



IGME

89

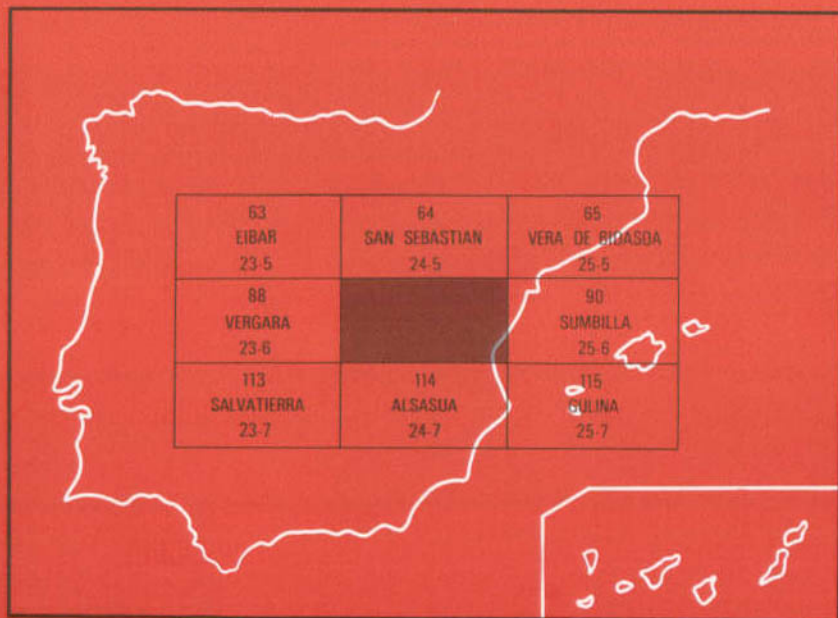
24-06

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1 : 50.000

TOLOSA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

TOLOSA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

COMPañIA GENERAL DE SONDEOS, S. A.

Han intervenido:

J.I. RAMIREZ (C.G.S.):	<i>Cartografía, secciones estratigráficas, Memoria</i>
A. OLIVE DAVO (C.G.S.):	<i>Cartografía, Geomorfología, Memoria. Jefe de Proyecto</i>
M. ALVARO (C.G.S.):	<i>Tectónica</i>
M.J. AGUILAR (C.G.S.):	<i>Petrología y Sedimentología de Laboratorio</i>
J. RAMIREZ (C.G.S.):	<i>Micropaleontología</i>
A. MELENDEZ (Univ. de Zaragoza):	<i>Sedimentología del Jurásico</i>
V. PUJALTE (Univ. de Bilbao):	<i>Sedimentología del Purbeck-Weald</i>
J. GARCIA MONDEJAR (Univ. de Bilbao)	<i>Sedimentología de los complejos urgoniano y supraurgoniano</i>
R. SANCHEZ CARRETERO (Univ. de Bilbao):	<i>Petrología de rocas metamórficas</i>
VILLALOBOS, L. y SOLE, J. (Dip. Foral Navarra):	<i>Cartografía de la zona perteneciente a Navarra</i>
CAMPOS, J. (Univ. Granada)	<i>Cartografía banda septentrional</i>
C.G.S.:	<i>Laboratorio</i>
M. GUTIERREZ ELORZA (Univ. de Zaragoza):	<i>Geomorfología</i>
V. GABALDON (IGME):	<i>Dirección y supervisión</i>

La presente memoria ha sido redactada por J.I. Ramírez con la colaboración de A. Olivé, M.J. Aguilar, J. Ramírez, A. Meléndez, V. Pujalte, J. García Mondéjar, R. Sánchez Carretero y M. Gutiérrez Elorza.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe, para su consulta, una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid 16

Depósito Legal: M-302-1986

Imprime: Gráficas Monterreina, S. A. - Valentín Llaguno, 14 - 28019-MADRID

INDICE

	<u>Págs.</u>
INTRODUCCION	5
1. ESTRATIGRAFIA	6
1.1. CARBONIFERO	6
1.1.1. Pizarras y areniscas grauwáckicas. (1). Carbonífero	6
1.2. TRIASICO	7
1.2.1. Areniscas, arcillas. Niveles de conglomerados. (2). Facies Buntsandstein	7
1.2.2. Arcillas abigarradas. Yesos. (3). Ofitas. (4). Facies Keuper	9
1.3. JURASICO	9
1.3.1. Dolomías, calizas dolomíticas y calizas. Mármoles. (5). Rethiense-Sinemuriense	9
1.3.2. Margas y margocalizas. (6). Sinemuriense sup.-Aaleniese	11
1.3.3. Calizas margosas y calizas. (7). Aaleniese-Bathoniese	12
1.3.4. Calizas en bancos. Nódulos de sílex. (9). Calloviense-Kimmeridgiense	13
1.3.5. Calizas margosas, margas y calizas. (8). Sinemuriense superior-Oxfordiense?	14
1.3.6. Calizas oolíticas y organógenas. (10). Kimmeridgiense	14
1.4. TRANSITO JURASICO-CRETACICO	15
1.4.1. Margas piritosas negras, calizas. (11). Portlandiense-Valanginiense inferior	15
1.4.2. Calizas con serpúlidos y sílex. (12). Valanginiense inferior	16
1.4.3. Arcillas, margas arenosas, arenas y calizas. (13). Valanginiense sup.-Barramiense	17
1.4.4. Arcillas, areniscas, margas y calizas. (14). Portlandiense-Barremiense	18
1.5. CRETACICO	19
1.5.1. Arcillas detríticas con Deshayesites. Intercalaciones de calizas y arenas. (15). Aptiense	19
1.5.2. Calizas arrecifales masivas. (16). Aptiense-Albiense	20
1.5.3. Calizas margosas. Intercalaciones de margas calcáreas. (17). Aptiense-Albiense	21
1.5.4. Calcarenitas. (18). Aptiense-Albiense	21
1.5.5. Arcillas calcáreas, intercalaciones de calizas margosas y arenas. (19). Aptiense-Albiense	22
1.5.6. Areniscas calcáreas. (20). Albiense. Cenomaniense inferior	22

	<u>Págs.</u>
1.5.7. Arcillas y areniscas ocreas, pizarras negras. (21). Albiense-Cenom. inf.	23
1.5.8. Calizas arcillosas, margas y calizas. (22). Cenomaniense-Coniaciense-Santoniense inferior?	24
1.5.9. Flysch de calizas arenosas y arcillas. (24). Santoniense	25
1.5.10. Calizas arcillosas, margas, calizas y calizas arenosas. (23). Cenomaniense-Santoniense?	26
1.6. CUATERNARIO	26
1.6.1. Brechas calcáreas sueltas. (25). Coluviones. Holoceno	26
1.6.2. Bloques, cantos y gravas. (26). Morrenas. Pleistoceno	26
1.6.3. Gravas, arenas y limo. (27). Aluviones. Holoceno	26
2. TECTONICA	27
2.1. TECTONICA DEL ZOCALO HERCINICO	27
2.2. TECTONICA ALPINA	28
2.3. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA	29
2.3.1. Terminación suroccidental del Macizo de Cinco Villas	29
2.3.2. Zona de pliegues y cabalgamientos del cuadrante suroriental	30
2.3.3. Zona de pliegues y fallas del cuadrante noroccidental	31
2.3.4. Terminación oriental del Sinclinorio Vizcaíno	31
2.3.5. La Sierra de Aralar	32
2.3.6. Estructuras diapíricas	32
3. GEOMORFOLOGIA	33
4. PETROLOGIA	36
4.1. ROCAS IGNEAS	36
4.2. ROCAS METAMORFICAS	37
5. HISTORIA GEOLOGICA	38
6. GEOLOGIA ECONOMICA	41
6.1. MINERIA Y CANTERAS	41
6.2. HIDROGEOLOGIA	42
7. BIBLIOGRAFIA	43

INTRODUCCION

La hoja de Tolosa se encuentra situada en la terminación occidental de los Pirineos Vascos, perteneciendo a las provincias de Navarra y Guipúzcoa.

El relieve es muy montañoso, con abundantes cerros de vertientes alomadas separados por estrechos valles. Las cotas van desde los 1.340 m. de altitud del macizo de Gambo (Sierra de Aralar) hasta menos de 100 m. en el valle del Río Oria, siendo por tanto los desniveles considerables.

La zona está enclavada, desde el punto de vista geológico, dentro del arco vasco, en la terminación oriental del sinclinorio vizcaino, y afloran en ella materiales que van desde el Paleozoico superior hasta el Cretácico superior.

Desde el punto de vista tectónico, el rasgo más característico es el entronque entre el dominio estructural cantábrico, con direcciones WNW-ESE a NW-SE, y el pirenaico, de dirección sensiblemente E-W, produciéndose el soterramiento bajo la cobertera mesozoica del zócalo hercínico del Macizo de Cinco Villas, el más occidental de los macizos paleozoicos pirenaicos, con adaptación de las estructuras alpínicas al borde cabalgante del mismo. La evolución tectónica global de la zona debe enmarcarse dentro del proceso de apertura del Golfo de Vizcaya.

Morfológicamente, la característica más acusada es la existencia de una intensa regularización de vertientes con desarrollo de potentes suelos en todo tipo de materiales, típico proceso de modelado en zonas de alta pluviosidad, lo cual dificulta enormemente las observaciones geológicas debido al escaso número y calidad de los afloramientos.

Aparte de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, se ha realizado un análisis sedimentológico de campo y laboratorio tanto en series terrígenas como carbonatadas.

Se ha elaborado también un mapa geomorfológico de tipo morfográfico y a escala 1:50.000, del que se incluye en la presente memoria una reducción a escala aproximada de 1:100.000.

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Tolosa afloran materiales que pertenecen al Carbonífero, Triásico, Jurásico, Cretácico y Cuaternario.

1.1. CARBONIFERO

Sobre los materiales paleozoicos del Macizo de Cinco Villas las citas bibliográficas son escasas, siendo los trabajos fundamentales los de HED-DEBAUT (1970 y 1973) y CAMPOS (1979), así como las hojas geológicas MAGNA de San Sebastián (IGME, 1972), Sumbilla (IGME, 1973) y Vera de Bidasoa (IGME, 1973).

1.1.1. Pizarras y areniscas grauwáckicas. (1). Carbonífero

Esta unidad aflora en el ángulo NE de la hoja de Tolosa, constituyendo la terminación SW del Macizo de Cinco Villas. Morfológicamente da lugar a profundos barrancos separados por estrechas divisorias alomadas. Ha recibido el nombre de «sucesión esquistosa de Cinco Villas» (CAMPOS, 1979).

Está constituida por una serie fundamentalmente detrítica en la que alternan de forma irregular niveles de pizarras grises y negras en fresco, algo metamórficas (argilitas con esquistosidad) con otros de cuarcitas, grauwackas y liditas también ligeramente metamorfozados.

Los niveles detríticos de grano más grueso alcanzan a veces 1 metro de espesor, alternando con otros de grano más fino, tales como limolitas micáceas o pizarras.

No se han observado en la hoja las intercalaciones de calizas y conglomerados frecuentes más al N y al E del Macizo de Cinco Villas.

No se ha podido establecer ninguna columna representativa de la sucesión esquistosa de Cinco Villas. La intensa deformación que ha sufrido esta formación —se superponen por lo menos tres fases de plegamiento— así como la ausencia de niveles gría impiden incluso la exacta apreciación de su espesor, el cual, siguiendo a los autores anteriormente citados, se puede suponer cercano a los 2.000 m.

Los términos pizarrosos son dominantes en la formación. Petrológicamente se trata de lutitas cuarzosas y lutitas micáceas, en las cuales la relación limo-arcilla oscila entre 1 y 1/3. La fracción limosa, con tamaño de limo medio a grueso, suele estar predominantemente formada por cuarzo, que, en general está deformado y alargado en sentido de la esquistosidad más penetrativa. Además de cuarzo, existen plagioclasas y minerales micáceos (moscovita y clorita). Menos abundantes son la turmalina (a veces neoformada) zircón y opacos. La fracción arcillosa está formada por arcilla, mica blanca detrítica y de neoformación, clorita, óxidos de hierro y materia carbonosa, con los componentes asimismo orientados según la esquistosidad. Los términos más gruesos corresponden

por lo general a subgrauwackas. La trama, que representa entre el 70 y 80% de la roca, está constituida mayoritariamente por cuarzo (aproximadamente un 90%), y además por feldespatos, especialmente plagioclasa, y fragmentos de roca, que suelen ser de pizarra y cuarcita. Como accesorios están zircón, turmalina y óxidos de hierro.

La matriz es lutítica, con características similares a los términos pizarrosos arriba descritos. El cemento es escaso o no existe, pero cuando lo hay, está formado por cuarzo de neoformación (CAMPOS, 1979).

La intensa deformación de estos materiales ha borrado o hace difícil el reconocimiento de las estructuras sedimentarias. Aparte de cierta granoclasificación, se han observado muy escasas huellas de corriente en el muro de los bancos más detríticos. El conjunto de la formación tiene carácter flyschoides y sería representativa de una facies «Culm» del Paleozoico alto.

Tampoco se han encontrado fósiles que permitan su datación. Por comparación con la hoja de Vera de Bidasoa, donde el techo de la formación se halla discordante bajo un Estefaniense datado, y donde los términos carbonatados que constituyen la base de la unidad —no aflorantes en nuestra hoja— se admite pudieran representar el Devónico terminal, atribuimos a la sucesión esquistosa de Cinco Villas una edad carbonífera, en espera de nuevos hallazgos paleontológicos que permitan precisar más la edad.

1.2. TRIASICO

El Trías de la región se presenta en su facies germánica típica, siendo de destacar el hecho de que en el estricto ámbito de la hoja el Muschelkalk no llega a aparecer, probablemente debido a su comportamiento disarmónico ante los esfuerzos tectónicos al estar situado entre el Keuper, nivel de despegue regional, y los términos también incompetentes del techo del Buntsandstein, que pueden dar lugar a un nivel de despegue secundario.

No hay publicaciones específicas sobre el Trías de la zona, habiendo sido este estudiado en el contexto de trabajos más generales como los de LAMARE (1936), EWERT (1964) y CAMPOS (1979), así como en las hojas del plan MAGNA de San Sebastián (IGME, 1972), Sumbilla (IGME, 1973) y Vera (IGME, 1973).

1.2.1. Areniscas, arcillas. Niveles de conglomerados. (2). Facies Buntsandstein

Esta unidad aflora bordeando el macizo de Cinco Villas, en el cuadrante NE de la hoja, así como en dos pequeños enclaves de origen tectónico en las proximidades de Anoeta, en el borde N de la misma.

La parte inferior del Buntsandstein está formada por una serie de areniscas de colores rojos, grano medio, algo micáceas y con algunos cantos dispersos, estratificadas en bancos de hasta 1 m. de espesor, que

presentan intercalaciones conglomeráticas.

