertebrados de Sta. Cilia (CRUSAFONT et.al. 1966) y Ayerbe (CRUSAFONT y PONS, 1969), que datan la base de las mismas como Mioceno inferior (Aquitaniense).

En la zona central y meridional de la Ribera navarro-riojana, a los Yesos de Lerín les suceden las facies de Tudela (CASTIELLA et.al. 1978). Esta unidad, de carácter fundamentalmente arcilloso, ha sido estudiada desde el punto de vista estratigráfico por diversos autores, entre los que destacan: HERNANDEZ PACHECO (1949), SOLE SABARIS (1954); RIBA (1964); CRUSAFONT et.al. (1966); CASTIELLA et.al. (1977, 1978); MUÑOZ et.al. (1986); PEREZ y MUÑOZ (1988) y PEREZ et.al. (1988). Por ello constituye una de las unidades mejor conocidas de la cuenca.

Estas facies están constituidas principalmente por arcillas de colores rojizos, con frecuentes niveles de calizas y areniscas. La potencia del conjunto es del orden de los 300-400 m. Las calizas forman capas de hasta 3 m. de espesor, formando pequeñas secuencias lacustres que han sido estudiadas en detalle por PEREZ et.al. (1988). Las areniscas se presentan en capas tabulares de 0.5-2 m., o bien en forma de canales de hasta 2-3 m., que constituyen las facies fluviales relacionadas con el margen Norte de la cuenca.

El contacto entre las facies de Tudela y el techo de la Fm. Lerín se reconoce en algunos puntos como discordante. Esta discordancia marca la base de la unidad

tectosedimentaria N-1 de PEREZ y MUÑOZ (1988). El yacimiento paleontológico de Tudela-2 (CRUSAFONT et.al. 1966), justo por encima de este contacto, ha permitido datar la base de la unidad como del Aquitaniense inferior (o Ageniense). Por referencia a otros yacimientos paleontológicos situados en unidades vecinas, las facies de Tudela se extienden como mínimo hasta el Aragoniense superior.

Hacia el Norte las facies de Tudela pasan lateralmente a las arcillas con areniscas de Ujué o Uncastillo, a que ya hemos hecho referencia. CASTIELLA et.al. (1978) agrupan a las facies de Ujué, a las de Sos, Allo y San Martín, y a los conglomerados del Perdón en una misma formación: la Fm. Ujué. En las facies de Ujué son especialmente interesantes las estructuras fluviales ("poind bars") del sector de Murillo el Fruto, estudiadas por PUIGDEFABREGAS (1973).

Hacia el Este las arcillas pasan en su conjunto a los Yesos de Remolinos (Fm. Zaragoza de QUIRANTES, 1969), que se indentan en las facies de Tudela en la región de las Bardenas: los yesos que se intercalan entre estas facies en las proximidades de Buñuel y Fustiñana (fig. A-21) constituyen el nivel evaporítico más expansivo hacia el Oeste de los Yesos de Tauste-Remolinos, cuya continuidad con estos últimos queda cortada por el valle cuaternario del río Arba.

Otras unidades evaporíticas que se incluyen en las arcillas de Tudela o bien en sus unidades equivalentes laterales, son los Yesos de Monteagudo, Borja y los de Ribaflecha.

Hacia el Sur las facies de Tudela pasan lateralmente a las formaciones Alfaro, Cascante, Fitero y Yerga (CASTIELLA et.al., 1977), que son facies aluviales en relación con el margen Sur de la cuenca; y también a los Yesos de Monteagudo y a la "Serie de Transición" de GONZALEZ y GALAN (1984), de carácter evaporítico y fluviolacustre respectivamente.

La Fm. Fitero (PEREZ y MUÑOZ, 1985, 1988; CASTIELLA et.al. 1977) está compuesta principalmente por conglomerados y areniscas, y constituye los abanicos aluviales al pie de la Sierra de Cameros. La unidad pasa lateralmente hacia el Norte a las formaciones Alfaro, Cascante y Monteagudo, y su límite superior es el mismo nivel que forma el techo de los Yesos de Monteagudo (techo de la UTS N-1 de PEREZ y MUÑOZ (1988) equivalente a la A-5 de MUÑOZ et.al. (1986)).

Por encima de la Fm. Fitero se hallan los conglomerados de Yerga, que forman una franja más o menos continua en todo el margen meridional de la cuenca riojana. Su mayor desarrollo se ofrece en el sector de Arnedo, donde han sido estudiados por MUÑOZ (1985), MUÑOZ et.al. (1986) y ORTEGA y PEREZ LORENTE (1984). Los dos primeros autores consideran estos conglomerados como el techo de la serie terciaria, con edad Mioceno superior, constituyendo la UTS A-6 que se dispone en contacto discordante sobre los materiales infrayacentes (fig.9). ORTEGA y PEREZ LORENTE consideran estos conglomerados como de la serie oligocena y los sitúan estratigráficamente entre los materiales de la Fm. Arnedo y los de la Fm. Autol (de estas dos consideraciones se considera normalmente la primera como la más aceptable).

Las formaciones Cascante y Alfaro están constituidas por arcillas, areniscas y conglomerados, formando las facies aluviales intermedias entre los conglomerados de la Fm. Fitero y las arcillas de la Fm. Tudela.

La Serie de Transición es la unidad que se extiende desde el techo de los Yesos de Monteagudo hasta las calizas que coronan la Muela de Borja. Equivale a la unidad T_{C11-12}^{Bb-Bc} de CASTIELLA et.al. (1977) y engloba las UTS N-2 y N-3 de PEREZ y MUÑOZ (1988). Aflora en las vertientes Este y Oeste de la Muela de Borja, y constituye una unidad litológicamente muy variada, con arcillas, areniscas, calizas, calizas con sílex, etc. En ella se hallan los yacimientos paleontológicos de Tarazona (ASTIBIA et.al., 1981) y El Buste (AZANZA, 1986), que datan la misma como Mioceno medio (Aragoniense).

Las calizas de La Muela de Borja han sido estudiadas sedimentológicamente por PEREZ y MUÑOZ (1986, 1988) quienes les atribuyen un origen algal. Corresponden a la UTS N-4 de estos mismos autores, y representan los niveles de colmatación de la cuenca en este sector meridional de la misma. El yacimiento paleontológico de La Ciesma (AZANZA et.al., 1983) data esta unidad como Mioceno superior (Vallesiense).

En la región de las Bardenas, por encima de las facies de Tudela se presentan las Calizas de Sancho Abarca, que forman los relieves tabulares característicos de esta región. Las calizas según CASTIELLA et.al. (1978) tienen una edad más antigua que las de la Muela de Borja, por lo que

lateralmente hacia el Sur, al otro lado del Ebro, deben corresponder a alguno de los niveles de la Serie de Transición.

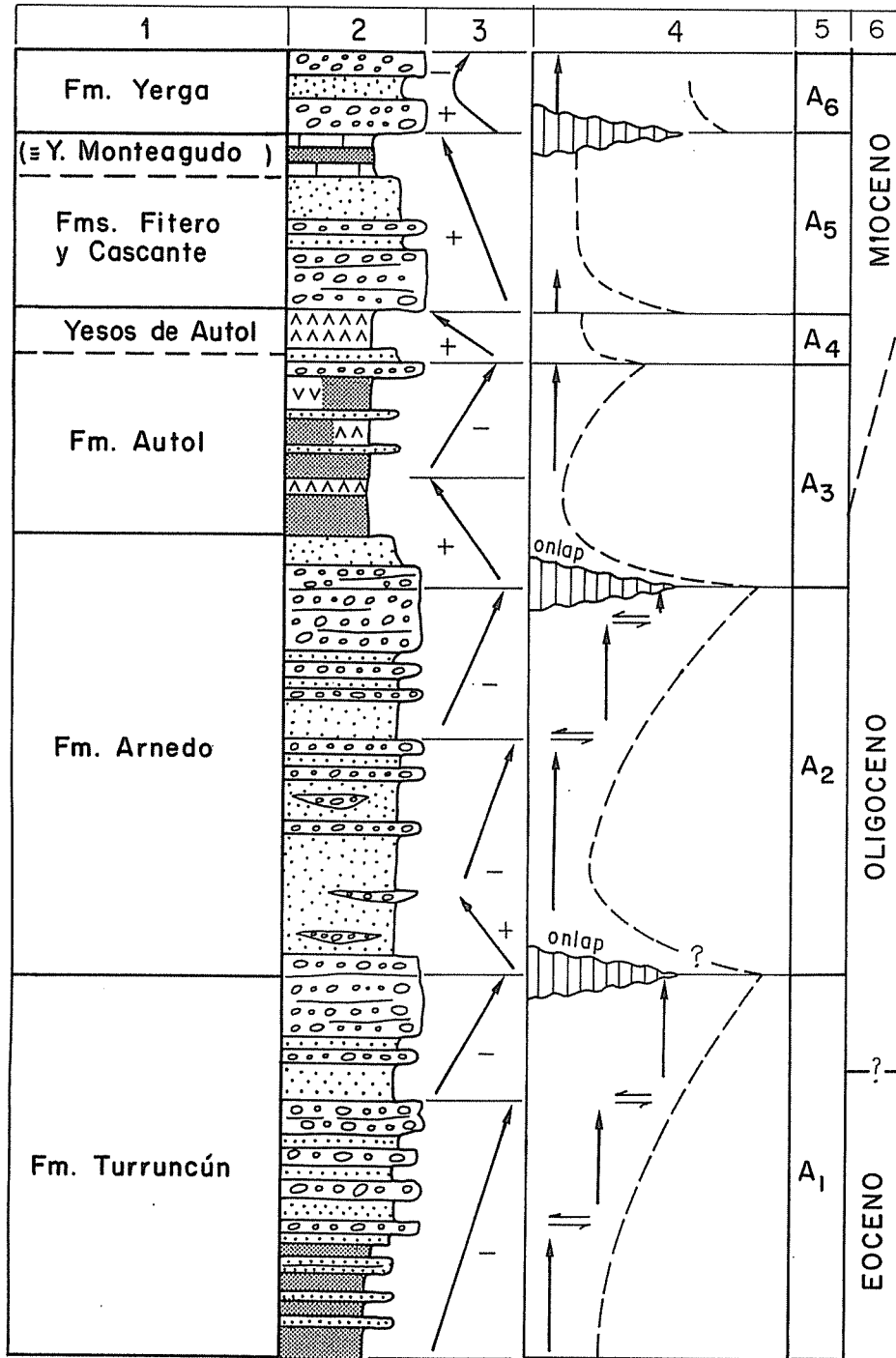
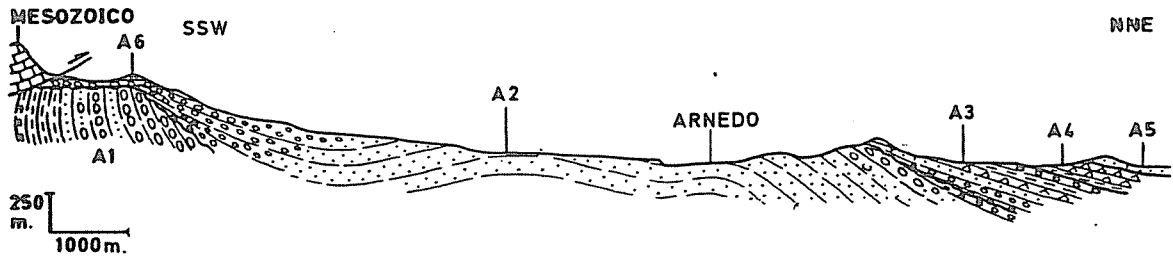
La cuenca del Ebro se abre por su extremo suroriental al Mediterráneo durante el Neógeno terminal, iniciándose la fase de exorreísmo que ha perdurado hasta la actualidad. Esta fase es en un sentido amplio de edad cuaternaria, aunque en algunos puntos puede tener también una edad pliocena (RIBA, 1955b).