Las areniscas están constituidas fundamentalmente por granos de cuarzo (75%) de morfoscopia subangulosa, fragmentos de roca (24%), generalmente metacuarcitas y pizarras, y una escasa proporción de feldspatos. La trama constituye aproximadamente el 60% de la roca. La matriz es sericítica, existiendo asimismo un cemento formado por óxidos de hierro y crecimientos secundarios de los granos de cuarzo. Como estructuras sedimentarias se aprecian laminación cruzada, generalmente de bajo ángulo, así como laminación paralela.

Intercalados con las areniscas existen niveles de conglomerados cuarcíticos de escasa continuidad lateral, forma lenticular y espesor que no suele sobrepasar los 5 m. Los cantos están bien redondeados, su tamaño medio es de 3 a 10 cm.

Por encima se sitúa un tramo de areniscas bien estratificadas, de colores rojos o más blanquecinos y más micáceas que las precedentes. Ocasionalmente las micas se concentran en niveles.

Petrologicamente son similares a las precedentes.

Presentan bases canalizadas, así como cantos blandos, estratificación cruzada de surco, laminación cruzada de bajo ángulo y laminación paralela.

Hacia el techo aumenta el contenido en finos, apareciendo niveles delgados de limolitas y arcillas rojas intercalados con las areniscas.

La sucesión termina con un paquete de potencia variable, pero cercana a los 100 m., de arcillas y limolitas rojas predominantemente y en ocasiones verdes o amarillentas, que esporádicamente pueden tener delgadas intercalaciones de areniscas.

Al faltar el Muschelkalk, este último tramo del Buntsandstein es prácticamente indistinguible del Keuper, por lo que no se descarta que parte de los terrenos cartografiados como Trias superior correspondan a esta parte superior del Buntsandstein.

El espesor total del Buntsandstein se puede cifrar en unos 400 m. aproximadamente.

El medio de depósito de esta unidad se puede atribuir, dada la similitud de depósitos que presenta con otras áreas de la Península a un medio de abanicos aluviales en su tramo inferior, que hacia la parte media de la unidad pasaría a un sistema de llanura aluvial arenosa situada probablemente en la parte media distal de los mismos, evolucionando en el tramo superior hacia una mayor distalidad. No se descarta la posibilidad de que la parte más superior de la unidad presente ciertas características que hagan pensar en retoques mareales, aunque nos ha sido imposible encontrar algún criterio tanto en un sentido como en otro.

La ausencia de fósiles en esta formación impide una datación cronostratigráfica precisa. Sin embargo, tentativamente le atribuimos una edad Triásica inferior, sin descartar la posibilidad, por otro lado demostrada en otras áreas de la Península Ibérica, de que su parte inferior corresponda todavía al Pérmico superior (Thuringiense).

1.2.2. Arcillas abigarradas. Yesos. (3). Ofitas. (4). Facies Keuper

Este conjunto de materiales se extiende por la zona N y E de la hoja ligado, bien a estructuras diapíricas como la de Lecumberri, bien implicado como nivel de despegue incompetente en cabalgamientos o en el núcleo de pliegues anticlinales. Da lugar generalmente a valles amplios, que suelen estar tapizados por importantes recubrimientos.

Está formado por arcillas abigarradas de colores rojos, verdosos y ocres, con delgados nivelillos intercalados de limolitas micáceas. Presenta asimismo masas evaporíticas asociadas, yesos fundamentalmente, sin que pueda descartarse la existencia en profundidad de cloruros que han podido desaparecer en superficie por el lixiviado. Es frecuente la presencia de minerales autigénicos como Jacintos de Compostela o cuarzos bipiramidados.

Dentro del Keuper se emplazan importantes masas de rocas volcánicas del tipo ofita, de las que se han cartografiado en el mapa las más representativas. El grado de alteración de estos materiales, así como la mecanización de los contactos hacen difícil la apreciación de la disposición original de los mismos.

No se ha podido realizar un estudio sedimentológico del Keuper. De manera tentativa, podemos indicar que su depósito probablemente tuvo lugar en zonas litorales de tipo sebkha, en condiciones de aridez que permitieran la formación de evaporitas.

Las características azoicas del Keuper no permiten mayor precisión cronoestratigráfica, por lo que atribuimos la formación al Triásico superior.

1.3. JURASICO

Los trabajos más interesantes sobre el Jurásico de esta región son las tesis doctorales de LAMARE (1936), RAMIREZ DEL POZO (1971), CAMPOS (1979) y DUVERNOIS *et al.* (1972) sobre la Sierra de Aralar, así como los de VILLALOBOS y RAMIREZ (1971) y SOLER y JOSE (1971, 1972). También son de destacar las hojas geológicas MAGNA de zonas cercanas ya citadas anteriormente.

1.3.1. Dolomías, calizas dolomíticas y calizas. Mármoles. (5). Rethiense-Sinemuriense

Aflora ampliamente en la mitad N de la hoja, así como en el núcleo del anticlinal de Huici y en las zonas cabalgantes de Aralar y Lecumberri-Aldaz. Geomorfológicamente forma parte de vertientes intensamente regularizadas.

Esta unidad está formada por un término inferior con dolomías cavernosas tipo «carniolas» y/o brechoides, con cantos angulosos cementados por una matriz calcárea, de colores grisáceos y, en ocasiones, rosados.

Los clastos tienen un tamaño medio de 2-5 cm. La potencia del tramo es variable, ya que la base suele estar en contacto mecanizado con el Keuper. En las áreas donde se presenta más completo (zona de Leiza, por ejemplo) se puede cifrar su potencia en unos 100-150 m. Atribuimos el depósito de esta parte basal de la formación a ambientes restringidos muy someros bajo condiciones de hipersalinidad (sebkha costera), donde las brechas son consecuencia del colapso provocado por la disolución de evaporitas interestratificadas con los carbonatos. Por encima existen dolomías, calizas dolomíticas y calizas estratificadas en bancos gruesos, del orden de 50-70 cm. con un espesor cifrable en unos 30-40 m. En la zona del «manto de mármoles» (LAMARE, 1936) se presentan dolomitizadas y marmorizadas, por lo que este tramo no se distingue del anterior.

Suelen presentar laminaciones de carácter algal (calizas «rubanees»). Puntualmente se han podido observar secuencias que comienzan por una brecha de cantos planos, correspondiente probablemente a momentos de tormenta, seguida por niveles de laminaciones algales que hacia techo pueden estar retocadas por ripples de oscilación, terminando por una superficie endurecida que corresponde a una pequeña interrupción en la sedimentación. La parte inferior de la secuencia representaría términos submareales o intermareales bajos, mientras que la superior correspondería a intermareales someros dentro de una llanura de mareas con salinidad normal.

La parte más superior de la unidad está formada por unos 40-50 m. de calizas en ocasiones algo dolomitizadas grises bien estratificadas. En el corte del Nacedero de Iribas, en la Sierra de Aralar, y muy próximo al borde S de la hoja de Tolosa, estas calizas son ocasionalmente oolíticas y/o bioclásticas, con restos de Braquiópodos, Gasterópodos y Lamelibranchios. Es posible diferenciar dentro de este tramo tres grupos de facies.

Asociación a-1.— Está constituida por *wackestones* bioclásticos de bases irregulares o erosivas y *mudstones-wackestones* con laminaciones y superficies ferruginosas. Los términos bioclásticos se interpretan como debidos a corrientes tractivas hacia medios submareales. Los términos laminados con *ripples* y algas corresponden a los medios intermareales. Las superficies de encostramiento señalan interrupciones momentáneas en la sedimentación. Estas facies se ordenan en secuencias de somerización (*shallowing upward*) y corresponden a la evolución de amplias llanuras de marea carbonatada.

Asociación b-1.— Son *wackestones* bioclásticos y *packstones* oolíticos con estratificación cruzada planar. Los términos bioclásticos corresponden a corrientes tractivas, mientras que los *packstones* oolíticos formarían barras submareales (*shoals*). Corresponden a un medio submareal de alta energía con llegada de corrientes canalizadas y desarrollo de barras oolíticas.

Asociación c-1.— Incluye facies canalizadas de *wackestones* bioclásticos y *wackestone-packstone* con bioturbación. Corresponde a la llegada de corrientes tractivas a áreas submareales más tranquilas con abundante actividad orgánica en el fondo.

Esta formación presenta características faunísticas muy pobres. Sólo a techo aparece algo de macrofauna, como la citada anteriormente. Por consideraciones de tipo regional atribuimos la base al Rethiense, mientras que el hallazgo en el perfil del Nacedero de Iribas (SOLER y JOSE, 1971) de un *Aretites* cf. *bucklandi* permite datar el techo de la formación como Sinemuriense inferior-medio, edad que coincide con la clásica de esta unidad regionalmente. La microfauna es, asimismo escasa y poco definitoria. En el corte citado se han reconocido: *Lingulina* y Ostrácodos que corroboran la datación macropaleontológica. Atribuimos pues, a esta unidad una edad Rethiense-Sinemuriense.

1.3.2. Margas y margocalizas. (6). Sinemuriense sup.-Aalenense

Esta unidad aflora en las mismas áreas que la anterior. Sus características litológicas le hacen dar zonas relativamente deprimidas sobre el terreno.

Se ha reconocido en los perfiles de Echarri-Lecumberri, Gorritarán y Nacedero de Iribas. Está constituida en su mayor parte por margas, entre las que se intercalan niveles de margocalizas y calizas margosas las cuales se hacen paulatinamente dominantes hacia el techo, hasta pasar gradualmente a la formación superior, de naturaleza calcárea. A grandes rasgos, se puede subdividir la unidad en dos tramos; uno inferior, margoso, y otro superior con predominio de las intercalaciones calcáreas. Las margas son de color gris, con abundante pirita diseminada y muy fosilíferas, con una potencia de 40-45 m., y presentan intercalados niveles de calizas margosas grises, generalmente micritas arcillosas y biomicritas ligeramente bioclásticas con restos de Belemnites.

El tramo superior comienza, en Echarri-Lecumberri, por 15-20 m. de calizas compactas nodulosas, *wackestone-packstone* algo bioclásticas que presentan facies de micritas, intramicritas con fósiles y oomicritas. Por encima hay 45 m. de alternancia de calizas y margas, cuya parte superior es fundamentalmente calcárea. El conjunto inferior presenta micritas arcillosas fosilíferas o bioclásticas, *wackestone* con estratificación ondulada y con acuñamientos laterales de las capas hacia el techo, alternando con paquetes centimétricos de margas laminadas. El conjunto superior presenta sucesiones estratocrecientes con predominio de las calizas, que son biomicritas *wackestones* con estratificación ondulada y delgadas intercalaciones margosas. En el Nacedero de Iribas, la potencia de la formación es de 110 m. litológicamente similares.

El medio de sedimentación correspondería a una plataforma externa abierta de relativa profundidad y aguas tranquilas, donde la presencia de

señales de cierta energía (bioclastos) podrían indicar una cierta disminución de la profundidad.

Esta formación posee una fauna abundante y diversificada de Braquiópodos, Belemnítidos, Lamelibranquios y Ammonítidos. En la zona de Echarri se ha encontrado en la parte inferior *Arietites* sp., *Lima gigantea* y *Oxynoticeras oxynotum*, así como *Hildoceras bifrons*, *Dumortieria levesquei*, *Grammoceras striatulum* y *Harpoceratidos* en el resto de la unidad. La microfauna hallada consta de *Lenticulina*, *Vaginulina*, *Frondicularia*, *Astacolus*, *Marginulina*, *Lenticulina münsteri* (ROEMER), *Eothrix alpina* LOMB así como Ostrácodos como *Hungarella contractula* (TRIEBEL). Estas faunas indican una edad que va desde el Sinemuriense superior hasta el Toarciense superior, sin descartar la posibilidad de que el techo de la Formación corresponda ya al Aalenense. Por ello, atribuímos el conjunto de la unidad al Sinemuriense superior-Aalenense.

1.3.3. Calizas margosas y calizas. (7). Aalenense-Bathonense

Afloran en el cuadrante SE de la hoja y en la sierra de Aralar. En la zona NW se han cartografiado formando parte de un tramo comprensivo.

Se ha estudiado en las columnas de Iribas y Gorritarán y de forma parcial en Leiza, Lecumberri N y Echarri-Lecumberri.

Se trata de una sucesión calcárea que presenta intercalaciones margosas, por lo que el límite con la Formación inferior es difusa. En Iribas, comienza con 45 m. de calizas y calizas margosas *wackestone* y ocasionalmente *packstone* grises, en bancos de 0,5-1 m., entre las que se intercalan delgados niveles de margas grises. Presentan facies de pelmicritas, biopelmicritas y biomicritas. Siguen unos 80 m. de calizas grises oscuras, bien estratificadas, *wackestones* débilmente bioclásticos ricos en filamentos y *packstones* con estratificación cruzada planar y en surco que presentan intercalaciones de niveles esquistosos de calizas algo margosas. Corresponden a facies de biomicritas y biopelmicritas con estratificación paralela y ondulada, biopelmicritas arcilloso-limosas con laminación discontinua.

En la zona de Leiza, esta unidad aparece, al igual que las anteriores, afectada por un ligero metamorfismo que enmascara en parte sus características sedimentarias. En la serie de Leiza-Lecumberri aflora el techo de la formación que está formado por calizas de grano fino, fétidas, bien estratificadas en bancos de 0,5-0,8 m., con abundante pirita diseminada y veteadas de calcita negra. Algunos bancos presentan aspecto brechoide.

La potencia conjunta de la unidad se puede cifrar en unos 120-140 m., salvo en Echarri-Lecumberri, donde la erosión neokimmérica apenas ha respetado 40 m. de la base de la formación.

El ambiente de depósito se atribuye a una plataforma abierta poco profunda, generalmente de energía débil, pero con episodios, representados por los *packstones* con estratificación cruzada planar y en surco,

de alta energía dentro de un sistema de barras y canales submareales.

El contenido faunístico de la unidad es, así mismo, relativamente abundante. En la parte inferior de la misma se han encontrado (VILLA-LOBOS y RAMIREZ, 1971) *Geyerina fasciata*, *Bigotites petri*, *Pleydellia conata*, *Ludwigia murchinsonae*, *Otoites sauzei*, *Pseudotoites leicharti*, *Polyplectites ligniferos*, *Garantiana garantiana* y *Parkinsonia parquinsoni* del Aalenense y Bajociense. Respecto a la microfauna, hemos encontrado *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Cornuspira*, *Ammobaculites*, *Planulina*, *Astaculus*, *Lithistidae*, *Flabellina*, *Eothrix alpina* (LOMB.), *Globochaete alpina* LOMB., y microfilitos. Por tanto, atribuimos a la presente formación una edad Aalenense-Bathonense.

1.3.4. Calizas en bancos. Nódulos de sílex. (9). Calloviense-Kimmeridgiense

Esta unidad aflora en la parte SE de la hoja y en la Sierra de Aralar. Hacia el centro de la hoja, la erosión neokimmerica la hace desaparecer, mientras que en el N puntualmente puede existir, aunque debido a las condiciones de afloramientos no se haya podido distinguir en la cartografía y se encuentra englobada dentro de una unidad comprensiva.

Se ha estudiado en el Nacedero de Iribas, y de forma parcial, ya que el techo de la formación se encuentra erosionado, en Lecumberri N y Leiza-Lecumberri.

En Iribas, comienza por unos 80 m. de calizas grisáceas finas, algo arenosas, *wackestone-mudstone*, bien estratificadas en bancos de 0,5-1 m. y con nódulos de sílex en la base, sobre las que se disponen 100 m. de calizas finas bien estratificadas, muy recristalizadas y ocasionalmente dolomitizadas, con abundantes niveles de nódulos de sílex incluidos en las mismas. Presentan un débil contenido detrítico, que más al W de la Sierra aumenta.

En Leiza-Lecumberri se conservan por debajo de las facies Weald, unos 100 m. de calizas bioclásticas y calcarenitas *wackestone-packstone*, limosas, con abundante pirita dispersa y ligeramente metamorfizadas que corresponden a esta unidad.

Desde el punto de vista sedimentológico, en Nacedero de Iribas se reconocen facies de micritas y pelmicritas *mudstone*, *wackestone* con nódulos de sílex, *wackestones* con restos orgánicos como braquiópodos, crinoides y *packstones* con estratificación cruzada, organizándose en dos asociaciones de facies. La primera agrupa *mudstones* peletoidales y *wackestones* con nódulos de sílex y restos orgánicos, y corresponde a ambientes tranquilos submareales dentro de una plataforma interna. La segunda, con *wackestones* con fragmentos de fósiles y *packstones* con estratificación cruzada planar, corresponde al desarrollo de barras calcareníticas de alta energía sobre la primera asociación, asimismo dentro de una plataforma interna submareal.

La macrofauna que posee es banal: Belemnites, Crinoides, bivalvos y

espículas. Asimismo, la microfauna tampoco precisa taxativamente los límites de los pisos. Se han identificado: *Valvulinidos*, *Lithistidae*, *Lenticulina*, *Eothrix alpina* (LOMB.), *Globochaete alpina* (LOMB.), *Cornuspira* cf. *orbicula* TERQ., *Astacolus* cf. *tricarinella* (REUSS) y Ostrácodos. Atribuimos a la formación una edad Calloviense-Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior.

1.3.5. Calizas margosas, margas y calizas. (8). Sinemuriense superior-Oxfordiense?

Esta unidad comprensiva se encuentra en la zona NW de la hoja, donde las condiciones de afloramiento han impedido separar más finamente el Jurásico. Engloba a las unidades 6 y 7, y puntualmente, a la 9, y su descripción sería, pues, equivalente.

1.3.6. Calizas oolíticas y organógenas. (10). Kimmeridgiense

Se hallan confinadas al ámbito de la Sierra de Aralar, y se presentan formando un escalón morfológico en el terreno, que generalmente da un relieve en cuesta. Suelen estar intensamente karstificadas.

Han recibido el nombre de Malm oolítico-subrecifal (SOLER y JOSE, 1971).

En Iribas corresponden a un conjunto de unos 100 m. de calizas marmóreas blancas, calizas oolíticas y calcarenitas organógenas en bancos gruesos, del orden de 0,5-1 m., con una fauna abundante entre la que existen organismos constructores.

Corresponden a *packstones* y *grainstones* bioclásticos y oolíticos con estratificación cruzada y con un grado de recristalización elevado. Se reconocen facies de biomicritas, intrabiomicritas con pseudoolitos e intrabioesparitas oolíticas. Este tramo tiene un espesor variable desde un máximo de 140 m. en la parte W de Aralar, hasta prácticamente 0 m. en Madoz, en la vecina hoja de Alsasua.

Se interpretan como facies de alta energía depositadas en áreas próximas a núcleos bioconstruidos, donde se produce el desarrollo de barras bioclásticas y oolíticas, en cuyas zonas de sombra el decrecimiento de la energía del medio permite el depósito de facies con mayor contenido en micrita, restos orgánicos sin fragmentar y bioturbación.

El contenido faunístico de la formación es elevado. Presenta radiolas de Equínidos, Crinoideos, Briozoos, Braquiópodos, Codiáceas y Corales, entre los que se han podido determinar *Calamophylliopsis fabellum* y *Stylosmilia michelini*. La microfauna también es muy diversa: *Pfenderina*, *Spirophthalmidium*, *Trocholina* cf. *alpina*, algas solenoporáceas (*Cayeuxia*), *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCH, *Glomospira*, *Nautiloculina*, *Quinqueloculina* y *Bacinella*, que permiten datar el Kimmeridgiense.

1.4. TRANSITO JURASICO-CRETACICO

Bajo este epígrafe describiremos el conjunto de materiales que, con características peculiares, abarcan desde el Malm calcáreo francamente marino hasta la base del Complejo Urgoniano, de edad Aptiense. Han recibido desde un punto de vista facial, el nombre de «wealdico» a su vez subdividido en una facies Purbeck que incluye el Portlandiense, Berriasiense y Valanginiense inferior, y otra facies Weald o wealdense que comprende el Valanginiense superior, Hauteriviense y Barremiense (RAMIREZ DEL POZO, 1971). SOLER y JOSE (1971) denomina a estos materiales como complejo Purbeck-Neocomiense.

Recientemente, y para la región que cubre la hoja de Tolosa PUJALTE (1982) da el nombre de Formación del Valle de Ata a la facies Purbeckiense y Formación del Puerto de Aralegui a la facies Weald.

Los trabajos más interesantes sobre el tránsito Jurásico-Cretácico en este sector son los de LAMARE (1936), RAMIREZ DEL POZO (1971), SOLER y JOSE (1971), DUVERNOIS *et al.* (1972) y CAMPOS (1979).

1.4.1. Margas piritosas negras, calizas. (11). Portlandiense-Valanginiense inferior

Esta unidad aflora al S de Leiza, en la zona de mármoles, así como en Aralar. En el resto de la hoja forma parte de la unidad comprensiva 14. Morfológicamente, la parte inferior, de naturaleza margosa, se suele presentar como un blando relativo, cobijado por el resalte de la parte superior, calcárea, que en la parte W de la zona de mármoles constituye una unidad cartográfica independiente.

En la serie de Leiza-Lecumberri, tiene unos 80 m. de potencia, formados por 40 m. inferiores de calizas margosas de color gris oscuro, muy fosilíferas, estratificadas en gruesos bancos. Presentan abundante pirita dispersa, así como materia orgánica y delgados niveles arcillosos intercalados. Petrológicamente se pueden clasificar como biomicritas arcillosas. Sobre ellas se disponen otros 40 m. aproximadamente —pequeñas fracturas pueden haber variado ligeramente el espesor— de margas calcáreas algo detríticas que tienen abundantes nódulos ferruginosos limonitizados y presentan intercalaciones de calizas margosas similares a las anteriores.

Por encima se sitúa la formación superior, que se describirá en el próximo epígrafe. En Gorritzaran, donde la unidad cartográfica engloba a las calizas de serpúlidos, sobre unos 100 m. de margas y margas calcáreas algo arenosas, micáceas y piritosas, similares a las descritas en Leiza, se disponen 125 m. de calizas algo arenosas, grises oscuras, fosilíferas —serpúlidos, lamelibranquios, crinoides— y con abundantes nódulos de siliceo hacia la base. Presentan niveles intercalados de calizas oolíticas *packstone-grainstone* y de calizas con organismos constructores (corales) además de intercalaciones de margas ligeramente arenosas.

En la parte E de la Sierra de Aralar, corte de Nacedero de Iribas, por encima de las calizas del Kimmeridgiense se disponen 100 m. de calizas fosilíferas, con alternancia de niveles de margas oscuras. Las calizas son grisáceas, oscuras o azuladas, con abundante pirita y asfalto. Algunos bancos son verdaderas lumaquelas de sérpulas y ostreidos. Intercalados también se encuentran bancos de calizas arenosas y dolomías. Las microfacies más características son dismicritas y biomicritas con caráceas, sérpulas, Ostreidos y restos de crinoides. Dentro de este paquete se realiza el tránsito Jurásico-Cretácico. Por encima se disponen unos 20 m. de margas azuladas con abundantes concreciones ferruginosas, y un tramo complejo de 30 m., compuesto por calizas margosas, oncolíticas, arcillas rojas, margas calcáreas con pisolitos y calizas dolomíticas en su parte inferior, y calizas bioclásticas casi lumaquéllicas con alguna intercalación margosa hacia el techo. Las microfacies son de intramicritas recristalizadas con arena, biomicritas y biopelmicritas. Este tramo, y en general el conjunto Purbeck-Weald aumentan notablemente de espesor y en contenido detrítico hacia el W de la Sierra.

Por las características litológicas y faunísticas de la unidad atribuimos la génesis de la parte inferior de la misma a ambientes salobres que evolucionan paulatinamente en el sentido de un aumento en la salinidad hasta alcanzar con las calizas de sérpulas condiciones menos restringidas, de tipo *lagoon* probablemente.

La presente unidad cartográfica presenta un contenido paleontológico abundante. En Iribas, además de Gasterópodos, Sérpulas, fragmentos de ostreidos y radiolas de equinidos, se han clasificado los siguientes ostrácosos y caráceas: *Clavator reidi* GROVES, *Macrocypris horatiana* JONES y SHERB, *Atopochara* sp., *Darwinula leguminella* (FORBES), *Cypridea carinata* MARTIN, *Glomospira*, *Cyprione oblonga* (ROEMER) y Valvulínidos. En los niveles equivalentes del corte de Leiza-Lecumberri, además existe *Neotrocholina valdensis* REICH. Por tanto, atribuimos la base de la unidad al Portlandiense, y el techo al Valanginiense inferior; salvo en el área donde éste se ha individualizado cartográficamente, en cuyo caso la edad de la misma ocuparía al Portlandiense y Berriasiense únicamente.

1.4.2. Calizas con serpúlidos y silex. (12). Valanginiense inferior

Esta formación se ha distinguido en la cartografía en una estrecha banda de 9 km. de largo que desde el S de Leiza se extiende hacia el W hasta el valle del río Besabeco. Forma un resalte topográfico fácil de apreciar en el paisaje. Es equivalente en facies y edad a la parte superior de la unidad anterior hacia el E de la banda de mármoles y en la Sierra de Aralar.

En el corte de Leiza-Lecumberri hay en la base unos 40 m. de calizas detríticas grises, fosilíferas y con niveles intercalados de aspecto brechoide. Tienen nódulos de silex. Por encima se dispone un paquete de 70 m. de calizas espáticas, muy recristalizadas, en bancos de 0,3-0,8 m.

con nódulos de sílex abundantes, y restos de corales. Por último, 20 m. de calizas detríticas marmóreas y calizas margosas, con nódulos y cristales dispersos de pirita.

El conjunto corresponde a biomicritas, ocasionalmente arcillosas y/o arenosas y bioesparitas, sometidas a una fuerte recristalización e incluso a un metamorfismo incipiente (ver capítulo de Petrología).

La intensa diagénesis de estos materiales dificulta las observaciones sedimentológicas. Apenas existen algunos niveles que conservan laminación cruzada planar o bien laminación paralela, posiblemente de origen algal. Los atribuímos a ambientes marinos transicionales de tipo lagoon.

Paleontológicamente existen Serpúlidos, Ostreidos y otros Lamelibranquios, tallos de crinoideos y coralaris. La intensa recristalización ha borrado a menudo la microfauna. Se han observado al microscopio Políperos, Briozoarios, restos de Moluscos y Equinodermos y Gasterópodos, además de *Lenticulina* y *Trocholina*. De todas formas, por microfacies y por correlación con áreas próximas donde estos niveles presentan características faunísticas más favorables, atribuímos a la formación una edad Valanginiense inferior.

1.4.3. Arcillas, margas arenosas, arenas y calizas. (13). Valanginiense sup.-Barramiense

Aflora esta unidad en la «banda de mármoles» y en Aralar. En el resto de la hoja está englobada dentro de la unidad 14. Morfológicamente suele dar zonas deprimidas y muy cubiertas, ya que generalmente su litología no es muy resistente a la erosión. Corresponde a la facies Weald en sentido estricto.

Los materiales de este tramo presentan unas características litológicas muy variables, pero con la característica común de tener un importante contenido detrítico. En Nacedero de Iribas, por encima de los tramos anteriormente descritos afloran unos 30 m. muy cubiertos de margas azuladas o verdosas, micáceas, con delgadas y escasas intercalaciones de caliza, así como paquetes de orden métrico, de arenas amarillentas, micáceas, con estratificación cruzada. Abundan las concreciones ferruginosas. Las calizas son microesparitas poco lavadas, recristalizadas, con restos de Lamelibranquios y Serpúlidos con un fondo peltoide. Tienen concreciones algales. Hacia el W de la Sierra, estos niveles se hacen mucho más detríticos. DUVERNOIS *et al* describen en la zona del domo de Ataún, una serie donde por encima de unos 5 m. de arcillas esquistas amarillentas se disponen 10 m. de arenas y arcillas versicolores, rojas, gris-verdosas, y amarillas, y de 10 a 20 m. de arenas en bancos gruesos, blancos y rojizos. Por último, existen unos 8 m. de calizas arcillosas grises y negras y esquistos negros con abundante materia orgánica. En Leiza, sin embargo, los niveles equivalentes están formados por unos 40 m. de calizas margosas fosilíferas con alguna delgada inter-

calación de areniscas finas, micáceas, de color ocre. Al microscopio se trata de micritas arcillosas y biomicitas.

Atribuimos la formación de esta unidad a ambientes continentales de agua dulce en los que las intercalaciones calcáreas, más abundantes hacia el E de la Sierra, representarían depósitos de transición hacia condiciones marinas muy someras, de aguas salobres, tal vez de tipo estuarino. En el sector de Leiza, estas condiciones son las que prevalecieron.

La fauna que presenta esta unidad es relativamente escasa. En Nacedero de Iribas, todos los levigados han resultado estériles. Aquí indica PALACIOS (1975) valvas de *Corbula*, y en los niveles arenosos restos de lamelibranquios referibles al género *Unio*. En Leiza se han reconocido restos de moluscos y equinodermos, así como ostrácodos (posibles *Cypridea*). Al estar sobre niveles datados como Valanginiense inferior y bajo otros pertenecientes ya al Aptiense, atribuimos el conjunto al Valanginiense superior-Barremiense, sin descartar la posibilidad de que el registro sedimentario no sea completo.

1.4.4. Arcillas, areniscas, margas y calizas. (14). Portlandiense-Barremiense

Esta unidad comprensiva se extiende por el cuadrante NW de la hoja, donde la amplitud de recubrimientos hace sumamente dificultoso dividirla, y en el anticlinal de Huici, donde el escaso espesor del «wealdico» tampoco permite subdivisiones.

En Lecumberri N se han medido 10-12 m. de arcillas arenosas de colores beige y ocre por debajo de las calizas aptenses, aunque es posible que el espesor está reducido por laminación tectónica de las arcillas. Lateralmente, este nivel desaparece, como se comprueba en Echarr-Lecumberri, donde sobre las calizas del Bajociense se instauran directamente las aptenses en facies urgoniana.