C) La serie oligocena y miocena en la Ribera de La Rioja.

El corte de referencia más completo que se ofrece en la región riojana es el que atraviesa la depresión de Arnedo en un sentido Norte-Sur. Este corte, estudiado por DURANTEZ et.al. (1982), ORTEGA y PEREZ LORENTE (1984), MUÑOZ (1985) y MUÑOZ et.al. (1986), permite reconocer de forma continua la serie terciaria desde los conglomerados de Turruncún (de edad Eoceno sup.-Oligoceno) hasta las facies de Tudela (Mioceno inferior) y los conglomerados de Yerga (Mioceno superior). La figura 9 resume la serie con sus unidades, según MUÑOZ et.al. (1986). Del artículo de estos autores extraemos la siguiente descripción:

1.- En contacto mecánico con los materiales mesozoicos de la Sierra de Cameros se presentan los conglomerados de Turruncún (DURANTEZ et.al., 1982), muy verticalizados, que con una potencia de 700 m., constituyen una megasecuencia compleja granocreciente, que finaliza a techo con un nivel de discontinuidad regional (límite superior de la U.T.S. A-1). La edad de esta serie es de Eoceno-Oligoceno inferior, sin que pueda precisarse el nivel de tránsito entre ambos sistemas.

Figura 9.- Terciario continental en el sector de Arnedo (La Rioja), con las unidades tecto-sedimentarias (U.T.S.) definidas por MUÑOZ et.al. (1986). Se indica su equivalencia con las unidades litoestratigráficas de CASTIELLA et.al. (1977, 1978).



{ arcillas
 { yesos
 { carbonatos
 { areniscas
 { conglomerados

actividad tectónica creciente

2.- Le sigue una segunda serie conglomerática, que forma también una megasecuencia compleja granocreciente, cuya potencia supera en algunos puntos los 1000 m. Esta unidad se dispone en "onlap" sobre la infrayacente, y queda limitada a techo por una ruptura sedimentaria que en algunos puntos se presenta en discordancia angular (límite superior de la U.T.S. A-2). La edad es oligocena, sin mayor precisión. Equivale a la parte inferior de la Fm. Arnedo de DURANTEZ et.al. (1982).

3.- La serie que constituye la U.T.S. A-3 de MUÑOZ, constituye inicialmente una secuencia granodecreciente, que evoluciona de conglomerados en la base a areniscas y arcillas con yesos a techo, y pasa en su parte superior a una secuencia granocreciente, que finaliza nuevamente con un nivel de conglomerados. La potencia de esta megasecuencia es de unos 500 m., y en sus niveles inferiores se halla un yacimiento de vertebrados (CUENCA, 1983, 1985) que permite datar este tramo como del Mioceno inferior (Ageniense). Esta unidad equivale a la parte superior de la Fm. Arnedo de DURANTEZ et.al. (1982) y a la Fm. Autol de ORTEGA y PEREZ LORENTE (1984).

4.- La U.T.S. A-4 constituye una serie granodecreciente de unos 100 m. de potencia, compuesta principalmente por evaporitas. El límite inferior de esta unidad es una ruptura sedimentaria que se manifiesta como un cambio de signo en la evolución secuencial, y el límite superior lo forma otra ruptura sedimentaria que se manifiesta por un salto brusco en la evolución secuencial. La edad es del Mioceno inferior y corresponde a los Yesos de Autol de CASTIELLA et.al. (1977c). Estos yesos, tal como ya hemos comentado anteriormente, son equivalentes a los Yesos de Los Arcos.

5.- Por encima de esta unidad se dispone una serie conglomerática granodecreciente, de unos 200 m. de potencia en el área estudiada por MUÑOZ et.al., que finaliza con niveles de arcillas y calizas (U.T.S. A-5). Estos conglomerados son, como ya se ha comentado, equivalentes a los de Fitero, y hacia centro de cuenca equivalen también a las formaciones Cascante, Alfaro y Tudela. Los niveles carbonatados a techo de la secuencia son equivalentes a los Yesos de Monteagudo y Borja en el sector de Borja-Tarazona (U.T.S. N-1 de PEREZ et.al. (1988) y PEREZ y MUÑOZ (1988)), y a los Yesos de Ribaflecha en el sector de Logroño. Las U.T.S. N-1 y A-5 son equivalentes y de edad Mioceno inferior.

6.- Por encima de esta última serie se presentan los conglomerados de Yerga, que se disponen en discordancia angular sobre todos los materiales infrayacentes con un mayor carácter expansivo hacia el Sur. Esta discordancia es la más relevante de toda la serie y fue descrita ya por BOMER (1954), BRINKMANN (1957) y RIBA (1955b). Estos conglomerados constituyen la U.T.S. A-6 de MUÑOZ et.al. y tienen una edad de Mioceno superior.