En el monte Uzturre, próximo a Tolosa, LAMARE (1936) describe una sucesión posteriormente revisada por RAMIREZ (1971), donde sobre las calizas oscuras de grano fino, con impresiones de ammonitas (*Perispinctes*), y las calizas arenosas que por alteración pasan a arcillas arenosas (¿Oxfordiense-Kimmergiense?) se disponen:

— Calizas negras, arenosas, fétidas, micáceas y con piritita que se presentan en superficies descalcificadas y con aspecto de arenas amarillentas (130 m.).

— Calizas cristalinas masivas, gris claro, a veces arenosas (bioesparitas y oesparitas) con restos de Equinodermos, Briozoarios, Ostreidos, Políperos, *Nautiloculina oolithica* MOHL, *Pfenderina neocomiensis* (PFEN.), *Glomospira* y *Quinqueloculina* (50 m.).

— Calizas negras o grises en bancos delgados azoicas, microcristalinas, que a veces tienen cristales de dolomita (80 m.).

— Calizas negras, fétidas, con *Exogyra* y Gasterópodos indeterminables (50 m.).

El tramo de calizas cristalinas con restos de Equinodermos y Briozoa-rios pudieran tener, para RAT (1959), una edad Valanginiense.

Atribuimos a esta unidad cartográfica una edad Portlandiense-Barremiense, sin descartar que localmente puedan existir variaciones en la cronoestratigrafía a causa de accidentes paleogeográficos que hayan condicionado la erosión o no sedimentación de algún término.

1.5. CRETACICO

Incluimos bajo este epígrafe las unidades cartográficas que van desde la parte superior del Cretácico inferior —complejo urgoniano de RAT— hasta el Senoniense, al cual corresponden los terrenos mesozoicos más modernos que se conservan en la hoja de Tolosa. Los principales trabajos que se han ocupado de estas unidades son, además de los ya clásicos de LAMARE (1936) y RAT (1959), las tesis doctorales de RAMIREZ DEL POZO (1971), DUVERNOIS *et al.* (1972), AGUILAR (1975) y CAMPOS (1979), así como el moderno estudio de RAT *et al.* (1983), AMIOT (1982), MATHEY (1982), GARCIA MONDEJAR y PUJALTE (1982) subdividen y dan nombre formal a las distintas formaciones que ocupan en esta área el intervalo cronológico señalado.

1.5.1. Arcillas detríticas con Deshayesites. Intercalaciones de calizas y arenas. (15). Aptiense

Esta unidad aflora en la Sierra de Aralar, dando lugar a una zona deprimida por debajo de la primera barra de calizas urgonianas, así como en la zona noroeste de la hoja. Corresponde a los «esquistos con Parahoplites» de RAT (1959) y ha sido denominada por GARCIA MONDEJAR (1982) como Formación de Ernaga.

En Nacedero de Iribas, esta unidad está formada por 150 m. de arcillas y margas limolíticas y arenosas, grises y azuladas que se alteran dando colores amarillentos y rojizos. Presentan intercalaciones de delgados niveles de arenas, así como de calizas margosas y arenosas, generalmente muy fosilíferas, hasta formar en ocasiones verdaderas lumaquelas de Orbitolinas u Ostreidos. Las calizas se hacen más abundantes hacia el techo. En Aralar, la potencia de la formación oscila entre 100 y 200 m. Es frecuente la existencia de una esquistosidad bien desarrollada.

Petrológicamente, las calizas se clasifican como biomicritas y biomicritas arenosas. Las arcillas, que cuantitativamente forman la mayor parte de la unidad, son muy limolíticas, teniendo como terrígenos cuarzo (20%) y moscovita (15%), así como abundante materia orgánica (30%). La matriz es sericítica y constituye el 35% de la roca.

Sedimentológicamente la formación representa el tránsito entre las facies detríticas salobres del Weald a las arrecifales del complejo urgo-

niano. Corresponde a ambientes marinos someros ligados a una plataforma de circulación abierta.

El contenido paleontológico es variado: Ammonites como el *Parahoplites* cf. *deshayesi* que caracteriza la formación, erizos, ostreoides y lamelibranchios. Respecto a la microfauna, es característica la asociación de *Palorbitolina lenticularis* (BLUMEN) y *Chofatella decipiens* (SCHLUMBERGER), siendo abundantes así mismo foraminíferos como *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Tritaxia pyramidata* REUSS y ostracodos como *Paracypris* cf. *jonesi* BONN., *Cytherella ovata* (ROEMER), *Neocythere mertensi* OERTLI, *Cytherella parallela* (CREUSS), *Clithrocytheridea* aff. *brevis* (CORNUELL), *Cythereis büchlerae* OERTLI, y otros que en conjunto dan a la formación una edad Aptiense (Bedouliense inferior) sin que pueda descartarse la posibilidad de que los primeros metros de la unidad correspondan todavía al Barremiense superior.

1.5.2. Calizas arrecifales masivas. (16). Aptiense-Albiense

Esta unidad aflora en todo el ámbito de la hoja de Tolosa y constituye la mayor parte, además de la más característica, del complejo urgoniano. Por sus características litológicas da un fuerte resalte sobre el terreno.

En el área de Aralar ha recibido recientemente por GARCIA MONDEJAR (1982), los nombres de Formación de Altxueta y Formación del Txindoky, mientras que al N de nuestra zona recibe la denominación de Fm. Lequeitio-Arno.

Está constituida por calizas arrecifales, masivas, de color gris claro en superficie y gris azulado en fractura, generalmente muy recristalizadas y con abundantes veteados de calcita blanca. Localmente, algunos tramos pueden estar dolomitizados o marmorizados, como ocurre en el área de Leiza (zona de mármoles), así como ser fétidos por el contenido de materia orgánica. Se suelen presentar muy karstificadas. La potencia, dados los cambios de facies de las calizas arrecifales con el resto de los términos del complejo urgoniano, es muy variable, incluso en distancias pequeñas. Se puede calcular para la hoja una potencia máxima de más de 1.000 m. (montes Txindoky y Otxavio). En el área de Leiza las potencias oscilan entre 350 y 500 m. Ocasionalmente se han englobado dentro de esta unidad intercalaciones de litologías distintas, como calizas margosas, calcarenitas, etc. —facies paraurgonianas en el sentido de RAT— dada la gran irregularidad de los cambios de facies.

Microfaunalmente también presentan una gran variedad de términos, entre los que las biomicritas, biosparitas, intrabiomesparitas, biopelmicritas e intrabiomicritas son las más frecuentes.

Atribuimos la formación de la unidad a ambientes de plataforma abierta bajo condiciones de salinidad normal, escasos aportes detríticos y con una relación de subsidencia-sedimentación que permite la instauración de importantes masas arrecifales, que adoptan la disposición de

barras continuas o de grandes masas lenticulares de potencia variable.

Como restos orgánicos más frecuentes aparecen organismos constructores como moluscos, políperos, equinodermos, corales, algas calcáreas y sobre todo rudistas como *Pseudotoucasia santanderensis* DOUV. La microfauna es asimismo muy abundante. Se han clasificado, entre otros: *Palorbitolina lenticularis* (BLUM.), *Orbitolinopsis simplex* (HENSON), *Simplorbitolina manasi* CIRY y RAT, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER), *O. (Mesorbitolina) texana parva* DOUGLASS, *Simplorbitolina conulus* SCHROEDER, *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Cuneolina cf. scarcelai* SARTONI y CRESCENTI, *Bacinella irregularis* (RADOICIC), *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE y *Lithophyllum rude* LEMOINE que datan la formación como Aptiense-Albiense.

1.5.3. Calizas margosas. Intercalaciones de margas calcáreas. (17). Aptiense-Albiense

Afloran en toda la hoja de Tolosa, y constituyen la primera de las formaciones paraurgonianas que hemos diferenciado.

Litológicamente son calizas margosas o arcillosas de color negro azulado, beige por alteración, de aspecto masivo o estratificadas en bancos gruesos. Pueden presentar intercalaciones de margas limosas grises, similares a las diferenciadas como unidad 19. Generalmente aparecen afectadas por una esquistosidad bien desarrollada.

Al microscopio suelen ser micritas arcillosas y biomicritas, con cierta fracción detrítica limosa o arenosa formada fundamentalmente por cuarzo y feldespatos, en ocasiones con crecimientos autigénicos, y con sulfuros, moscovita y materia orgánica como accesorios. La recristalización de las muestras es elevada.

El ambiente de depósito de esta unidad es pararecifal, en condiciones de energía moderadas, probablemente ligado a las zonas de sombra de los arrecifes que constituyen la unidad anterior.

El contenido faunístico es elevado. En la serie del Nacedero de Iribas, además de numerosas especies de orbitolínidos ya citadas en el apartado correspondiente a la unidad cartográfica anterior, se encuentran: *Quinqueloculina* sp., *Tritaxia* sp., *Spiroplectamma* sp., Valvulínidos, *Cytherella ovata* (ROEMER), *C. parallela* (REUSS), *Cythereis buchlerae* OERTLI, *Neocythere mertensis* OERTLI, *Paracypris cf. jonesi* BONN, *Pseudotextulariella cretosa* CUSHM y *Gyroidinoides*. Por lo tanto, atribuimos la edad de esta formación al Aptiense-Albiense.

1.5.4. Calcarenitas. (18). Aptiense-Albiense

Esta unidad aflora en la parte Noroeste de la hoja de Tolosa, y asimismo está relacionada con las calizas arrecifales, bien interestratificada, bien como cambio lateral de facies.

Se trata de calcarenitas bioclásticas de grano medio a grueso, estratificadas en bancos de 0,5-1 m. de espesor con fragmentos de Equínidos y Crinoides y que tienen una potencia máxima cifrable entre 300-400 m. Presentan una silicificación general y puntualmente pueden englobar nódulos de silex y/o estar dolomitizadas. Las microfacies son variadas, biomicritas, biomicritas limosas, biointramicritas y biointraesparitas fundamentalmente.

Las capas a menudo tienen la base erosiva, y estratificación cruzada de tipo planar a media y gran escala. Los *sets* superan a menudo los 2 m. de espesor, con una cierta constancia en las paleocorrientes (hacia el SE en alguna medida local). Los *sets* dejan entrever algún testimonio de corrientes en sentido opuesto al de progradación de los *foresets*. El ambiente de formación sería de alta energía, ligado probablemente a corrientes de origen mareal cuya localización superficial pudo haber estado determinada por la existencia de relieves en el fondo marino ocupados por crecimientos carbonatados.

Esta unidad contiene Textularidos como *Tritaxia* sp., Moluscos, Equinodermos, Briozoos, Ataxophragmiidos como *Cuneolina* sp. y *Everticyclammina greigi* (HENSON), algas como *Agardhiellopsis cretácea* LEMOINE y Miliólidos. Se le atribuye una edad Aptiense-Albiense.

1.5.5. Arcillas calcáreas, intercalaciones de calizas margosas y arenas. (19). Aptiense-Albiense

Esta unidad está cartografiada en la extremidad occidental de la Sierra de Aralar, y también constituye un cambio de facies de las calizas urgonianas. Por sus características litológicas forma un blando relativo que se traduce en depresiones morfológicas alineadas entre los resaltes correspondientes a las unidades 16 y 17.

Está formada predominantemente por arcillas y margas detríticas, a veces micáceas, de colores gris-azulados, ocasionalmente con abundantes nódulos ferruginosos, entre las que se disponen delgados niveles de 0,2-1 m. de espesor de calizas arcillosas y margosas. Eventualmente existen pequeñas intercalaciones de arenas amarillentas con ripples. En la zona de Txindoky el contenido detrítico aumenta, siguiendo la misma lineación en que se produce el cambio de facies entre las calizas arrecifales que constituyen la masa de Txindoky y las calizas margosas paraurgonianas de la unidad 17.

Su depósito está ligado por tanto a ambientes pararrecifales similares a los de la unidad 17, en momentos de mayor descarga en terrígenos, sobre todo finos, dentro de la cuenca.

1.5.6. Areniscas calcáreas. (20). Albiense. Cenomaniense inferior

Se encuentran en dos pequeñas zonas, una en la esquina SE de la hoja y otra en el sector del monte Gaztelumendi.

Son cuerpos lenticulares de areniscas calcáreas de grano medio a grueso, y colores amarillentos, que contienen mica blanca y eventualmente nódulos ferruginosos. Se hallan en tránsito gradual con las calizas urgonianas. En la esquina SE se presentan alternando con margas ricas en Orbitolinas. La potencia se puede cifrar en varias decenas de metros. Al encontrarse hacia el techo de la formación urgoniana les atribuímos una edad Albiense.

1.5.7. Arcillas y areniscas ocres, pizarras negras. (21). Albiense-Cenom. inf.

Esta formación es la que ocupa la mayor extensión superficial dentro de la hoja. Corresponde al complejo supraurgoniano de RAT (1959), habiendo sido denominada recientemente Formación del Alto de Huici por GARCIA MONDEJAR (1982).

En esta localidad está constituida por una potente serie (más de 1.000 m.) en la que de muro a techo se pueden distinguir los siguientes tramos (AGUILAR, 1975):

- Ochenta y ocho metros de arcillas pizarrosas negras, compactas, de aspecto masivo y ligeramente limolíticas.

- Sesenta metros de margas arcillosas negras, algo limolíticas.

- Ciento sesenta y dos metros de arcillas esquistosas algo calcáreas, hojosas, con intercalaciones muy esporádicas de limolitas arenosas pardas, con potencias inferiores a 0,2 m.

- Seiscientos sesenta y cinco metros de margas negras, esquistosas, compactas, con alguna intercalación esporádica de arcillas limolíticas de colores claros.

- Ochenta y un metros de arcillas esquistosas negras, limolíticas, localmente grises.

- Ciento treinta y nueve metros de margas negras ligeramente limolíticas.

- Ciento setenta y siete metros de arcillas grises y negras, esquistosas, en cuya parte superior hay alguna intercalación de calizas arenosas y un nivel de 0,2 m. de conglomerado de cantos silíceos y calcáreos con cemento calcáreo que, según LAMARE, podría representar el paso al Cenomaniense. Todo el conjunto representa una marcada esquistosidad que generalmente enmascara la estratificación.

Las margas esquistosas o pizarras calcáreas están constituidas por una fracción de cuarzo (15-30%) de tamaño menor a 50 micras, micas (moscovita y clorita) en proporciones similares, materia orgánica carbonosa y piritita (5-20%), además de carbonatos. Las arcillas esquistosas están formadas por minerales micáceos, una fracción de cuarzo menor de 50 micras (en proporciones variables pero inferiores al 40%), materia orgánica y piritita (menos del 5%).

Hacia el W de la hoja, esta sucesión se enriquece paulatinamente en

detríticos más gruesos, alternando los niveles de arcillas limolíticas con limolitas y areniscas micáceas en bancos de 5 cm. a 1 m. Las areniscas se pueden catalogar como subarcosas de matriz arcilloso-sericítica, con circón, turmalina y abundantes óxidos de hierro como accesorios. En general, se puede cifrar la potencia de esta formación en unos 1.000-1.500 m.

Los niveles arenosos intercalados presentan características turbidíticas como granoclasificación positiva, laminaciones paralelas y ripples. Eventualmente en los términos gradados pueden existir marcas basales de tipo *flutes* y *microslumps*. El medio sedimentario que se deduce de los caracteres expuestos es de mar abierto al principio y más restringido después, relativamente profundo (por debajo de la zona fótica) y euxínico. Esporádicamente se intercalaron turbiditas distales entre los materiales finos, testimoniando pendientes sinsedimentarias y llegada de aportes arenosos a la cuenca rebasando las áreas más someras y redepositándose en surcos adyacentes.

La formación presenta un contenido faunístico pobre y escaso. DUVERNOIS *et al.* (1972) citan en las proximidades de Azcarate *Hedbergella* sp., *Rotalipora* sp., *Globorotalites?*, *Gavelinella*, *Haplophragmium?* *Marsonella*, *Heterohelix*, *Praeglobotruncana* y *Globorotalites* gr. *subconica* (?), asociación que pese a no ser demasiado determinativa data al Albiense sup.-Cenomaniense. Al no ser tampoco isócrono el contacto con el complejo urgoniano, atribuimos esta unidad al Albiense-Cenomaniense inferior, de una manera general, sin descartar que localmente existan ligeras variaciones en la cronoestratigrafía.

1.5.8. Calizas arcillosas, margas y calizas. (22). Cenomaniense-Coniaciense-Santoniense inferior?

Afloran en el núcleo del sinclinatorio de Beasaín, en la parte SW de la hoja, así como a lo largo de la llamada depresión intermedia por LAMARE, estrecha banda de dirección E-W, que cruza la hoja en su parte media. Se presenta generalmente muy recubierta lo cual ha impedido el levantamiento de una sección estratigráfica completa.

Han sido denominados por LAMARE (1936) «flysch subpirenáiico» y equivaldrían a la Formación de MATHEY (1982).

La presente unidad tiene una naturaleza fundamentalmente margo-calcárea. Está formada por margas arcillosas grises, eventualmente algo limosas, en bancos de 0,2-1 m. de espesor, y constituyentes de la mayor parte de la Formación, que alternan con niveles de calizas margosas, calizas arcillosas, calizas limo-arenosas y calizas sin contenido terrígeno, con espesores que rara vez superan los 0,5 m. y generalmente son centimétricos. La potencia estimada del conjunto en la hoja de Tolosa supera probablemente los 500 m.

Al microscopio las calizas suelen ser micritas arcillosas, biomicritas, bioesparitas e intrabiomicritas mayoritariamente con pequeñas propor-

ciones de limo y/o arena, generalmente de cuarzo (5-30%) y ocasionalmente feldespato (menos siempre del 10% de la roca), y con mica y sulfuros como accesorios.

La relativa abundancia de deslizamientos de tipo gravitacional —*slumps*— en el seno de la unidad, así como la esporádica existencia en los términos calizos más arenosos de laminaciones paralelas y onduladas correspondientes a secuencias de Bouma de tipo Tb-d y Tb-e y Tc-e nos hacen referir el ambiente de Formación de la unidad al talud-cuenca.

Aunque no hemos encontrado una microfauna determinativa, se han clasificado: *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Globotruncana cf. helvetica* BOLLI, *Dicyclina cf. schlumbergeri*, *Pseudolituonella cf. mariae*, *Minouxia conica* GENDROT, además de los géneros *Tritaxia* sp., *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp., *Dictyopsella* sp., *Rotalipora* sp., *Marsonella* sp. y *Pseudovalvulineria* sp., entre otros, y que nos permiten atribuir una edad a la unidad que abarcaría desde el Cenomaniense probablemente medio hasta el Coniaciense, y tal vez el Santoniense más inferior, sin descartar la posible presencia de lagunas estratigráficas internas.

1.5.9. Flysch de calizas arenosas y arcillas. (24). Santoniense

Esta unidad constituye la parte más moderna de la serie mesozoica que aflora en la hoja, y sólo ha sido respetada por la erosión en unas pequeñas manchas al Sur de Tolosa, en la zona de Alzo-Alegría de Oria.

Se trata de una unidad de carácter turbidítico, formada por calizas arenosas y limosas grises que ocasionalmente pueden llegar a ser areniscas calcáreas, estratificadas en bancos de 0,1-0,5 m. siendo lo más frecuente espesores de 0,2-0,3 m., y que constituyen el 95% de la masa de la formación. Los tramos pelíticos son de una potencia muy escasa, del orden de milímetros a pocos centímetros, y pueden llegar a faltar dando lugar a amalgamaciones de las capas calcáreo-arenosas. La potencia que se preserva en la hoja no debe sobrepasar los 150-200 m.

Al microscopio, las calizas se clasifican como biomicritas y bioesparitas arenosas fundamentalmente.

Conservan abundantes estructuras internas como laminación paralela, laminación cruzada debido a *ripples*, granoclasificación positiva y eventualmente, marcas basales de tipo *flute* que indican direcciones de corriente E-W con sentido hacia el W, aunque éstas son poco abundantes. Se organizan en secuencias de Bouma que rara vez son completas, siendo las más frecuentes de los tipos T_{A-C} , T_{B-E} y T_{B-C} , correspondientes a facies C_2 (raras) y D_1 . Las capas, cuya geometría es variable con formas convexas hacia techo unas veces y hacia muro otras, se organizan en ciclos de compensación.

Por estas razones atribuimos la sedimentación de estas turbiditas a la parte media de un lóbulo deposicional.

En la vecina hoja de Vergara, en la parte inferior de este tramo se ha

determinado: *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY), *G. lapparenti* BOLLI y *G. bulloides* VOGLER, asociación que data el Santoniense-Campaniense. A falta de mayores precisiones estratigráficas, atribuimos esta unidad al Santoniense dado que en la hoja sólo se conserva la parte basal de la misma, aunque regionalmente puede llegar hasta el Maas-trichtiense.

1.5.10. Calizas arcillosas, margas, calizas y calizas arenosas. (23). Cenomaniense-Santoniense?

Afloran en la esquina SE de la hoja, bordeando el diapiro de Lecumberri y en la depresión intermedia, al E y W de Leiza. Se trata de una unidad comprensiva de las dos anteriores, que no se han podido diferenciar dada la calidad de afloramientos. En principio la mayor parte de estas manchas corresponde a la unidad 22, de naturaleza margo-calcárea.

Las características litológicas, sedimentológicas y bioestratigráficas serían equivalentes, al igual que la atribución cronoestratigráfica.

1.6. CUATERNARIO

1.6.1. Brechas calcáreas sueltas. (25). Coluviones. Holoceno

Si bien los recubrimientos por coluvionamiento son extraordinariamente importantes en la hoja, solamente se ha cartografiado uno en la Sierra de Aralar.

Se trata de depósitos constituidos por cantos y bloques angulosos de naturaleza calcárea, englobados por una matriz limo-arenosa. Eventualmente pueden encontrarse encostrados por un cemento calcáreo.

1.6.2. Bloques, cantos y gravas. (26). Morrenas. Pleistoceno

Están situadas en dos zonas; a ambos lados del barranco de Arritzaga, en plena Sierra de Aralar, y en el borde este de la misma, en las proximidades de Azcárate. Están formadas por bloques en ocasiones de tamaño superior a varios metros cúbicos, cantos y gravas de calizas urgonianas, generalmente angulosas y que a veces se presentan estriados. En Arritzaga, los cantos tienen una matriz arcillosa, mientras que en Azcárate están cementados.

Se atribuyen a depósitos morrénicos constituídos por la glaciación Würmiense.

1.6.3. Gravas, arenas y limo. (27). Aluviones. Holoceno

Se incluyen en esta unidad los sedimentos aluviales depositados en el fondo de los valles fluviales. Están formados por gravas, generalmente

de naturaleza calcárea, arenas y limo teniendo escasa importancia salvo los aluviones del río Oria.

2. TECTONICA

Dos son los ragos estructurales que condicionan la complejidad tectónica del área ocupada por la hoja de Tolosa. Por un lado, la superposición de dos etapas orogénicas, hercínica y alpina. De otro, la existencia de una zonación tectónica para la orogenia alpina, diferenciándose por sus características mecánicas frente a la deformación un zócalo formado por los materiales carboníferos más el tegumento de Trias inferior solidario a los mismos y una cobertura mesozoica de gran espesor — superior a los 2.500 m.—. Ambos están separados por un nivel de despegue regional, el Keuper, cuyas características de plasticidad e incompetencia acentúan la disarmonía tectónica entre zócalo y cobertura.

2.1. TECTÓNICA DEL ZOCALO HERCINICO

En la zona suroccidental del macizo de Cinco Villas se ha puesto de manifiesto la existencia de varios sistemas de pliegues hercínicos, acompañados de esquistosidad, que corresponden a otras tantas fases de deformación.

La primera de ellas da lugar a pliegues isoclinales tumbados con el flanco inverso bien desarrollado y de escala decamétrica. La orientación del eje de los pliegues oscila de N-S a NE-SW, pero existe una gran dispersión de los valores debido a la interferencia de otros pliegues sobrepuestos. Asociada a esta fase se desarrolla una esquistosidad de flujo subparalela a los flancos de los pliegues, la cual es bastante penetrativa y se puede diferenciar bien de la S_0 en las charnelas, a las que corta con fuertes ángulos.

En los planos de la S_1 se desarrolla el crecimiento, orientación e incluso en ocasiones neoformación de pequeños minerales micáceos, probablemente en relación con un metamorfismo dinámico/térmico de bajo grado.

La segunda fase da lugar a pliegues similares con el plano axial subvertical. La orientación de los ejes es NE-SW, existiendo a la vez pliegues con orientaciones NW-SE que se interpreta como conjugados de los anteriores y por tanto correspondientes a la misma fase. En relación con esta fase se desarrolla una esquistosidad S_2 de plano axial poco penetrativa, que crenula a la S_1 en los niveles más incompetentes y se hace de fractura o no se manifiesta en los niveles competentes.

Puntualmente se encuentra a los pliegues de segunda fase o a la S_2 deformados por un tercer plegamiento de directriz E-W que podría representar a una tercera fase, sin que de momento se pueda descartar que

estos pliegues correspondan a alguno de los conjugados de segunda fase posteriores a los mismos o incluso que sean de edad alpina.

Es digno de mencionarse asimismo la existencia ocasional de *Kink-bands*, formados probablemente en una fase hercínica tardía, que se presentan en dos sistemas conjugados.

La ausencia de registro sedimentario en nuestra zona impide la datación exacta de estas fases de deformación. Sin embargo, por consideraciones regionales, podemos decir que el plegamiento es con seguridad pre-Estefaniense y probablemente intra-Wesfaliense (Fase Astúrica).

Los últimos movimientos de la orogenia Hercínica corresponden a una etapa de distensión que provoca la formación de fracturas con directrices fundamentales E-W, que compartimentan en bloques el macizo hercínico. Estas fracturas posteriormente han debido rejugarse en diversas ocasiones, ocasionando importantes variaciones paleogeográficas durante la sedimentación del Mesozoico. La edad de la génesis de estas fracturas podría atribuirse al Estefaniense-Pérmico, posiblemente a la fase sálica, sin que de momento haya completa seguridad en la datación.

2.2. TECTONICA ALPINA

Dentro de los procesos tectónicos posthercínicos hay que destacar su dilatada actuación a lo largo del tiempo, hasta su culminación en el paroxismo de la etapa orogénica principal.

El primer momento de inestabilidad se sitúa en el tránsito Jurásico-Cretácico, y da lugar a movimientos de tipo epirogenético que ocasionan una elevación generalizada de la cuenca, posibilitando la sedimentación de las series terrígeno-regresivas del Purbeck-Weald. Corresponde a la fase neokimérica, y origina una disconformidad a escala de la cuenca. Dentro de la hoja de Tolosa, el ejemplo más espectacular aparece en la zona de Echarri-Lecumberri, donde las calizas aptienses se llegan a depositar directamente sobre el Jurásico medio.

La segunda pulsación tiene lugar en el transcurso del Albiense, y produjo movimientos diferenciales entre los bloques con claros efectos en la paleogeografía regional. Los límites de los macizos hercínicos adquieren una configuración similar a la actual. Esta fase corresponde a la Aústrica.

En el Cenomaniense ocurre otro episodio de inestabilidad que trae consigo un cambio en la sedimentación con aumento de la subsidencia en los surcos sedimentarios previamente establecidos.

La fase principal de la orogenia alpina se sitúa por consideraciones regionales, inmediatamente anterior al Oligoceno, en el Eoceno superior (fase Pirenaica). Da lugar a estructuras compresivas como pliegues, fallas inversas y cabalgamientos de orientación fundamentalmente NW-SE (directriz cantábrica) y vergencia N pero que hacia el E del País Vasco (y en la parte E de la hoja de Tolosa) se incurvan hasta adoptar orientaciones E-W (directriz pirenaica) e incluso NE-SW. Regionalmente hay

evidencias de nuevos impulsos tectónicos durante el Oligoceno y el Mioceno (Fases Sávica y Staírica).

Este arqueamiento de las estructuras es una característica sobresaliente de este sector del País Vasco donde se produce el enlace entre la Cordillera Cantábrica y el Pirineo, y ha recibido tradicionalmente el nombre de Arco Vasco.

Según CAMPOS (1979), la cronología relativa de los dos sistemas NW-SE y NE-SW es difícil de precisar, pero es muy posible que ambos sean contemporáneos, representando el segundo de ellos una adaptación de la deformación al borde de un bloque paleozoico elevado desde antiguo.

2.3. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

La estructura de la hoja de Tolosa, así como la del conjunto del Arco Vasco, está determinada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la serie sedimentaria y la secuencia y orientación de las fases de deformación que han afectado al sector. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad. Los materiales de la hoja presentan una zonación tectónica común al ámbito de la Cadena Pirenaica: un zócalo paleozoico afectado por la orogenia hercínica, con características geológicas peculiares y compartimentado en bloques limitados por fracturas tardihercínicas, un tegumento solidario al mismo constituido por el Trías inferior, un nivel de despegue regional —el Keuper— que individualiza zócalo y tegumento de la cobertura, permitiendo el movimiento relativamente independiente entre ambos y creando un efecto de singular importancia en el ámbito vasco-cantábrico: el diapirismo; y por último una cobertera potente que se ha deformado esencialmente mediante flexión y fractura, originando pliegues, fallas inversas, cabalgamientos y desgarres durante la compresión, y fallas normales en las etapas distensivas. En la hoja de Tolosa, los terrenos postorogénicos son únicamente los cuaternarios al ser todos los demás materiales anteriores a la fase principal de la orogenia pirenaica, de edad Eoceno medio.