Hacia el Oeste (Rioja Alta) no está, hasta el momento, muy clara la correlación de las unidades que hemos citado con las descritas por RIBA (1955a), aunque este tema está en vías de revisión por parte de Arsenio MUÑOZ (Tesis doctoral en curso de realización).

Para este sector de la cuenca, conocido como el "corredor de La Bureba", RIBA (1955a) describe varias unidades cuya edad es progresivamente más moderna de Este a Oeste, abarcando el Oligoceno superior (?) y todo el Mioceno. Estas unidades son de más antigua a más moderna:

1.- "Facies rojas de Nájera": afloran al Oeste de Logroño, y constituyen una unidad detrítica de color rojizo y composición clástica variable según su posición proximal o distal con respecto a los bordes de la cuenca. RIBA atribuye a esta unidad una edad Oligocena superior y cita textualmente: "en el centro de la cuenca se encuentran lentejones de yeso, que más al Este de Logroño, forman ya capas más potentes". Por estas referencias podemos pensar que al menos en parte estas facies son equivalentes laterales a los Yesos de Los Arcos, que es la única unidad evaporítica que llega a extenderse (en afloramiento) hasta las proximidades de Logroño.

2.- "Facies amarillas de Haro": están compuestas por arcillas margosas, areniscas bien cementadas y limos calcáreos. La presencia del yacimiento paleontológico de Cellorigo (CRUSAFONT et.al., 1966) dentro de estas facies permite datarlas como del Mioceno superior.

3.- "Facies yesíferas de Cerezo-Altale", "facies de arenas rojas de la Bureba" y "facies calcareas". Son en líneas generales equivalentes laterales entre sí, ocupando respectivamente la zona central, la zona Suroeste y la zona Noroeste, del sector más occidental del Corredor de La

Bureba. Estratigráficamente tienen una posición más alta que las facies de Haro, y su edad es considerada como del Mioceno superior.

2.2.3.- CRONOESTRATIGRAFIA.

A pesar de que en los últimos años ha aumentado la publicación de datos paleontológicos referidos al Terciario continental en Navarra, La Rioja y regiones vecinas, éstos siguen siendo escasos y están irregularmente repartidos: por un lado, la práctica totalidad de nuevos yacimientos se localizan sólo entre las formaciones miocénicas, sin que se disponga prácticamente de ningún dato sobre la serie oligocena. Por otro lado, estos yacimientos se encuentran localizados en unos pocos sectores (Borja-Tarazona, Quel-Autol,...), quedando la gran mayoría del territorio desprovista de datos paleontológicos fiables. Los yacimientos en su mayor parte constan de restos de vertebrados, que son los únicos organismos que por el momento permiten dataciones válidas. También se han reconocido algunas asociaciones de carofíceas, aunque esta flora es mal conocida y no permite mejorar la cronoestratigrafía de la cuenca. Los gasterópodos son comunes en las facies lacustres pero tampoco tienen validez para la datación.

A) Los yacimientos de Vertebrados.

Hasta el momento han llegado a nuestro conocimiento los yacimientos de Vertebrados que se relacionan a continuación (figs. 10 y 11). Para cada uno de ellos, y con el fin de no extendernos innecesariamente en su descripción, indicaremos respectivamente: 1) nombre del yacimiento/s; 2) autor/es; 3) edad del yacimiento según los autores; 4) edad del yacimiento según la escala cronoestratigráfica actual; 5) unidad/es litoestratigráfica en el que se emplaza; 6) breve descripción del yacimiento.

Unidades Crono MN			Yacimientos	Unidades Lito.			
NEOGENO	Plioceno	VILLAFRANQ.	17	* Villarroya			
			16				
		RUSCINIENSE	15				
			14				
		TUROLIENSE	13				
			12				
	Mioceno	VALLESIENSE		11			
				10	* Cellorigo -----	- facies de Haro	
				9	* La Ciesma -----	- Calizas Muela de Borja	
				8			
		ARAGONIENSE	SUP.		7	* El Buste -----	- Serie de Transición
					6	* Pinos -----	
			MED.		5	* Tarazona -----	
				4	* Monteagudo -----	- Yesos de Monteagudo	
INF.				3	* Tudela - 2 -----	- Fm. Tudela	
				2	* Remolinos -----	- Yesos de Remolinos	
AGENIENSE		1	**** { Tudela - 1 -----	- Fm. Tudela (base)			
		0	{ Autol -----	- Fm. Autol (base)			
			{ Sta Cilia -----	- Fm. Uncastillo (base)			
			{ Ayerbe -----				
PALEOGENO	Oligoceno	ARVERNIENSE	0	? * Desojo -----	- facies de Espronceda (Fm. Mues)		
		CHATTIENSE					
		STAMPIENSE					
		SANNOISIENSE					
	Eoceno	PRIABONIENSE (LUDIENSE)		* Yesa - Javier -----	-- Arenisca de Liedena (techo)		
		BARTONIENSE		* (polen) -----	--- Formación potásica		
		LUTECIENSE		? * (nannoplancton) -----	--- Idem (Margas de techo)		

Figura 10.- Escala cronoestratigráfica del Terciario continental con situación de los yacimientos paleontológicos descritos hasta la fecha en la cuenca navarro-riojana, y su equivalencia con las unidades litoestratigráficas.