2.3.1. Terminación suroccidental del Macizo de Cinco Villas

Dada la monotonía litológica del Carbonífero de Cinco Villas y la ausencia de niveles guía que sirvan de referencia, es sumamente difícil esbozar siquiera su macroestructura hercínica. Los datos meso y microestructurales permiten, sin embargo, obtener la sucesión de procesos y las directrices tectónicas básicas del mismo, que ya se han puesto de manifiesto en el epígrafe 2.1. Aquí nos limitaremos por tanto a resaltar el sistema de fracturas que con una dirección dominante E-W dan lugar a una serie de escamas de vergencia sur que cobijan bajo el paleozoico estrechas fosas de Buntsandstein. Corresponden con casi total probabilidad

a antiguas fallas de distensión tardihercínicas que durante la orogenia alpina han rejugado en régimen compresivo. El trazado cartográfico de las mismas es sensiblemente paralelo al accidente que limita por el S el macizo de Cinco Villas, separándole de la depresión intermedia, y su génesis es similar: reactivación en las épocas alpinas de un accidente del zócalo tardihercínico. Por último, se puede atribuir al sistema de pliegues de edad alpina y dirección NE-SW el anticlinal de Belaunza, que presenta una ligera vergencia NW e inmersión del eje hacia el SE.

2.3.2. Zona de pliegues y cabalgamientos del cuadrante suroriental

Está constituida por una sucesión de estructuras con sentido E-W (directriz pirenaica) que de N a S corresponden a la depresión intermedia de LAMARE, la falla de Leiza, el sinclinorio del Alto de Huici, el anticlinal cabalgante de Huici, el sinclinal del Norte de Lecumberri y la falla inversa de Echarri, todos ellos con vergencia N.

La depresión intermedia está formada por materiales del Albiense y Cretácico superior. En esta zona sólo aflora el flanco N del sinclinal que constituirían, al encontrarse el flanco S cobijado probablemente por la serie jurásica del Manto de Mármoles.

La falla de Leiza constituye el más importante accidente de la zona. Como se verá en el capítulo de Petrología, asociado a ella existe un metamorfismo térmico con neoformación de minerales tales como escapolitas, anfíboles y feldespatos. Parece probable que esta falla represente la prolongación occidental de la falla nord-pirenaica. Sin embargo, su traza se hace difícil de seguir en superficie hacia el W, al irse disociando en un abanico de fracturas con saltos diversos y que en la parte más occidental de la hoja de Tolosa implican materiales fundamentalmente cretácicos. De manera tentativa podemos indicar que el afloramiento de Keuper extrusivo de la zona de Alzo-Alegría de Oria probablemente está ligado a la prolongación de la misma.

El resto de las estructuras arriba citadas presentan asimismo una vergencia N consecuencia del empuje desde el S de la cobertura mesozoica contra el zócalo más rígido de Cinco Villas, en el cual el nivel de despegue del Keuper ha debido tener una gran importancia al desolidarizar a ambos, permitiendo el fuerte acortamiento de la cobertera que se observa. Este es particularmente evidente en las Formaciones más incompetentes tales como el supraurgoniano de las estructuras sinclinales del Alto de Huici y del N de Lecumberri, plegado de forma muy apretada en pliegues de orden métrico a decamétrico que presentan los flancos subparalelos, y afectados por una esquistosidad de plano axial que enmascara habitualmente a la estratificación. Es también importante señalar, en este sector, la existencia de un sistema de pliegues cruzados con dirección aproximada N-S que ha provocado las formas de domo que se observan en los meridianos de Huici y Betelu y al N de Atallo, y que estarían en relación con la formación del domo de Ataún en la Sierra de Aralar.

2.3.3. Zona de pliegues y fallas del cuadrante noroccidental

En la esquina NW de la hoja se presentan una sucesión de pliegues apretados con ejes de orientación cantábrica (NW-SE) y cuyos planos axiales tienen una fuerte vergencia hacia el NE. De Norte a Sur han recibido (CAMPOS, 1975) los nombres de sinclinal del Ernio, anticlinal fallado de Mendicute, y sinclinal de Urquizu. Más hacia el Sur el estilo se suaviza, pasando por una zona plegada más suavemente al sistema de fallas en relevo de la zona de Icazteguieta-Aldaba-Legorreta, probable continuación hacia el W de la falla de Leiza.

El sinclinal del Ernio es la prolongación hacia el SE del sinclinal del Monte Gazume, en la hoja de San Sebastián. Presenta una acusada asimetría, con un flanco septentrional que buza suavemente hacia el SW y un flanco meridional invertido que se inclina con fuerte ángulo en el mismo sentido. El pliegue se incurva hacia el E, formando un arco hasta adoptar al Sur de Anoeta una orientación N70E. El sinclinal colgado del Monte Uzturre, con dirección NE-SW, bien pudiera ser prolongación del sinclinal del Ernio.

El anticlinal fallado de Mendicute es un pliegue muy apretado casi isoclinal, cuyos flancos se encuentran laminados. El núcleo está formado por las dolomías del Lias inferior, que afloran en una estrecha banda y debe corresponder a un núcleo diapírico extruido que no llega a aflorar. El contacto de las mismas con los términos superiores está jalonado por pequeñas manchas de Keuper no representables en el mapa.

El anticlinal de Urquizu presenta características similares aunque en este caso su núcleo no ha sufrido una extrusión tan marcada. La continuación de este anticlinal y del sinclinal de Urquizu hacia el NW se ve interrumpida por el desgarramiento que con orientación NNW-SSE pasa al E de Vidanía, al W del cual los pliegues se enderezan y suavizan el buzamiento de sus flancos, pasándose a una serie normalmente continua que comienza en el Keuper aflorante en el valle de Régil.

2.3.4. Terminación oriental del Sinclinorio Vizcaino

Al Sur de la zona de fracturas de Icazteguieta-Aldaba-Legorreta se extiende con una dirección aproximada E-W y una ligera inmersión hacia el W la terminación oriental del Sinclinorio Vizcaino, cuya prolongación hacia el E se pueda considerar que enlazaría con el sinclinal del Alto de Huici. En su núcleo afloran terrenos del complejo supraurgoniano y del Cretácico superior, afectados por un fuerte plegamiento que da lugar a pliegues isoclinales con vergencia N. Estos materiales están afectados por una esquistosidad S_1 de plano axial, muy penetrativa. Presenta una dirección variable entre la E-W y la ESE-WNW con fuertes buzamientos (alrededor de 60°) hacia el S. Esta primera S_1 está afectada por otra esquistosidad S_2 menos penetrativa, de orientación similar y muy tendida hacia el N (generalmente menos de 30° de buzamiento) que en los nive-

les más pelíticos o margosos crenula a la S_1 . La primera esquistosidad es de flujo en los niveles más incompetentes y se refracta y se hace de fractura en los más competentes.

Los flancos de los pliegues están sometidos a un fuerte estiramiento, que en algunos niveles competentes y en flancos inversos da lugar a buenos ejemplos de *boudinage*, y desarrollo de grietas de tracción, como se puede observar en el afloramiento de la carretera N-1 a la altura del desvío del pueblo de Arama.

2.3.5. La Sierra de Aralar

En la hoja de Tolosa se inserta únicamente la terminación septentrional de la Sierra de Aralar, lo que no permite dar una visión completa de esta unidad tectónica. Por tanto, sólo nos vamos a referir a los rasgos tectónicos más característicos del borde N de la Sierra.

Su estructura genérica es la de un anticlinal de materiales jurásicos y urgonianos cabalgante hacia el N. Corresponde a la prolongación del Anticlinorio de Bilbao.

En la hoja de Tolosa se conserva parte del flanco N del anticlinal cabalgado por el flanco S según una falla inversa de dirección ENE-WSW que hacia el meridiano de Abalcisqueta se atenúa, permitiendo conservar ya en la hoja de Alsasua la terminación periclinal occidental de la Sierra (Domo de Ataún). El borde urgoniano de la misma forma asimismo en el sector de Amezqueta una escama que cabalga al supraurgoniano del Sinclinorio Vizcaino, cabalgamiento enmascarado por el deslizamiento gravitacional en tiempos modernos de grandes masas de calizas urgonianas. Hacia el E, una importante falla transversal, denominada por LAMARE (1936) «Cizallamiento de Azcárate», hace desaparecer bruscamente este flanco N, y, a partir de aquí y hacia el E sólo se conserva el flanco S cabalgante. Sin embargo, el flanco N conserva adosados a toda la línea de cabalgamiento sus testigos, fundamentalmente retazos de calizas urgonianas.

El núcleo Jurásico de la sierra está asimismo estructurado por una serie de fallas directas con cierta componente direccional que tienen una orientación NE-SW, existiendo un sistema NW-SE conjugado con el anterior y de menor importancia, visible en el flanco N, al que corresponden las fracturas de los barrancos de Amavirginia y Muitze.

2.3.6. Estructuras diapíricas

Queremos hacer aquí referencia a diversas estructuras de tipo extrusivo con implicación del Keuper que aparecen en la hoja. De ellas, el único diapiro en sentido estricto es el de Lecumberri, el cual se prolonga hacia el S en la vecina hoja de Alsasua. Sin embargo, éste se aparta del esquema clásico de diapiro perforante de forma más o menos circular, para aparecer, más bien, como una extrusión diapírica relacionada con

una etapa de fuerte tectonización de tal manera que, como se aprecia en su borde N, aparece deformado por la tectónica y adaptado, grosso modo, a los pliegues y cabalgamientos de esta zona. Aunque probablemente los fenómenos halocinéticos hayan comenzado a manifestarse con anterioridad, la fase de extrusión es posterior a los niveles más modernos de la serie Flysch local, y está relacionada, por tanto, con los movimientos pirenaicos.

Otro afloramiento muy interesante es el del sector de Tolosa. Su estructura corresponde a la de un domo originado por el cruce de una estructura anticlinal de dirección NE-SW —anticlinal de Belaunza— con otra NW-SE —anticlinal cabalgante de Mendicute— en la primera de las cuales con toda seguridad participa el zócalo. El carácter extrusivo de este Keuper se acentúa fundamentalmente en su borde S, donde llega a recubrir anormalmente terrenos de edad Albiense.

El Keuper del sector de Alzo tiene una clara implicación tectónica, al aparecer ligado a la continuación occidental de la falla de Leiza, siendo por tanto más bien un «muro» diapírico alargado en sentido E-W.

Por último hay que hacer referencia a la estructura de tipo dómico que se encuentra inmediatamente al S de Huici, formada por una masa de calizas urgonianas puesta en contacto anormal por todos sus bordes con el Jurásico del anticlinal de Huici. Probablemente corresponde a un pequeño diapiro asociado al de Lecumberri que no llega a perforar completamente su cobertera. Su génesis debe estar en relación con la interferencia entre el anticlinal de Huici, de dirección E-W, con otro anticlinal transversal del sistema orientado N-S, lo cual ha propiciado la acumulación en profundidad del material plástico del Keuper.

3. GEOMORFOLOGIA

El área comprendida dentro de la hoja de Tolosa se caracteriza por presentar un recubrimiento muy generalizado de materiales de vertiente. Ello impide la observación del sustrato rocoso, sobre el que se han podido desarrollar distintos tipos de modelados en épocas pasadas y que, en la actualidad, quizá estén fosilizados por dichos recubrimientos. Las observaciones se ven además dificultadas por la existencia de una extensa cobertera vegetal, de tal modo que sólo los modelados de mayor tamaño han podido ser reconocidos, excepto en las zonas libres de recubrimiento, o donde éste es menos intenso, en las que aparecen más manifiestas las diferentes formas de relieve.

Las formas de mayor desarrollo existentes en el área se deben a la acción de procesos de disolución tanto en materiales carbonatados (Jurásico y Urgoniano principalmente), como en formaciones con contenido salino (Keuper).

Las principales zonas donde pueden reconocerse estos procesos corresponden al núcleo de la Sierra de Aralar y en las Sierras al NE de Lecumberri.

En ambas se observan extensas *áreas con intensa dolinización*, muchas de estas *dolinas* se presentan alineadas siguiendo direcciones de fracturación dominante. La forma de las dolinas es en embudo, su profundidad y diámetro no es, por lo general, muy elevada si bien existen algunas claramente mayores, que parecen resultar de la coalescencia de formas menores teniendo que ser consideradas, por lo tanto, como *uvulas*. Además de estas dos áreas con intensa dolinización se reconocen en el resto de la hoja numerosas dolinas de tamaños muy variables.

En relación con los procesos de disolución superficial nos encontramos con lapiazes cubiertos, fundamentalmente del tipo estructural y, en algunas áreas puntuales, se desarrollan extensos campos de lapiaz libre en regueros (zona de Albizur).

En el área de Vidanía se desarrolla un *polje* alargado en dirección meridiana que presenta un fondo aplanado en el que se reconocen dos *sumideros* principales. Las vertientes son abruptas como corresponde a esta forma, pero se reconoce en ellas la presencia de dos superficies de aplanamiento por disolución, escalonadas y disectadas por la red fluvial. La más alta se desarrolla en el borde occidental y septentrional y la segunda se localiza en muchos más lugares en torno a esta depresión cerrada. La presencia de estas superficies de aplanamiento nos habla de una larga historia cuaternaria en la que han debido de manifestarse cambios climáticos alternantes que han configurado la disposición actual de la misma. En esta misma zona, algo más al Sur del *polje* de Vidanía se desarrolla un pequeño *valle ciego* con su sumidero en el extremo septentrional.

En el área de Berastegui aparecen dos *depresiones cerradas* elaboradas sobre materiales del Keuper; en la más meridional se reconocen dolinas de pequeño tamaño y en la otra, la de mayor desarrollo, se aprecian formas en anfiteatro en los bordes, si bien hay que señalar que es posible que, también en esta depresión mayor, existan formas menores cerradas que pueden quedar enmascaradas dada la intensa antropización de esta zona en particular.

Estimamos que el origen de estas depresiones se debe a procesos de disolución de sales contenidas en el Keuper, que producen pequeños hundimientos diferenciales observables en la actualidad, y que la acción prolongada de estos procesos ha configurado la morfología cerrada de las depresiones.

Los procesos de disolución tanto en formaciones carbonatadas como en aquéllas de contenido salino tienen una funcionalidad manifiesta en la actualidad tal como lo reflejan los numerosos sumideros y surgencias en las áreas calizas, así como los pequeños hundimientos activos en la actualidad. Lo que es difícil de precisar es el comienzo de la instauración de estos fenómenos en el tiempo geológico.

Otra de las peculiaridades geomorfológicas del área es la presencia de acciones glaciares situadas a baja cota. GOMEZ DE LLARENA (1948) señala la presencia de morfología glaciar en la zona septentrional de la

Sierra de Aralar, así como DUVERNOIS *et al.* (1972), pero es KOPP (1965) el que efectúa observaciones más detalladas en torno a la acción glaciaria en este área. Este autor pone de manifiesto la presencia de perfiles transversales de valles en U, correspondientes a *valles glaciares*, en el barranco de Arritzaga y en la cabecera del Aº de Amavirginia, situando igualmente pequeños depósitos correspondientes a *morrenas* terminales.

Por la descripción efectuada por este autor, así como por observaciones propias, parece deducirse también la existencia de formaciones periglaciares tales como *glaciares rocosos* y *vertientes y ríos de bloques*. De este modo se pone de manifiesto que en el *circo* de Elordi aparecen claras lobulaciones que interpretamos como cordones generados por movimiento diferencial dentro de un glaciar rocoso originado en la etapa postglacial. Por otra parte, las acumulaciones existentes en la zona de Azcárate creemos que corresponden más bien a vertientes y ríos de bloques (hoy incididos por la red fluvial) que a acumulaciones morrénicas tal como señala KOPP.

El modelado estructural de la región está regido básicamente por los fuertes bancos calizos del Jurásico y Urgoniano, así como otro de menor desarrollo que va ligado a las cuarcitas paleozoicas en la zona nororiental del mapa. La erosión diferencial da lugar al desarrollo de *barras, hogbacks* y *cuestas* de escaso recorrido y articuladas por la fracturación; también hay que señalar que, en la zona noroccidental de la hoja aparece un débil desarrollo de *chevrans* en el reverso de algunos *hog-backs*.

Ya hemos indicado que la hoja se caracteriza por la presencia de un extenso recubrimiento de materiales en la mayoría de las vertientes del área. Únicamente en las zonas elevadas aparecen las vertientes desprovistas de un tapiz de derrubios. Dadas las características climáticas del área los procesos fundamentales de movilización en vertientes van ligados a una soliflucción generalizada y a deslizamientos ocasionales, que pueden desencadenarse en gran número cuando ocasionalmente tienen lugar grandes precipitaciones. La morfología de la superficie de ruptura es fundamentalmente en cuchara y no penetra en el sustrato rocoso afectando por consiguiente, sólo a los materiales sueltos de la ladera. Los deslizamientos son principalmente del tipo *earth-flow*.

Al pie de la Sierra de Aralar aparecen bloques urgonianos kilométricos en disposición anómala sobre el supraurgoniano; la interpretación más adecuada a esta disposición es la que se han emplazado a partir de *deslizamientos gravitacionales* procedentes de los cantiles urgonianos de las áreas elevadas de la Sierra, deslizando a favor del sustrato plástico de los materiales albenses. Además con posterioridad se observan reactivaciones en los bloques deslizados, que se ponen de manifiesto por cicatrices de arranque en las partes más elevadas y otras de menor tamaño en las zonas frontales, trayendo consigo estas últimas un cuarteamiento de los bloques mayores. La edad de estos deslizamientos es difícil de precisar pero no hay duda de que tuvo lugar en etapas más

antiguas ya que la red fluvial rodea a las mismas y estos quedan en posición culminante en las laderas.

La característica fundamental de la red fluvial viene dada por la fuerte incisión de los barrancos que va ligada a la activa acción remonante de toda la red. Como consecuencia de esta situación los ríos excavan en ocasiones profundas *gargantas*. Únicamente los ríos de mayor orden presentan un *fondo aluvial* de escaso desarrollo en el que nunca se han encontrado niveles de terrazas. Por otra parte y tapizando y fosilizando estas llanuras aluviales aparecen pequeños y escasos *conos de deyección*. También deben citarse, en la zona septentrional de la Sierra de Aralar, unos depósitos con morfología de *abanicos*, próximos a los relieves de la Sierra que se encuentran actualmente incididos por la red fluvial lo cual nos hablaría de una relativa antigüedad de los mismos y cuya génesis se relacionaría con antiguas salidas de conos procedentes de la Sierra.

4. PETROLOGIA

En el presente capítulo se tratará de manera sucinta algunas de las características petrológicas de las rocas aflorantes en la hoja que bien están asociadas a procesos magmáticos (como las ofitas y diversas rocas ígneas relacionadas con la falla de Leiza) o bien han desarrollado transformaciones mineralógicas con posterioridad a su depósito.

4.1. ROCAS IGNEAS

Ofitas

Son muy abundantes los afloramientos de estas rocas volcánicas, que generalmente se presentan asociadas al Keuper.

Del estudio petrológico se desprende que la textura que presentan es holocristalina, heterogranular subofítica. La plagioclasa puede presentarse en la matriz o como fenocristales. El piroxeno engloba a las plagioclasas (textura ofítica), e igualmente se presenta, por lo general, englobando a olivino, el cual puede presentar corona de alteración marginal. Algunos granos de olivino de menor tamaño se encuentran dispersos en la matriz. Los minerales accesorios son cuarzo y opacos. Además existen minerales de alteración como cloritas y micas. Se ha reconocido en estas rocas la existencia de dos tipos de piroxeno, augita y pigeonita.

En relación con el cabalgamiento de Leiza existen rocas ofíticas con evidencias de haber sufrido los efectos de un proceso metamórfico de baja temperatura. Aunque en parte conservan su textura subofítica original, presentan transformaciones mineralógicas con neoformación de anfíbol, epidota y plagioclasa sódica. El piroxeno se transforma en anfíbol a partir de los bordes y progresando hacia el centro, aunque se pueden

general es idiomorfo, desorientado y tiene textura poikiloblástica.

La calcita es el más abundante de los minerales y se presenta por lo general dando textura granoblástica poligonal. En las rocas muy puras puede ser el único mineral, y en las dolomíticas se presenta acompañada por cristales romboédricos de dolomita.

Las escapolitas constituyen uno de los minerales más característicos. Se reconocen secciones prismáticas de varios milímetros. En algunos niveles su presencia es muy abundante, llegando hasta el 20% de contenido modal. LLANOS (1980), mediante difracción de rayos X muestra la presencia de dos variedades: dipyro y mizzonita.

La flogopita se presenta desorientada y en cristales de hábito fibroso-prismático.

El talco es poco abundante y en pequeña talla.

La presencia de feldespatos alcalinos ha sido descrita por LLANOS. Otros minerales que aparecen presentan características microscópicas que los hacen referibles al grupo de las ceolitas.

El hecho de que la mayoría de estos minerales tenga características post-tectónicas, con cristalización estática de tipo poikiloblástico, nos induce a pensar que el metamorfismo alcanzó su máximo con posterioridad a la fase principal de deformación, o que al menos sería tardicine-mático.

Por otra parte, el hecho de que las rocas metamórficas se dispongan según una banda a lo largo del accidente de Leiza hace razonable la suposición de que el metamorfismo está relacionado con un aumento térmico en torno a la falla de Leiza. La presencia de rocas metamórficas entre otras, a lo largo de la misma parece corroborar esta hipótesis.

Por último queremos hacer notar el desarrollo de un metamorfismo de grado bajo a muy bajo en los materiales carboníferos del macizo de Cinco Villas. Corresponde a un metamorfismo dinamo-térmico asociado a la primera fase de deformación hercínica, que ha sido capaz de producir una incipiente blastesis de minerales orientados. Las asociaciones minerales desarrolladas en estas rocas son: cuarzo, clorita, mica blanca, materia grafitosa y óxidos de hierro difusos.

5. HISTORIA GEOLOGICA

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

La historia geológica de la zona ha comenzado con el depósito de los terrenos más antiguos aquí representados, esto es, del Carbonífero. Su sedimentación se habría producido en un medio marino epicontinental, con importantes llegadas de aportes detríticos que dan idea de una cierta inestabilidad en la cuenca, la cual se agudiza en el Westfaliense relacio-

nada con la fase de deformación principal de la orogenia hercínica.

Esta estructura las series preexistentes según las directrices N-S, NE-SW y NW-SE, y viene seguida por una etapa de fracturación de edad permo-carbonífera y direcciones E-W que ha tenido una gran importancia en la evolución paleogeográfica de la región en tiempos posteriores ya que condiciona la sedimentación del Mesozoico y ha permitido la reactivación de las fracturas durante los tiempos alpinos. El fin de esta etapa tectogenética trae consigo la emersión del macizo hercínico y el comienzo del desmantelamiento erosivo del mismo, lo cual condiciona durante el Pérmico superior y el Trias inferior la sedimentación de las series clásticas del Buntsandstein. Este comienza con facies continentales de tipo abanico aluvial y fluviales que hacia techo de la formación evolucionan hacia una mayor madurez y distalidad de los sedimentos, siendo posible que su techo se haya depositado ya en medios marinos someros.

El Muschelkalk, ausente en la superficie de la hoja pero no regionalmente, se deposita ya en una amplia plataforma marina somera, bajo condiciones de aportes detríticos escasos que indican la total penneplanización del zócalo hercínico. Durante el Keuper las condiciones que imperan en el medio de depósito son más someras y restringidas, pero persistiendo el influjo marino (*sebkhas* litorales). Es de resaltar el emplazamiento notable en el Keuper de rocas volcánicas básicas de tipo ofítico, aunque por consideraciones regionales se deduce que éste tuvo lugar con posterioridad al Rhetiense, es decir, simultáneamente al depósito de la unidad basal del Jurásico. En general, se puede afirmar que el Trias representa una etapa de estabilidad tectónica notable.

Durante el Jurásico la sedimentación tuvo lugar en una extensa plataforma carbonatada. La unidad inferior (Rhetiense-Sinemuriense inf.) corresponde a una secuencia transgresiva en el ámbito de la plataforma carbonatada, iniciándose la sedimentación en medios restringidos con alta concentración salina de tipo *sebkha*, dando posteriormente paso a depósitos de llanura de marea carbonatada con reflejo de medios sub e intermareales encontrándose a techo de la unidad depósitos de plataforma interna con facies de alta energía y de áreas protegidas submareales. El máximo transgresivo se alcanza con los depósitos margosos del Lias superior, en el contexto de una plataforma externa relativamente profunda. A techo de esta unidad y con la presencia de facies bioclásticas y elementos terrígenos se inicia una secuencia regresiva con disminución de la profundidad y señales de menor batimetría dentro de la plataforma externa. Durante el período Aalenense-Bajociense-Bathonense continúa la regresión, acentuándose las características de influencia costera. La sedimentación corresponde a una plataforma interna bajo condiciones de libre circulación de aguas, en la que es posible identificar áreas de baja energía, zonas en las que existen corrientes tractivas de fondo y áreas de alta energía en un sistema de barras y canales.

Durante el Calloviense-Oxfordiense-Kimmeridgiense se presentan

características similares con un aumento progresivo de los aportes terrígenos. La sedimentación se realiza dentro de una plataforma interna submareal en la que se diferencian áreas tranquilas y áreas energéticas con desarrollo de barras. Dentro de esta unidad VILLALOBOS y RAMIREZ (1971) señalan la existencia de una posible disconformidad que coincidiría con el límite Calloviense-Oxfordiense. Desde el punto de vista sedimentológico la sedimentación sufre un cambio encontrándose a partir de este momento facies más clásticas. El ciclo Jurásico culmina con el desarrollo durante el Kimmeridgiense de un complejo arrecifal que se manifiesta en el área de estudio, mediante facies bioclásticas y biocalcareníticas de alta energía. Ese ciclo transgresivo-regresivo Jurásico se encuentra truncado a techo, por lo que resulta difícil determinar la extensión y evolución de las facies arrecifales Kimmeridgienses.

En resumen, la sedimentación del Jurásico tiene lugar, según se ha descrito, en una amplia plataforma carbonatada. La subsidencia de la misma está controlada (SOLER y JOSE, 1972) por diversos accidentes paleotectónicos que condicionan áreas de distinta subsidencia, estructurándose en una serie de cubetas o surcos y altos fondos de alineación ONO-ESE y que serían reflejo de accidentes de zócalo. En nuestra hoja se suceden de Sur a Norte el Surco de Aralar, el Alto de Lecumberri-Aldaz, el Surco de Huici, el alto de Alzo-Leiza y el Surco de Tolosa-Berrobi, que serían responsables de los cambios de espesor en las unidades así como de los cambios de facies y de la distribución espacial de las mismas.

Durante el tránsito Jurásico-Cretácico se sitúa el primer movimiento de inestabilidad tectónica de la orogenia alpina, correspondiente a la fase neokimmérica; trae como consecuencia el acentuamiento del dispositivo de altos y cubetas heredado del Jurásico hasta el punto que localmente —Echarri— los primeros llegaron a emerger y erosionarse. En esta época pudiera ser que comenzaran los primeros movimientos incipientes de halocinesis de las sales del Keuper.

El conjunto Purbeck-Weald representa también un ciclo transgresivo-regresivo que comienza bajo condiciones salobres con influencia de las áreas continentales durante el Malm superior y Berriasiense y alcanza el máximo transgresivo durante el Valanginiense inferior, durante el cual se produce el depósito de carbonatos marinos someros en áreas de lagoon. Del Valanginiense superior al Barremiense transcurre el episodio regresivo con sedimentación de las series detríticas del Weald.

El Aptiense comienza con la instauración de condiciones marinas someras ligadas a una plataforma de circulación abierta, que con la disminución de los aportes terrígenos permite la construcción de los arrecifes urgonianos y su cortejo de facies asociadas. Este momento representa el inicio de la importante transgresión que constituye el ciclo superior del Cretácico.

Durante el transcurso del Albiense ocurre una segunda pulsación tectónica, correspondiente a la fase austrica, que trae consigo una impor-

tante reorganización paleogeográfica a nivel de toda la cuenca Vasco-Cantábrica como consecuencia de movimientos diferenciales del zócalo dentro de una tectónica de bloques. Los surcos se hacen más subsidentes al tiempo que los límites de los macizos paleozoicos adquieren una configuración similar a la actual, provocando un rejuvenecimiento del relieve que trae consigo el aumento de los aportes terrígenos hacia la cuenca. En el ámbito de nuestra hoja el área de depósito pasó a ser durante la sedimentación del complejo supraurgoniano un surco con relleno de materiales terrígenos finos con caracteres euxínicos en la zona oriental en el que se producirían esporádicas llegadas de corrientes de turbidez distales arrastrando sedimentos arenosos. El límite inferior de este complejo es diacrónico, de manera que reemplaza a las calizas urgonianas a diversas alturas de la columna estratigráfica en diferentes zonas.

En el Cenomaniense tiene lugar un nuevo episodio de inestabilidad que introduce otro cambio en la sedimentación con aumento de la subsidencia. En los surcos sedimentarios previamente establecidos se depositan materiales de naturaleza margocalcárea con gran importancia de la resedimentación de tipo gravitacional correspondiente a áreas de talud inestable. En el transcurso del Santoniense se instaura en la zona un complejo turbidítico profundo. Los escasos relictos preservados de la erosión en la hoja de Tolosa corresponden a las partes medias de los lóbulos deposicionales, encontrándose términos más distales en las facies equivalentes de la hoja de San Sebastián.

La falta de registro sedimentario más moderno en esta hoja hace que nos tengamos que referir a las del N de la misma para explicar la evolución posterior de la región. A grandes rasgos, durante el Cretácico superior y el Paleoceno continúa la sedimentación profunda de tipo flyschoides y turbidítico a lo largo de un surco orientado E-W y con aportes provenientes del E. Hacia el Eoceno inferior (Formación de Jaizquibel) aumenta el contenido detrítico grosero extraordinariamente, sedimentándose un considerable espesor de areniscas calcáreas. Las direcciones de corriente señalan aportes de N a S y de NW a SE.