- Monteagudo (Navarra).
- RUIZ DE GAONA, VILLALTA y CRUSAFONT (1946).
- Vindoboniense
- Aragoniense medio (MN6)
- Yesos de Monteagudo
- Estos autores describen a partir de sus hallazgos seis especies de mamíferos fósiles que consideran del Vindoboniense. Se trata de: Ceratorhinus sansaniensis, Ceratorhinus sp., Anchitherium aureltanense, Listriodon splendens, Palaeomeryx kaupi y Mastodon angustidens. La presencia de Hypparion gracile, y otros ejemplares, descrita en esta misma localidad por ROYO GOMEZ (1927) hizo pensar a RUIZ de GAONA et.al. (1946) que existen en Monteagudo otros niveles fosilíferos, pues esta última especie citada corresponde al Mioceno superior (Pontiense). No obstante, se desconoce la procedencia correcta de esta fauna más moderna. GOLPE (1971, 1974) cita nuevas especies para este yacimiento (Hyotherium palaeochoerus y Bunolistriodon lockharti), que atribuye a la "biozona 18" o nivel de Sansan, equivalente a la biozona MN6 de MEIN (1975).

- Villarroya (Rioja Baja).
- VILLALTA (1952).
- Villafranquiense (Plioceno).
- Idem.
- Cuaternario de Villarroya.
- El yacimiento, cuyo estudio constituyó la Tesis doctoral del citado autor, se presenta en una pequeña cubeta sedimentaria situada en el margen septentrional de la Sierra de Cameros, en la que la serie cuaternaria alcanza una potencia cercana a los 100 m. (CRUSAFONT et.al., 1957). En él se ha extraído una extensa asociación de mamíferos fósiles entre la que destacan carnívoros, roedores, perisodáctilos y probóscides, además de artiodáctilos que fueron estudiados posteriormente por CRUSAFONT.

- Remolinos (Zaragoza)
- LLAMAS (1959).
- Mioceno inferior s.l.
- ?Aragoniense inferior (?MN3-4)
- Fm. Zaragoza (Yesos de Remolinos) (QUIRANTES, 1969).
- El yacimiento fue hallado en los niveles de sal gema

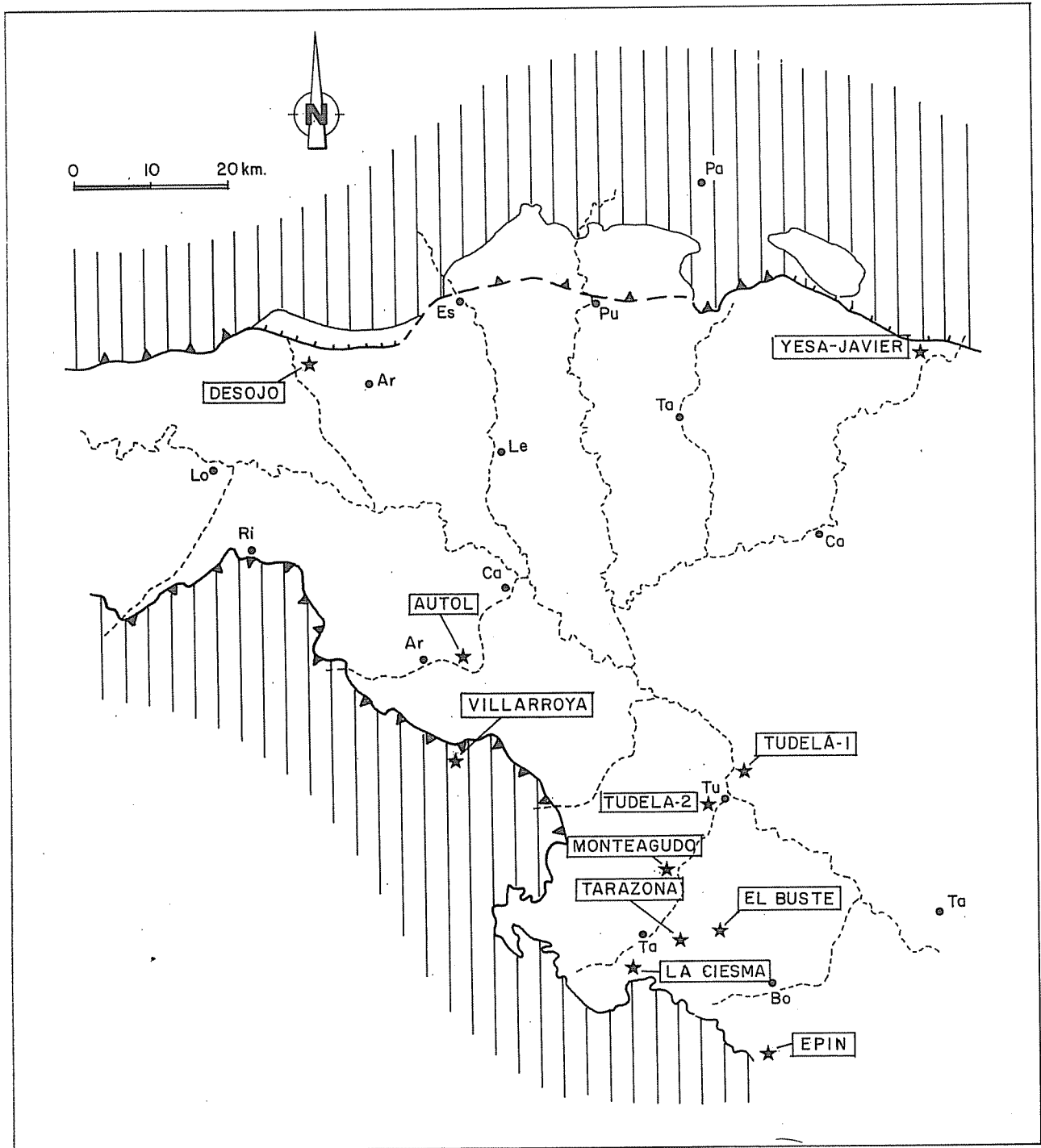


Figura 11.- Situación de los yacimientos paleontológicos que se señalan en la figura 10, en el sector navarro-riojano de la cuenca del Ebro.

explotados en las minas de dicha localidad. En él se ha encontrado un fragmento de mandíbula con dos molares de un Caenotherium cf. miocaenicum, que indica una edad Mioceno inferior sin mayores precisiones.

- Tudela-1 (Barranco de Valdeaceite)
- CRUSAFONT, TRUYOLS y RIBA (1966).
- Aquitaniense (Mioceno inferior)
- Ageniense (MN2)
- Facies de Tudela (niveles inferiores poco por encima del techo de los Yesos de Los Arcos).
- El yacimiento proporcionó Palaeochoerus meissneri al que estos autores atribuyen una edad Aquitaniense. Esta especie fue citada anteriormente en el yacimiento de Cetina de Aragón, que corresponde a la biozona MN2b de MEIN (1975). GOLPE (1974) considera al citado espécimen como del Aquitaniense superior.

- Tudela-2 (Cerámicas Iturralde)
- CRUSAFONT, TRUYOLS y RIBA (1966).
- Burdigaliense (Mioceno medio)
- Aragoniense inferior (MN4)
- facies de Tudela (niveles intermedios)
- En el yacimiento se identifican Brachyodus onoideus, ?Dicerorhinus tagicus y un crocodílido indeterminado, y es atribuido al Burdigaliense. GOLPE (1974) atribuye la fauna citada al nivel de La Romieu (Francia), que es asignado a la zona MN-4a de MEIN (1975).

- Sta. Cilia (Rto Formiga) (Huesca)
- CRUSAFONT, RIBA y VILLENA (1966)
- Aquitaniense (Mioceno inferior)
- Ageniense (MN2)
- El yacimiento se halla en la base de la "Fm. Barbastro" (de estos mismos autores) desarrollada en el flanco Norte del anticlinal de Barbastro (extremo occ.), en discordancia angular sobre los yesos que constituyen su núcleo. Estos niveles corresponden también a la base de las facies de Uncastillo de PUIGDEFABREGAS (1975).
- El yacimiento es muy rico en fragmentos de huesos, placas

de tortugas, piezas dentarias y moldes de Helix y Planorbis "absolutamente característicos" del Aquitaniense al presentarse asociados Amphitragulus con Stencofiber castorinus (se describen un total de 10 formas de carnívoros y roedores). Los autores creen que la discordancia que limita por la base la citada Fm. Barbastro, puede corresponder al nivel de tránsito Oligoceno-Mioceno.

- Ermita de San Miguel (Ayerbe) (Huesca)
- CRUSAFONT y PONS (1969)
- Aquitaniense (Mioceno inferior)
- Ageniense (MN2)
- Facies de Uncastillo de PUIGDEFABREGAS (1975).
- El yacimiento ha permitido reconocer las siguientes 3 formas: Amphitragulus elegans, Testudo sp., Lymnaea sp., así como algunos Crocodílidos indeterminados. Otros hallazgos próximos a los de la ermita de San Miguel son los del km 244 de la carretera de Huesca a Pamplona (Crocodílidos indeterminados y Helix sp.); y el del km 234 entre Esquedas y Plasencia del Monte (Caenotherium laticurvatum y otros fragmentos de vertebrados). Esta biofacies es en conjunto muy similar a la de Sta. Cilia descrita anteriormente, y su edad es también Aquitaniense.

- Desojo (Navarra)
- SOLE SEDO (1972)
- ? Stampiense a Aquitaniense
- ? Ageniense-Aragoniense inferior
- facies de Espronceda (Fm. Mués) (CASTIELLA et.al., 1978)
- El yacimiento proporcionó algunos fragmentos de mandíbulas y un molar de Rhinoceros indeterminado cuya edad puede desde el Stampiense hasta el Aquitaniense (según CRUSAFONT en SOLE SEDO, 1972). CASTIELLA et.al. (1978) citan unos restos de cfr. Dicerorhinus tagicus en Desojo, que indican una edad de Oligoceno superior-Aquitaniense? y que se refieren probablemente al mismo ejemplar citado por SOLE SEDO. Según CRUSAFONT et.al. (1966) esta especie es típica de los yacimientos burdigalienses y aquitanienses de Eurasia.

- Tarazona de Aragón.
- ASTIBIA, MORALES y SESE (1981).
- Aragoniense medio.
- Idem.
- El yacimiento se halla en los niveles inferiores de la unidad T_{C11-12}^{Bb-Bc} de CASTIELLA et.al. (1977). Esta unidad es equivalente a la "Serie de Transición" de GONZALEZ y GALAN (1984).
- Los restos fósiles hallados corresponden a los siguientes grupos de vertebrados: Rodentia (Heteroxerus cf. rubricati, Gliridae, Peridyromys, Logopsis cf. peñai, Perissodactyla, Rhinocerotidae, Hispanotherium y Anchitherium sp.); Artiodactyla (Suidae, Eotragus sp., Triceromeryx pachecoi y Giraffokeryx); y Proboscidea (Gomphotherium angustidens). Más datos sobre este yacimiento se ofrecen en VALDES, SESE y ASTIBIA (1986).

- Cellorigo (Rioja Alta)
- SANTAFE, CASANOVAS y ALFEREZ (1982)
- Vallesiense (Mioceno superior)
- Vallesiense (MN 9-10)
- Facies de Haro (RIBA, 1955a)
- El yacimiento, citado por primera vez por CRUSAFONT et.al. (1966), consiste en varias piezas dentarias de un Rinocerótido que identifican como Chilotherium sin mayor precisión y al que atribuyen una edad de Vindoboniense. La revisión posterior de estos restos fósiles por parte de SANTAFE et.al. permite reconocer al citado Rinocerito como perteneciente a la especie Dicerorhinus schleiermacheri cuya edad es Vallesiense, con lo que el yacimiento adquiere una edad más alta a partir de estas nuevas precisiones.

- Autol-1, Carretil y Valhondo
- CUENCA (1983, 1985)
- Ageniense (Mioceno inferior)
- Ageniense (MN2)
- base de la Fm. Autol (CASTIELLA et.al., 1977)
niveles intermedios de la UTS A₃¹ de MUROZ et.al. 1976.
- En estos tres yacimientos, situados en niveles parecidos dentro de la Fm. Autol, se ha identificado un total de 20 especies de mamíferos fósiles que permiten datar la base de esta unidad como del Mioceno inferior (Ageniense). AGUSTI

et.al. (1987) incluye al yacimiento de Autol en la biozona de Ebromys autolensis equiparable a la zona MN2 de MEIN. Los yacimientos son de edad similar al de Sta. Cilia (Huesca) descrito por CRUSAFONT et.al. (1966), y también al de Cetina de Aragón (Cubeta de Almazán) (TRUYOLS, 1962).

Otros yacimientos que se citan en CUENCA (1983) son los de Peñasolvas y Los Agudos, ocupando este último una posición estratigráfica superior (por encima de los Yesos de Autol), pero la citada autora no ofrece datos sobre los mismos. Otros datos sobre este yacimiento se ofrecen en ALVAREZ SIERRA (1987).

- La Ciesma

- AZANZA, CALVO y GIL (1983)

AZANZA (1986)

AZANZA, CANUDO y CUENCA (1988)

- Aragoniense superior-Vallesiense

- Idem

- Niveles equivalentes laterales a las calizas de La Muela de Borja.

- Este yacimiento ofrece una gran riqueza de formas, que se reparten en tres niveles diferentes dentro de un tramo de unos 10 m. de potencia (AZANZA et.al., 1983; AZANZA, 1986). En el nivel inferior se hallan varias especies de Quelonios (Geochelone sp.), Proboscídeos, Artiodáctilos (Moschidae, Bovidae y Suidae), Perisodáctilos (Rhinocerotidae) y Roedores (Sciuridae). El nivel intermedio presenta varios restos de Quelonios. El nivel superior presenta restos de Quelonios, Proboscídeos y Artiodáctilos. Esta asociación es característica del Aragoniense superior.

En AZANZA et.al. (1988) se describen nuevas formas correspondientes a otros dos niveles: en primero de ellos, situado entre el nivel intermedio y superior antes citados, contiene Myomimus dehmi y Progonomys sp., así como varios gasterópodos indeterminados; el segundo nivel es el más alto del yacimiento, y contiene también Myomimus dehmi así como varias especies de insectívoros, lagomorfos, macromamíferos indeterminados, insectívoros, etc. Esta asociación es característica del Vallesiense, por lo que dentro perfil estratigráfico que contiene los cinco niveles fosilíferos debe hallarse el tránsito Aragoniense-Vallesiense.

- El Buste
- AZANZA (1986)
- AZANZA, CANUDO y CUENCA (1988).
- Aragoniense superior.
- Idem
- El yacimiento se sitúa dentro de la unidad T_{C11-12}^{Bb-Bc} de CASTIELLA et.al. (1977), en la vertiente Norte de la Muela de Borja, justo por debajo de las calizas que constituyen la citada Muela.
- El yacimiento consta de una variada asociación de restos de quelonios y mamíferos (Suidae y Rhinocerotidae), así como de vegetales que permiten atribuirlo al Aragoniense superior.

- Pinos (EPIN) (Borja - Zaragoza)
- AZANZA, CANUDO, CUENCA (1988)
- Aragoniense medio-superior
- Idem.
- Fm. Fitero
- Presenta la siguiente asociación de fauna y flora: Mamíferos: Megacricetodon gr. minor-debruijni, Microdyromys sp., insectívoros y lagomorfos indeterminados, Charáceas: Nitellopsis (Tectochara) gr. meriani, Nitellopsis (Tectochara) huangi, Stephanochara rhaddodraroides, Sphaerochara aff. inconspicua y Stephanochara sp. aff. También se ha hallado, además de restos de peces, reptiles y gasterópodos indeterminados, el cricétido M. gr. minor-debruijni. Todo ello permite datar al yacimiento como Aragoniense medio-superior.

B) Microfósiles.

Los trabajos de datación a partir de carófitas realizados por RAMIREZ DEL POZO a raíz de las cartografías 1:50.000 de Navarra y La Rioja son poco definitivos pues las biozonas establecidas (CASTIELLA et.al., 1978) se ajustan poco a los datos paleontológicos obtenidos por otros autores. Pese a su relativa validez, estos datos son prácticamente los únicos de que se dispone sobre el Oligoceno dado que, como se ha visto, los Vertebrados sólo permiten datar el Mioceno.

Otros datos sobre carófitas han sido ofrecidos por CHOI (1984), quien cita varios ejemplares pertenecientes al yacimiento de Yesa-Javie (Harrisichara tuberculata, Nodosochara jorbae, Lychnothamnus longus y Gyrogona caelata) que son atribuidos al Ludicense medio-superior (Eoceno superior). El yacimiento se encuentra en la serie margosa situada a techo de la Fm. Guendulain, justo por encima de la Arenisca de Liédena (base de las facies de Javier).

En ROSELL (1983) se ofrecen dataciones a partir de polen y nannoplancton. En el primer caso se trata de una asociación palinológica correspondiente a la formación potásica, que permiten establecer una edad Ludicense inferior para la misma. El análisis de una muestra de nannoplancton situada en las margas de techo de la citada formación salina dió como resultado una edad de Bartonense. Este dato no concuerda con el anterior pues ofrece una edad más antigua que la del polen, hallándose en un nivel estratigráfico más alto. La citada autora cree más fiable la edad ofrecida por el polen al tratarse de una asociación fósil más completa y mejor estudiada.

C) Datación de la serie terciaria continental.

A la vista de los datos expuestos y de las características litoestratigráficas que se han descrito en el apartado anterior, pueden hacerse las siguientes consideraciones sobre la edad del Terciario continental en Navarra y La Rioja:

1.- Las unidades basales de la serie continental (Yesos de Puente La Reina, facies de Javier y Zabalza) pueden corresponder, al menos sus niveles más inferiores, al Eoceno superior (Ludicense), tal como se deduce de las dataciones expuestas por ROSELL ORTIZ (1983) y CHOI (1984). Se desconoce a qué nivel puede corresponder el tránsito Eoceno-Oligoceno.

2.- Para la serie oligocena los datos de RAMIREZ DEL POZO sobre carófitas parecen poner de manifiesto que los pisos

del Oligoceno (Sanoisiense, Stampiense y Chatiense) están representados en mayor o menor extensión en los diferentes sectores de la cuenca, aunque sus límites quedan totalmente por precisar.

3.- El límite Oligoceno-Mioceno es uno de los aspectos cronoestratigráficos que mayor discusión ha dado lugar, y sigue sin estar resuelto satisfactoriamente hasta la fecha.

En CRUSAFONT et.al. (1966) se propone como límite Oligoceno-Mioceno el nivel de Yesos de Los Arcos (nivel R) que puede seguirse con facilidad por toda la Ribera de Navarra y Rioja Baja y constituye a la vez un nivel relativamente isócrono en toda la Cuenca. Los argumentos expuestos por estos autores se basan principalmente en el hallazgo del yacimiento paleontológico de Tudela 1, que permite fijar una edad Aquitaniense inferior (Ageniense) a las facies arcillosas (facies de Tudela) justo a techo de los Yesos de Los Arcos.

Los yacimientos de Ayerbe y Sta. Cilia son de edad similar al de Tudela 1, por lo que la base de las facies de Ujué-Uncastillo puede correlacionarse con la base de las facies de Tudela. En ambos casos el contacto con las unidades inferiores (facies de Sos y Yesos de Los Arcos respectivamente) se presenta como discordante en algunos puntos. Podría por tanto pensarse que ambas discordancias son contemporáneas de una misma fase tectónica.

El hallazgo de los yacimientos de vertebrados fósiles de Autol por CUENCA (1983), de edad Mioceno inferior, hace pensar que tal vez el límite inferior del Mioceno esté situado a un nivel estratigráfico más bajo que el de los Yesos de Los Arcos, pues este yacimiento se halla en la Fm. Arnedo, bastante por debajo de los Yesos de Autol (equivalentes a los de Los Arcos como ya se ha visto).

Los datos aportados por SOLE (1972) sobre el yacimiento de Desojo no concuerdan con lo expuesto hasta el momento: si la edad del mismo es Oligoceno superior-Mioceno inferior, supone bajar el límite inferior del Mioceno muy por debajo de los Yesos de Los Arcos (incluso por debajo de los Yesos de Falces). Por ello preferimos mantener en reservas este dato hasta la espera de nueva información bioestratigráfica.

Por de momento pues, no queda claro a qué altura en la serie corresponde el límite inferior del Mioceno por debajo de los yacimientos de Tudela 1, Ayerbe y Sta.Cilia, que son los que ofrecen una edad miocena más baja en la Cuenca navarro-riojana. El uso del nivel de Yesos de Los Arcos como límite Oligoceno-Mioceno es sólo una aproximación, que puede caer en desuso si se confirma, como parece indicar el yacimiento de Autol, que tal límite se halla bastante por debajo de los Yesos de Los Arcos.

4.- Los datos de Vertebrados del área de Tarazona-Borja permiten reconocer las diferentes unidades del Mioceno: Tudela 2, Aragoniense inferior (tramo inferior de las facies de Tudela); Monteagudo, Aragoniense medio (Yesos de Monteagudo); Tarazona y El Buste, Aragoniense medio-superior (Serie de Transición); Pinos, Aragoniense superior (Fm. Fitero); La Ciesma, Aragoniense sup.-Vallesiense (calizas de La Muela de Borja). El yacimiento de Cellorigo, en la Bureba, es el que ofrece una edad más moderna (Vallesiense sup.) aunque al no existir una estratigrafía de detalle de este sector de la cuenca resulta difícil correlacionarlo con los otros yacimientos citados.

5.- El yacimiento de Villarroya permite datar a los materiales del Plioceno superior que se depositaron en pequeñas cubetas sobre el Mesozoico de la Sierra de Cameros, y que se disponen discordantemente sobre cualquier otro material infrayacente.