La fase principal de la tectogénesis alpina se sitúa en el Eoceno superior (fase pirenaica) dando lugar a estructuras compresivas de direcciones fundamentales NW-SE y E-W, momento en que se produce la emersión y comienzo de la denudación de los materiales anteriormente formados hasta adquirir su morfología actual.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

Apenas existe actividad minera en la hoja de Tolosa. En Aralar, al S de Amezqueta, hay una explotación donde se beneficiaban minerales de

hierro de tipo chamoisita y goetita. Desde hace una década está abandonada. Así mismo, en la misma sierra hay indicios de galena, calcopirita, pirita, bornita, covelina y limonita, asociadas a las calizas de edad Jurásica y posteriores. La mineralización se presenta diseminada en lechos orientados E-W, con minerales de cobre en profundidad y de cinc en superficie, y está relacionada con el cabalgamiento de Aralar.

Dentro del Carbonífero del macizo de Cinco Villas aparecen indicios de fluorita, siderita, blenda y galena, que aparecen en filones generalmente orientados N-S aunque también abundan los E-W y NW-SE. Han sido explotados por la Compañía Vasca de Minas en el valle del río Urumea muy cerca de la esquina NE de la hoja de Tolosa, en la vecina de Sumbilla.

Las canteras son relativamente abundantes en la hoja. Los niveles explotados generalmente son las calizas urgonianas o paraurgonianas para su uso como áridos y en las cementeras. La más importante se ubica al S de Alegría de Oria, en el valle del Arroyo de Jazkugañe.

Asimismo se han explotado los niveles yesíferos que afloran en el diapiro de Lecumberri, encontrándose en la actualidad paralizadas las labores.

6.2. HIDROGEOLOGIA

El área cubierta por la hoja de Tolosa presenta unas características hidrológicas peculiares. Por un lado, la pluviosidad es muy elevada y bastante continua a lo largo del año, y las áreas de recarga de los niveles acuíferos son extensas. Por otra parte, la proximidad del mar y las características rejuvenecidas del relieve, con fuertes gradientes en las pendientes, hacen que gran parte de los recursos hídricos se pierdan por escorrentía superficial.

Aún así, varios son los niveles que se pueden considerar favorables para la explotación de las aguas subterráneas. El principal lo constituyen las calizas urgonianas, que dan lugar a acuíferos con buena permeabilidad por karstificación y fracturación y que tienen como sello los niveles más impermeables del Purbeck-Weald. En las calizas urgonianas se sitúan, por ejemplo, los importantes manantiales de Betelu e Insalus, así como los abastecimientos de aguas de la mayoría de los pueblos de la zona.

Otros niveles de características favorables los constituyen las series calcodolomíticas de la base del Jurásico, con buena permeabilidad por fracturación y selladas por los niveles arcillosos del Keuper, y las calizas del Dogger-Malm, permeables por karstificación y fracturación y con un muro impermeable constituido por las margas del Lias superior.

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J. (1967): «Estudio petrográfico del Albense de la Cuenca Cantábrica». *Ciepsa*. Inédito.
- (1971): «Correlaciones por ciclos de aporte en el Albense de la Cuenca Cantábrica». *Acta Geol. Hisp.* T. 6, nº 4, pp. 92-96.
- (1971): «Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica». *Est. Geol.* Vol. 27, pp. 325-334.
- (1975): «Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica». *Est. Geol.* Vol. 31, pp. 1-213.
- AMIOT, M. (1982): «El Cretácico superior de la región Navarro-Cántabra» in «El Cretácico en España». Univ. Compl. Madrid. pp. 88-111.
- BOILLOT, G.; DEPEUBLE, P.A.; LAMBOY, M.; DOZOUVILLE, L.; SIBUET, J.C. (1971): «Structure et histoire géologique de la marge continentale du N de l'Espagne (entre 4º et 9º W)» in *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Vol. 6, pp. 1-52.
- CAMPOS, J. (1979): «Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del Río Bidasoa». *Rev. Munibe Soc. Ciencias Aranzadi*, T. 31, pp. 3-139.
- CAMPOS, J.; LAMOLDA, M. y MATHEY, B. (1979): «Los términos basales del Cretácico superior del Domo de Fagollaga (Hernani, Guipúzcoa)». *Cuad. Geol. Ibérica*. Vol. 5, pp. 327-337.
- CHOKROUNE, P.; LE PICHON, X.; SEGURET, M. y SIBUET, J.C. (1973): «Bay of Biscay and Pyrenees». *Earth. Planet. Sc. Letters*. Vol. 18, pp. 109-118.
- CHOUKROUNE, P. y SEGURET, M. (1973): «Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity». In *Gravity and Tectonics*. Ed. John Wiley, pp. 141-156.
- CIRY, R. (1951): «L'Evolution paleogeographique de l'Espagne septentrionale au Cretace Inférieur». *Inst. Geol. Min. España. Libro Jubilar*. T. 2, pp. 17-51.

- CYRY, R. (1951): «Observations sur le Cretacé de la Navarre Espagnole au Nord-Ouest de Pampelune». *C.R. Acad. Sc. Paris*. T. 233, pp. 72-74.
- (1967): «Evolution, paleogeographie et structure de la region Basco-cantabrique. *C.R. Somm. Sc. Soc. Geol. France*, T. 9, pp. 390-442.
- DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M. y HUMBEL, B. (1972): «La Sierra d'Aralar, Pyrenées Basques Espagnoles. Stratigraphie-structure». *Thesis Inst. Sc. de la Terre Univ. Dijon*, pp. 1-292.
- EGUILUZ, L.; GARROTE, A. y LLANOS, H. (1982): «El metamorfismo de los materiales mesozoicos en la prolongación occidental de la falla Nordpirenaica (Leiza, Navarra)». *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*. Vol. 6, pp. 81-90.
- EWERT, F.K. (1964): «Geologie des Südteiles der Barkischen Pyrenaen». *Inédito*. Univ. Munster. Pp. 1-223.
- FEUILLEE, P. (1962): «Le Cretacé moyen en Navarre espagnole». *Bibliog. C. I. E. Pirineos*. P. 12. Pau.
- (1963): «La base du Flysch Sud-Pyrénéen (Navarre Espagnole)». *C.R. Acad. Sc.* T. 256, pp. 2640-2642.
- FEUILLEE, P. y SIGAL, J. (1965): «La transgression du Cretacé Superieur (Flysch nod-pyrénéen) sur le massif de Cinco Villas». *Bull. Soc. Geol. France*. 7 serie, T. 7, pp. 45-55.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971): «Structures et Paleogeographies pyreneo-cantabriques». In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Inst. Franc. Petrol. Vol. 2, pp. 1-48.
- FLOQUET, M. et RAT, P. (1975): «Un exemple d'interrelation entre socle, paleogeographie et structure dans l'Arc Pyrénéen Basque: La Sierra d'Aralar». *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* Vol. 17, pp. 497-512.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982): «Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco». Aptiense-Albiense. In «*El Cretácico de España*». Univ. Compl. Madrid. Pp. 77-84.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1948): «Huellas del glaciario cuaternario en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa y Navarra)». «*Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. XLVI, nº 34, pp. 257-262.
- HEDDEBAUT, C.L. (1970): «Sur l'age des formations paleozoiques du Massif du Cinco Villas. (Pays Basque espagnol)». *C.R. Somm. Sc. Geol. France*. T. 6, pp. 205-207.
- (1973): «Etudes Geologiques dans les Massifs Paleozoiques Basques». *Theses. Univ. Lille*.
- 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 Pyrenées basques d'Espagne*»). *Munibe*. Vol. 3, pp. 121-131.

- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1971): «Mapa geológico de España Escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja nº 12, Bilbao». *I.G.M.E.* Madrid. Pp. 1-27.;
- (1972): «Memoria explicativa de la hoja nº 65 (San Sebastián). MAGNA». *I.G.M.E.* Madrid. Pp. 1-43.
- (1973): «Memoria explicativa de la hoja nº 90 (Sumbilla). MAGNA». *I.G.M.E.* Madrid. Pp. 1-55.
- (1973): «Memoria explicativa de la hoja nº 63 (Eibar). MAGNA». *I.G.M.E.* Madrid. Pp. 1-17.
- (1973): «Memoria explicativa de la hoja nº 65 (Vera de Bidasoa). MAGNA». *I.G.M.E.* Madrid. Pp. 1-46.
- (1974): «Memoria explicativa de la hoja nº 88 (Vergara). MAGNA». *I.G.M.E.* Madrid. Pp. 1-20.
- (1976): «Memoria explicativa de la hoja nº 113 (Salvatierra) MAGNA». *I.G.M.E.* Madrid. Pp. 1-33.
- JEREZ, L.; ESNAOLA, J.M. y RUBIO, V. (1971): «Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa». *Mem. IGME.* Nº 79, pp. 1-130.
- JUCH, D. y SCHAFFER, D. (1971): «L'Hercynien de Maya et de la vallée d'Arzakun dans la partie orientale du massif de Cinco Villas (Pyrénées Occidentales d'Espagne)». *Actas del VI Congr. Int. Est. Pirenaicos* (Bagneres de Bigorre).
- 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.
- KARREMBERG, H. (1946): «La evolución postvariscica de la cordillera cantabro-astúrica». *Publ. extr. sobre Geol. de España.* T. III, pp. 105-224. (Trad. J. Gómez de LLarena).
- KOPP (1965): «Límite de la nieve perpetúa y clima de la época glacial Würmiense en la Sierra de Aralar». *Munibe.* Pp. 3.
- KRAUSSE, H.F. (1971): «The tectonical evolution of the Western Pyrénées». *Pirineos.* Nº 111, pp. 69-96.
- LAMARE, P. (1925): «Observations nouvelles su la «nappe des marbres» des Pyrénées navarraises». *Bull. Soc. Geol. France.* 4º serie, XXV, pp. 689.
- (1928): «Sur la stratigraphie du Cretacé des Pyrénées navarraises». *Bull. Soc. Geol. France.* 4º Serie, XXVIII, pp. 93-111.
- (1932): «Les breches du Flysch de Leiza (Navarre)». *C.R. Somm. Soc. Geol. France.* Pp. 129-131.
- (1936): «Recherches geologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne». *Mem. Soc. Geol. France.* T. XII, nº 27, pp. 1-465.
- (1950): «La structure geologique des pyrénées basques». *Rev. Inst. Est. Pirenaicos. Inst. Jaime Almela C.S.I.C.* Nº 18, pp. 1-44.

- LE PICHON, X.; BONNIN, J. et SIBUET, J.C. (1970): «La faille nord-pyrénéenne faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne». *C. R. Acad. Sc. Paris*. T. 271, pp. 1941-1944.
- LE PICHON, X.; BONNIN, J.; FRANCHETEAU, J. et SIBUET, J.C. (1971): «Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne». In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. N° 2, pp. 1-44.
- LOTZE, F. (1932): «Sur l'âge des mouvements ayant donné naissance à la nappe des marbres des Pyrénées Navarraises». *C.R. Somm. Sc. Soc. Geol. France*. Pp. 101-103.
- (1936): «Elementos estructurales dirigidos al NE que intervienen en la constitución de los Pirineos occidentales». *Publ. extr. sobre Geol. de España*. Vol. III, pp. 301-313.
- LLANOS, M. (1980): «Estudio geológico del borde S del macizo de Cinco Villas. Transversal Huici-Leiza-(Navarra)». *Tesis licenciatura*. Univ. Bilbao. Pp. 1-93.
- LLOPIS LLADO, N. (1945): «Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo». *Miscelanea Almela*. T. VII, pp. 159-186. Barcelona.
- MATHEY, B. (1982): «El Cretácico superior del Arco Vasco» in *El Cretácico de España*. Univ. Complu. Madrid. Pp. 111-135.
- MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1971): «Les relations entre la Chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne». In *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Vol. 4, pp. 1-24. Paris.
- 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.
- MULLER, J. (1967): «Sur la superposition des deformations dans les Pyrénées occidentales». *C.R. Acad. Sc.* T. 265, pp. 400-402.
- PALACIOS, P. (1915): «La formación wealdense en el Pirineo Navarro». *Bol. Inst. Geol. Min. España*. T. 36, pp. 9-15.
- PASCAL, A. (1976): «Variations sequentielles rapides de sedimentation sur la bordure des platesformes urgoniennes dans le Nord de l'Espagne». *Bull. Soc. Geol. Fr.* Paris, XVIII, pp. 1005-1008.
- PUJALTE, V. (1982): «Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco del tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense». In «*Cretácico de España*». Univ. Compl. Madrid. Pp. 59-61.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969): «Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de la facies Purbeckiense y Wealdiense del Norte de España». *Ed. Cepsa*. Pp. 1-68.
- (1971): «Bioestratigrafía y microfácies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)». *Mem. I.G.M.E.* T. 78, pp. 1-357.

- RAT, P. (1959): «Les pays Basco-cantabriques». *Thesis. Fac. Sc. Univ. Dijon*. T. 18, pp. 1-525.
- (1963): «Problemas del Cretácé Inferieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne». *Sonderd. Geol. Rundschau*. Nº 53, pp. 205-220.
- RAT, P. et al. (1983): «Vue sur le Cretace Basco-cantabrique et Nord-Iberique». *Mem. Geol. Univ. Dijon*. Pp. 1-191.
- RIOS, J.M. (1956): «El sistema Cretáceo en los Pirineos de España». *Mem. I.G.M.E.* T. 57, pp. 1-128.
- RIOS, J.M.; ALMELA, A. y GARRIDO, J. (1952): «Contribución al conocimiento de la Geología Cantábrica». *Bol. I.G.M.E.* Vol. 27, pp. 45-184.
- SAAVEDRA, J.L. (1971): «Caracteres micropaleontológicos de la serie estratigráfica de Guipúzcoa». *I. Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Económica*. Secc. 1, T. 1, pp. 403-420.
- SAEFTEL, H. (1961): «Paleogeografía del Albense en las cadenas celtibéricas de España». *Not. y Com. I.G.M.E.* Nº 63, pp. 163-192.
- SALOMON, J. (1982): «Les formations continentales du Jurasiq ue superieur et du Cretace inferieur en Espagne du Nord (Chaines cantabrique et Iberique)». *Mem. Geol. Univ. Dijon*. Pp. 1-1128.
- SOLER Y JOSE, R. (1971): «Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental)». *Bol. Geol. Min.* T. 82, V., pp. 406-428.
- (1971): «El Jurásico marino de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental): los problemas postkimméricos». *Cuad. Geol. Ibérica*. Nº 2, pp. 509-532.
- SOLER y JOSE, R. (1972): «El Jurásico y Cretácico inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca cantábrica oriental)». *Bol. Geol. Min.* T. 83, VI, PP. 14-26.
- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971): «Estratigrafía del Jurásico del NO de Navarra». *Cuad. Geol. Ibérica*, Vol. 2, pp. 541-558.
- (1971): «Contribución al estudio del Cretácico superior de facies Flysch de Navarra». *Pirineos* 111, pp. 5-20.
- VOLTZ, H. (1964): «Zur Geologie der Pyrenaiden im Nordwestlichen Navarra (Spanien)». *Munster Diss.*
- WALGENWITZ, R. (1976): «Etude petrologique des roches intrusives triasiques, des eailles du socle profond et des gites de chlorite de la region d'Elizondo (Navarra Espagnole)». *Thesis Univ. Besancon*. Pp. 1-172.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA