

HOJA 66 -1 (URDAX)

INDICE

INDICE

Pags.

0.- INTRODUCCIÓN 1

1.- ESTRATIGRAFÍA 3

1.1. PALEOZOICO 3

1.1.1. Devónico 3

1.1.1.1 Esquistos ferruginosos, dolomías y areniscas (10). Sigeniense superior-Emsiense 3

1.1.1.2 Esquistos arenosos alternantes con areniscas. Niveles lenticulares de calizas (12). Emsiense superior-Frasniense inferior 5

1.1.2. Devónico-Carbonífero 6

1.1.2.1 Alternacia de esquistos y grauwacas (813). Calizas. Unidad (15). Fameniense superior-Westfaliense.. 6

1.1.3. Pérmico 7

1.1.3.1 Brechas carbonatadas, arenas y limolitas. Unidad 16. Pérmico inferior 8

1.1.3.2 Arcillas, areniscas y conglomerados rojizos. Unidad 17. Pérmico superior 9

1.2. TRIASICO 9

1.2.1. Conglomerados y areniscas rojos. Unidad 19. Facies buntsandstein. Triásico inferior 9

1.2.2. Areniscas rojas con intercalaciones de lutitas. Unidad 20. Facies buntsandstein. Triásico 10

1.2.3. Alternancias de areniscas y lutitas rojas. Unidad 21. Facies buntsandstein. Triásico 11

1.2.4. Calizas dolomíticas, dolomías y brechas calcáreas. Unidad 23. Facies muschelkalk. Triásico 11

1.2.5. Facies keuper. (24 y 22). Triásico 12

	Pags.
1.3. CRETÁCICO	13
1.3.1. Areniscas y conglomerados (25). Albiense	13
1.3.2. Calizas arrecifales (26). Albiense-Turoniense medio	14
1.3.3. Arcillas y areniscas calcareas (27). Turoniense medio-Campaniense	15
1.4. CUATERNARIO	16
1.4.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (33). Holoceno	16
1.4.2. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (31). Terrazas (28). Cantos, Limos y arcillas. Conos de deyección (32). Holoceno	16
2.- TECTÓNICA	18
2.1. TECTÓNICA REGIONAL	18
2.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS	21
3.- GEOMORFOLOGÍA	27
3.1. SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	27
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	28
3.2.1. Estudio morfoestructural	28
3.2.2. Estudio del modelado	29
3.2.2.1 Formas de ladera	29
3.2.2.2 Formas fluviales	29
3.2.2.3 Formas poligénicas	30
3.2.2.4 Formas antrópicas	30
3.2.3. Formaciones superficiales	30
3.2.3.1 Gravas, arenas y limos. Terrazas (b, c,). Fluvial	31
3.2.3.2 Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (a). Laderas. Holoceno	31
3.2.3.3 Gravas, arenas y arcillas (fondos de valle). Cantos en matriz limoarcillosa (Conos de deyección) (i). Fluvial. Holoceno	32

Pags.

3.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA	32
3.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	33
4.- HISTORIA GEOLÓGICA	34
5.- GEOLOGÍA ECONÓMICA	38
5.1. RECURSOS MINERALES	38
5.2. HIDROGEOLOGÍA	38
5.2.1. Introducción	39
5.2.2. Climatología e hidrología	39
5.2.3. Geología y estructura	39
5.2.4. Principales acuíferos	40
5.2.5. Principales manantiales	41
6.- BIBLIOGRAFÍA	42

**La presente hoja y memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SON-
DEOS, S.A., habiendo intervenido los siguientes técnicos:**

ALFONSO OLIVÉ DAVÓ

**Coordinación y dirección. Cartografía
Geomorfológica y Memoria.**

PEDRO DEL OLMO ZAMORA:

Cartografía Geológica y Memoria.

TECNA

**Hidrogeología, Geotecnia, Bases de datos y
Digitalización.**

ASESORES:

MATEO GUTIERREZ ELORZA

COORDINACIÓN:

ESTEBAN FACI

JAVIER CASTIELLA

0.- INTRODUCCIÓN

El cuadrante a escala 1/25.000 de denominación URDAX/URDAZUBI (66.1) se incluye en la hoja de MAYA DEL BAZTÁN (66) a escala 1:50.000 del mapa topográfico nacional.

Solamente el tercio mas suroccidental de la hoja corresponde a la provincia de Navarra, mientras que el resto corresponde al territorio francés.

Los relieves montañosos más importantes corresponden a los Pirineos Navarros, con cota máxima de 839 metros en el vértice Iguzki. Las cotas van descendiendo hacia la parte occidental de la hoja, donde se sitúan las cotas minimas en los distintos valles allí modelados alcanzando los 60 metros.

La principal corriente fluvial corresponde al río Ugarana que con dirección S-N discurre por la mitad occidental de la hoja y como menos importantes los arroyos: Lapitxuri y Aritzacundo.

En el sector español de la hoja de Urdax la densidad de población es muy baja, y los dos únicos centros de población existentes son las localidades de Urdax y Dantxarinea.

La principal via de comunicación que atraviesa la hoja es la CN-121B, que discurre con dirección SE-NO y comunica con el sector francés.

Desde el punto de vista geológico la zona de estudio se encuentra dentro de la Zona Axial Pirenaica, formando parte del dominio del Pirineo Occidental y de los macizos paleozoicos de Quinto Real y Aldudes. Los materiales aflorantes pertenecen a los sistemas Devónico, Carbonífero, Pérmico, Triásico y Cretácico, aparte de los escasos depósitos del Cuaternario.

Los principales trabajos que se han ocupado de la compleja geología de la zona, realiza-

dos en las décadas de los años 60 y 70, se deben a los geólogos de la escuela de Clusthal; en particular, MULLER se ha ocupado del Pérmico y Triásico del Valle de Baztán, mientras que JUCH y SCHÄFER estudiaron el Paleozoico entre el puerto de Otxondo y el río Arilzacun.

J. SOLE y L. VILLALOBOS se han ocupado del estudio de la Cuenca Cretácica de Zagaramurdi.

1.- ESTRATIGRAFÍA

1.1. PALEOZOICO

1.1.1. DEVÓNICO

1.1.1.1 ESQUISTOS FERRUGINOSOS, DOLOMIÁS Y ARENISCAS (10) SIGENIENSE SUPERIOR-EMSIENSE

La unidad se localiza en la mitad suroriental de la hoja, en el cerro Munoa y sus proximidades.

Se trata de una unidad de naturaleza heterolítica equivalente en parte a la Formación Urepel definida en la vecina Hoja de Valcarlos (91-IV), y que engloba de muro a techo las siguientes formaciones.

A) Esquistos de Archisuri: Formados por esquistos gris oscuros y azulados con niveles alternantes de cuarcitas de tonos blanquecinos y areniscas limolíticas en bancos decimétricos de escasa continuidad lateral. Son frecuentes los cristales de pirita de hasta 1 mm de arista en toda la formación.

Se ha clasificado en este tramo la siguiente fauna: Spiriferina indet., Atrypina indet., Athyridina indet., Cyrtina sp., Entomoprimitia sp., Favositidae y Crinoidea, que no tienen buena definición estratigráfica.

b) Formación de Eskosko: Formada por unos 200 m de espesor máximo de areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico y tonos blanquecinos y rosados, más abundantes hacia la base del tramo, alternantes con esquistos dolomíticos de tonos rojizos. La formación también presenta algunas intercalaciones de dolomías blanquecinas de escaso espesor.

c) Dolomías de Arilzacun: Formadas por 50 m en la parte meridional de los aflora-

mientos y hasta 200 m de dolomías de tonos claros, con intercalaciones de esquistos y esquistos dolomíticos de color gris oscuro y alguna delgada capa de areniscas.

Presentan abundante contenido faunístico: **Pleurodictuym**, GOLD-FUSS, **Homalonotidae indet.**, **Protidae sp.**, “**Asteropyge**” (Kayserops?) **cf. diadema**, RICHTER, **Schizophoria sp.**, **Stropheodontinae sp.**, **Leptostrophia cf. Magnifica** (HALL), **Leptostrophiinae sp.**, **Chonetes cf. Sarcilunatus** (SCHLOT); **Cyrtina heteroclita** (DEFRANCE) y **Acrospirifer? Sp. Aff. Fallax** (GIEBEL), además de brizoos y crinoideos que indican, según CARLS, la parte inferior del Emsiense superior.

- d) Formación Pico de Urley: Compuesta por 180 de espesor de cuarcitas de tonos blancos con escasas intercalaciones de dolomías blanquecinas. En su base, localmente se observan niveles de brechas con cantos de areniscas y dolomías.
- e) Dolomía de Kantorena: con unos 30 m de potencia de dolomías de tonos claros con escasas intercalaciones de areniscas y pizarras.

El conjunto de formaciones que constituyen la presente unidad cartográfica se incluyen dentro del Grupo Baztán de REQUADT, 1972.

Corresponden a sedimentos de plataforma marina somera sometidos al influjo de mareas y oleaje, con desarrollo de frecuentes niveles recifales y pararecifales que corresponden a las Formaciones Arilzacun y Kantorena.

Al conjunto de la unidad cartográfica se le atribuye, por su contenido faunístico y consideraciones estratigráficas, una edad entre el Siegeniense superior y al Emsiense superior.

1.1.1.2 ESQUISTOS ARENOSOS ALTERNANTES CON ARENISCAS. NIVELES LENTICULARES DE CALIZAS. (12). EMSIENSE SUPERIOR-FRASNIENSE INFERIOR

Se ha denominado como Formación Elorzuri, perteneciente al Grupo de Bertiz, y es equivalente, por lo menos, a las Formaciones Odiá y Argus del Macizo de Quinta-Real.

La parte inferior está formada por una alternancia de calizas margosas de tonos grises, a menudo recristalizadas, y pizarras arenosas oscuras. Por encima se sitúan unos 300 m de alternancias de areniscas con "flasers" limosos y pizarras limosas oscuras con niveles intercalados de arenas de grano fino a muy fino con estratificación "linsen". Este tramo es muy fosilífero, encontrándose niveles de concentración de fauna, además de frecuentes costras ferruginosas.

La parte superior, con un espesor superior a unos 800 m presenta una litología de alternancia de pizarras algo limosas con areniscas también limosas. Se suceden tramos donde las pizarras y areniscas forman una fina alternancia de bancos centimétricos con otros en que las areniscas alcanzan espesores de hasta 1 m, con encostramientos ferruginosos, y alternan con esquistos sericíticos azulados. Las areniscas presentan abundantes "ripples" y estratificación "flaser" con lenticulas limo-arcillosas. Los esquistos presentan a su vez estratificación "linsen". Hacia la parte media de esta sucesión, se intercalan delgados niveles de calizas de tipo "packstone-grainstone" con restos de crinoides, corales y braquiópodos.

Corresponden a sedimentos de áreas marinas someras, con fuerte influencia de las mareas, por encima del nivel de base del oleaje.

En la mitad inferior de la serie se han clasificado numerosos fósiles, entre los que se citan: Orthis aff. orbicularis VERNENIL, O. cf. vulgaris (ZUENDS.), Spirifer pellecoi (?) VERNEUIL-D'ARCHIAC, Fimbispirifer cf. venustus (HALL), Paraspirifer cf. cultrijugatus ROEMER, Brachispirifer cf. carinatus (SCHNUR), Fimbrispirifer cf. paradoxus SCHLOTHEIM, F. cf. venustus (HALL), Streptorhynchus crenistra PHILLIPS, Mucrospirifer cf. rousseqani REU y Athyris concentrica BUCH, además de restos de ortocerátidos y tentaculites entre otros que indican una edad tránsito del Emisense superior al Eifeliense. El límite superior no puede establecerse con precisión, dada la escasez de faunas. Por correlación con áreas próximas (Formación de Elorzuri,

REQUADT, 1972) se extiende la edad de la unidad hasta el Frasnense inferior.

1.1.2. DEVÓNICO-CARBONÍFERO 1.1.2. DEVÓNICO-CARBONÍFERO

1.1.2.1 ALTERNANCIA DE ESQUISTOS Y GRAUWACAS. (13). CALIZAS. UNIDAD (15). FAMENIENSE SUPERIOR-WESTFALIENSE.

1.1.2.1 ALTERNANCIA DE ESQUISTOS Y GRAUWACAS. (13). CALIZAS. UNIDAD (15). FAMENIENSE SUPERIOR-WESTFALIENSE.

La presente unidad cartográfica representa la culminación de la serie prehercínica en el macizo de Quinto Real. Corresponde a una Facies Culm correlacionable con la Formación Olázar, definida en el Macizo de Quinto Real y ha sido denominada, en parte, como Formación Ormateco por SCHAFER (1969).

De muro a techo, se trata de una monótona serie con unos 150 m de espesor de alternancias de esquistos de tonos negro-azulados, ligeramente arenosos y con desarrollo de una densa esquistosidad, y areniscas grauwáckicas en bancos gruesos, cuarcitas y esporádicos paquetes de conglomerados de hasta 15 m de espesor. Las areniscas se presentan en niveles decimétricos hasta de 2 m y son de tonos grises. Los conglomerados tienen cantos subredondeados de cuarzos, cuarcitas, esquistos y liditas.

Por encima se sitúa la Formación Ormateco propiamente dicha, formada por un nivel de liditas negras (silexitas) de 1-1'5 m de espesor, sobre el que se sitúan un nivel de calizas con espesores que oscilan entre los 10 y los 50 m .

Las calizas son gris oscuras a azuladas, y generalmente se presentan tableadas en bancos finos con ligeras intercalaciones esquistosas a menudo carbonatadas (unidad 15). Sobre la Formación de Ormateco todavía se disponen unos 130 m de pizarras algo arenosas de tonos verdosos con intercalaciones de grauwacas, similares a las de los tramos basales pero sin intercalaciones conglomeráticas.

Se interpretan como sedimentos de plataforma externa abierta a cuenca, con episodios de sedimentación mediante corrientes turbidíticas.

El contenido fosilífero de estas unidades cartográficas no es demasiado abundante. Al S del collado de Eskosko, JUCH y SCHÄFER (1969) encuentran los siguientes conodontos: Gnathodus texanus, ROUNDY; G. commutatus nodosus, BISCHOF; G. bilineatus (ROUNDY) y Polygnatus orthoconstrictus que indican un Visense superior. Por otra parte, HEDDEBAUT (1973) cita en la vecina hoja de Vera de Bidasoa la microfauna siguiente: Pelmatolepsis gracilis gracilis, Acodina delata, Spathognatodus sp. y Pelmatodella sp., que junto a los lamelibranquios Posidonia eg. venusta, MUNSTER y el trilobites Dianops sp. datan el Fameniense superior. Por consideraciones regionales, al conjunto de estas unidades cartográficas se les asigna una edad Fameniense superior-westfaliense.

1.1.3. PÉRMICO 1.1.3. PÉRMICO

El Pérmico de la región presenta una gran complejidad de litofacies. MULLER (1969) separa de muro a techo seis unidades litoestratigráficas, que denomina de la forma siguiente:

- Formación brechas de carbonato
- Formación de carbonato-limolita
- Formación de arenisca- limolita
- Formación de brechas pizarrosas
- Formación de calizas
- Formación de conglomerados-arenisca-limolita

Estas unidades presentan una distribución espacial bastante caótica. Por otra parte, no se han podido encontrar fósiles que permitan una exacta atribución cronoestratigráfica.

1.1.3.1 BRECHAS CARBONATADAS, ARENAS Y LIMOLITAS (16). PÉRMICO INFERIOR

1.1.3.1 BRECHAS CARBONATADAS, ARENAS Y LIMOLITAS (16). PÉRMICO INFERIOR

La presente unidad cartográfica incluye las cinco primeras unidades litoestratigráficas de MULLER (op. cit.).

La unidad de brechas carbonatadas está constituida por alternancias de capas de limolitas arenosas, a veces carbonatadas, y niveles de brechas de tonos marrones a rojos vinosos que llegan a alcanzar los 15 m de espesor. Tienen cemento tanto carbonatado como silíceo, y los cantos son heterolíticos: calizas grises, negras y marrones, cuarzo, cuarcita, liditas y pizarras.

Por encima de esta unidad se sitúan alternancias de areniscas limosas y limolitas arenosas de colores rojizos a marrones estratificadas en bancos decimétricos, entre las que se intercalan niveles lenticulares de areniscas calcáreas con frecuentes nódulos de tonos ocres.

En otros puntos, la serie aflorante está formada por unos 100 m de pizarras rojizas, con niveles discontinuos de conglomerados pizarrosos con los cantos redondeados y algunas brechas carbonatadas hacia su parte superior. Localmente también aparecen calizas en bancos decimétricos, de tonos marrón rojizo a violáceo, alternantes con margocalizas nodulosas con aspecto brechoide.

Estos materiales provienen de zonas próximas, y han sufrido un corto proceso de transporte, posiblemente bajo condiciones típicas de abanicos aluviales. Las cuencas preexistentes se rellenan con rapidez pese a presentar una fuerte subsidencia.

En la unidad no se han encontrado fósiles determinativos, por lo que se le atribuye una edad Pérmico inferior por su posición estratigráfica.

1.1.3.2 ARCILLAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS ROJIZOS. (17). PÉRMICO SUPERIOR.

1.1.3.2 ARCILLAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS ROJIZOS. (17). PÉRMICO SUPERIOR.

Corresponde a la Formación conglomerado-arenisca-limolita de MULLER (op. cit.).

Litológicamente está formada por niveles de conglomerados con espesores comprendidos entre los 5 y 15 m alternantes con areniscas de color rojo poco consolidadas y arcillas rojo-vinosas. Los conglomerados son de cantos de cuarzo y cuarcita casi con exclusividad y de 2-3 cm de tamaño medio y hasta 7 cm de centil, y presentan una matriz areno-limosa. El espesor del conjunto alcanza los 100 m , y se interpretan como sedimentos fluviales.

La carencia de fósiles determinativos hace que se atribuya a la unidad una edad Pérmico superior por su situación estratigráfica.

1.2.TRIASICO.2. TRIASICO

1.2.1 CONGLOMERADOS Y ARENISCAS ROJOS. (19). FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO INFERIOR.

1.2.1 CONGLOMERADOS Y ARENISCAS ROJOS. (19). FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO INFERIOR.

Esta unidad constituye la parte basal del Buntsandstein.

Litológicamente está formada por un máximo de 40 m de conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita, con alguna arenisca, sílex y esquistos, bien redondeados, de unos 5 cm de tamaño medio. La matriz es areno-limosa, y el cemento silíceo, presentando un característico tono rojo vinoso. Son frecuentes las huellas de presión-solución en la superficie de los cantos.

Hacia la parte superior, comienzan a intercalarse capas de areniscas de grano medio a fino, tránsito hacia la unidad suprayacente. Su coloración es roja por lo general, aunque en ocasiones son gris verdosas o blanquecinas.

En la unidad se aprecia granoselección positiva y bases canalizadas, además de frecuentes estratificaciones cruzadas a gran escala y laminaciones de ripples en los niveles arenosos. Se interpretan como sedimentos de génesis fluvial.

Por consideraciones estratigráficas, se le atribuye a la unidad una edad Triásico, probablemente inferior.

1.2.2 ARENISCAS ROJAS CON INTERCALACIONES DE LUTITAS. (20). FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO

1.2.2 ARENISCAS ROJAS CON INTERCALACIONES DE LUTITAS. (20). FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO

Por encima de la unidad anterior se dispone un potente tramo de naturaleza básicamente areniscosa y que está formado por areniscas rojas a veces blanquecinas a grises y de grano medio a fino, bien estratificadas en bancos de decimétricos a métricos por amalgamación de las capas. Localmente se aprecian areniscas de grano grueso, llegando a ser microconglomeráticas. A techo de las capas de arenisca son frecuentes las juntas de estratificación de naturaleza lutítica, con potencias de hasta 15 cm. El espesor del conjunto varía entre los 40 y 200 m.

Se aprecian frecuentes amalgamaciones de capas, bases canalizadas, estratificaciones cruzadas a gran escala tanto planares como en surco, y ripples de corriente en los techos de las capas. Se interpretan como sedimentos fluviales de ríos entrelazados.

La carencia de datos bio y cronoestratigráficos en la unidad hace que se atribuya al Triásico sin mayores precisiones.

1.2.3. ALTERNANCIAS DE ARENISCAS Y LUTITAS ROJAS. (21). FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO.

.2.3.ALTERNANCIAS DE ARENISCAS Y LUTITAS ROJAS. (21). FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO.

Está formada por una alternancia de areniscas micáceas, limolitas y arcillas algo limosas que evolucionan hacia techo de la sucesión hacia un mayor predominio de los términos finos. Presentan tonalidades rojizas por lo general, aunque a veces son blanquecinas a gris verdosas. Están estratificadas en bancos decimétricos. Estos materiales se organizan en secuencias granodecipientes. Las areniscas presentan cantos blandos en la base, que en ocasiones es microconglomerática y erosiva. Son frecuentes las estratificaciones

cruzadas planares y en surco, habiéndose observado acreciones laterales del tipo "point bar". También son frecuentes las laminaciones paralelas y los retoques de ripples de corriente en los techos de las capas.

Se interpretan como depósitos correspondientes a las partes medias y distales de un complejo fluvial entrelazado que hacia el techo de la unidad pasarían a un sistema de llanura aluvial fangosa.

En estos niveles se ha clasificado una flora correspondiente a Equisetites sp., Neocalamites (?) sp., Cladophlebis sp., Sphenobaiera sp., Phoenicopsis sp. y Voltzia (?) sp., además de Yuccites vogesiacus (SCHIMPLER y MOUGEOT) y Albertia que indican un Buntsandstein, probablemente medio.

1.2.4 CALIZAS DOLOMÍTICAS, DOLOMÍAS Y BRECHAS CALCÁREAS. FACIES (23) MUSCHELKALK. TRIÁSICO.

.2.4 CALIZAS DOLOMÍTICAS, DOLOMÍAS Y BRECHAS CALCÁREAS. FACIES (23) MUSCHELKALK. TRIÁSICO.

Esta unidad se encuentra localizada en distintos afloramientos parciales, por lo general intensamente tectonizados en la parte NO de la hoja.

La calidad de los afloramientos no permite el reconocimiento de toda la serie estratigráfica, y tampoco cifrar la potencial total de sedimentos.

Regionalmente, fuera de la hoja de estudio, el tramo empieza con unas capas de calizas grises, arenosas y dolomíticas en capas medias; después siguen unas calizas oscuras en las que se intercalan dolomías de color marrón claro.

A continuación hay unas calizas grises en capas finas y de estratificación ondulada, en las que se intercalan margas hojosas más gruesas, especialmente en la parte superior.

En la parte alta, los estratos vuelven a ser de calizas y dolomias mas gruesas, parecidas a las de la base.

En unas muestras recogidas al O de la carretera que sube al puerto de Otxondo se encontró (J. RAMIREZ DEL POZO), aparte de ostrácodos y restos de moluscos y crinoideos, la **Fronicularia woodwardi**, HOWCH, que data claramente a estas capas como del Muschelkalk.

1.2.5. FACIES KEUPER (24 Y 2). TRIASICO

Este piso está formado por un paquete de arcillas abigarradas, en las cuales casi nunca se puede ver la estratificación.

Entre estas arcillas rojas, verdes y grises aparecen lechos de yeso fibroso, casi siempre blanco.

Son precisamente estos yesos los que han permitido diferenciar a veces este Keuper del Röt con capas calcáreas.

Ligadas casi siempre a este Keuper se encuentran las ofitas (unidad cartográfica 2).

1.3. CRETÁCICO

En el borde noroccidental de la Hoja entra una franja de terrenos cretácicos pertenecientes a la cuenca, que en la Hoja núm. 25-5 (Vera de Bidasoa) se ha llamado de Vera-Zugarramurdi.

Es el borde S de un sinclinal E-O, encajado dentro de los materiales paleozoicos del Macizo de Cinco Villas y el de La Rhune-Ainmhoa.

En la base, y discordante sobre el Paleozoico, se encuentran unos niveles detríticos formados por arenas blandas, brechas, conglomerados y arcillas que si están bien representados en la Hoja número 25-5 (Vera de Bidasoa), aquí se pueden ver, muy difícilmente, en el camino que va de Urdax al barrio de Leorlás.

Estos materiales representan la deposición de unos terrígenos, procedentes de la rápida erosión de los macizos paleozoicos y permotriásicos colindantes (FEUILLE, 1962).

Posteriormente se depositan unas calizas subarrecifales, bien desarrolladas tanto al O como al E del río Olavidea.

Encima se establece una deposición de facies flysch, pasando por unas pocas calizas margosas en la base.

1.3.1. ARENISCAS Y CONGLOMERADOS (25). ALBIENSE

Es el primer nivel del Cretácico representado en la Hoja.

Se puede ver en el camino que va de Urdax a Zugarramurdi, junto al barrio de Leorlas, en contacto con el Carbonífero que cabalga encima del sinclinal cretácico, llegando a invertir el flanco.

Litológicamente está formado por unas areniscas de aspecto oscuro y sucio, blandas,

con niveles conglomeráticos de cantos de cuarzo y algunas intercalaciones de arcillas arenosas oscuras.

Al O y al E de dicho punto no se ha encontrado este tramo. El Carbonífero está en contacto directamente con las calizas, quedando seguramente el tramo detrítico oculto debajo del cabalgamiento.

La datación de este tramo se debe hacer atendiendo exclusivamente a su posición estratigráfica, inmediatamente debajo de las calizas zoógenas del tramo siguiente y que empiezan en el Albiense, como se ha visto por microfauna en la hoja número 25-5 (Vera de Bidasoa), contigua a ésta.

1.3.2. CALIZAS ARRECIFALES (26) ALBIENSE-TURONIENSE MEDIO

Este es un nivel calcáreo con cien metros de potencia, aunque sea variable de unos puntos a otros.

FEUILLE (1964) hablaba de las "Calcaire a Caprines", debido a la abundancia de Caprinidos. Son calizas muy zoógenas, con una sedimentación de tipo subarrecifal, en la que las rocas se han consolidado después de haber sido arrastradas y movidas por el oleaje en una llanura en la que se situaban núcleos arrecifales (FEUILLE, 1971).

Al microscopio se presentan como biomicritas, a veces recristalizadas (en los sitios donde se explotan como piedra ornamental), a veces algo arenosas y con una concentración grande de organismos arrecifales.

Los estudios micropaleontológicos de las muestras recogidas en la parte alta de estas calizas, realizados por J. RAMÍEZ DEL POZO, dan: **Stomiosphaera spaherica** (KAUFMANN); **Marssonella sp**, **Hedbergella cf. Paradubia** (SIGAL), así como: Briozoarios, Políperos, Gasterópodos, Equinodermos, Lamelibranquios.

Esto podría indicar un Turoniense Inferior, y consideramos que hasta aquí puede llegar

al techo de la formación. De acuerdo con las dataciones efectuadas en la misma cuenca, mas al O en la Hoja de Vera de Bidasoa, la base se situa en el Albiense Superior.

1.3.3. ARCILLAS Y ARENISCAS CALCAREAS (27) TURONIENSE MEDIO-CAMPANIENSE

Este tramo corresponde a depósitos de flysch, formados por una alternancia de capas de areniscas calcareas y de margas más blandas, formando secuencias que se repiten a lo largo de toda la unidad.

Es muy difícil evaluar la potencia del flysch, puesto que además de no estar la serie completa, hay repliegues que pueden repetir parte de ella.

De todas maneras, es con mucho el tramo más potente del Cretácico.

Las secuencias son de escaso espesor, unos 20 cm por término medio, aunque esporádicamente se intercalan capas de areniscas calcáreas más potentes (hasta 50 cm) que suelen tener marcas de corriente en la base, que indican corrientes de E a O.

Los fósiles encontrados no han sido determinables, las dataciones hechas en la cuenca mas al O en la zona de Zugarramurdi, en la hoja continua dan una edad Turoniense medio-Campaniense para esta unidad cartográfica.

1.4. CUATERNARIO

1.4.1. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (33). HOLOCENO.

Fundamentalmente asociados a los niveles más resistentes, se localizan unos depósitos con morfología de coluvión (33) , que tapizan de forma bastante generalizada las vertientes en el área, aunque solo se han representado cuando alcanzan un mayor desarrollo.

Están formados por cantos procedentes de las partes altas del relieve, englobados en una matriz arcillosa y limosa, de tonos pardos y grisáceos. Su espesor, en las zonas más distales del depósito, puede alcanzar los 2-3- m.

Se ha estimado para estos depósitos edad holocena.

1.4.2. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. FONDOS DE VALLE (31). TERRAZAS (28). CANTOS, LIMOS Y ARCILLAS. CONOS DE DEYECCION (32). HOLOCENO.

Los rellenos aluviales, correspondientes a los fondos de valle (31), son frecuentes en el ámbito de la hoja. El más importante corresponde al del arroyo Ugarana, en la zona occidental de la hoja.

Se trata de depósitos formados por gravas, arenas, arcillas y limos en proporción variable, y cuya potencia no suele exceder de 1-2 m. en la red de menor orden , siendo posiblemente algo mayor en el Ugarana.

En este mismo valle, se han cartografiado dos niveles de terraza (28), situada a 2-3 m. Y 10-12 m. sobre el cauce actual, formada por gravas, arenas y fangos en matriz arenolimoso, y con un espesor de 2-3- m.

En las salidas de algunos barrancos, se han cartografiado morfologías con depósito de conos de deyección (32), formadas por cantos con matriz limoarcillosas en proporción

variable. Su extensión es reducida, y el espesor de los depósitos no debe superar los 2-3 m. en sus zonas más distales.

La edad de estas unidades es holocena.

2.- TECTÓNICA

2.1.TECTÓNICA REGIONAL

Desde el punto de vista estructural la zona estudiada se encuentra situada en el sector vasco de la Cadena Pirenaica.

Las deformaciones en este sector tienen su origen en la superposición de dos ciclos orogénicos, cada uno de ellos a su vez de carácter polifásico.

La primera deformación registrada en los materiales aflorantes en el área de estudio corresponde a la orogenia Hercínica, cuyas fases de plegamiento principal se sitúan en esta región de los Pirineos entre el Namuriense B y el Estefaniense Medio. El siguiente evento deformativo importante queda registrado en la discordancia existente entre el conjunto Estefaniense-Autuniense y el conjunto en facies Saxonienses, que representa la transición del régimen compresivo residual de ciclo hercínico a un ciclo de carácter distensivo. Los siguientes eventos o pulsaciones tectónicas de entidad han quedado registrados en la sucesión cretácica de la Cuenca Vasco-Cantábrica, donde se han citado tres rupturas estratigráficas, que localmente aparecen como discordancias:

- Ruptura de la base de la sucesión Purbeck-Weald: cambio de sedimentación marina en el Cretácico inferior como culminación a la fase regresiva iniciada en el Dogger.
- Ruptura del Cretácico medio (Albiense medio-superior): fase regresiva y reorganización paleogeográfica. Desarrollo de fosas de flysch en el Pirineo.
- Ruptura del final del Cretácico superior: fase regresiva en relación con la deformación pirenaica. Desarrollo de cuencas de antepaís en el Pirineo.

En el Pirineo Centro-Oriental, la deformación alpina principal tiene lugar en el Cretácico superior (Maastrichtiense)-Mioceno inferior, cuando se produce la translación y

apilamiento de las láminas cabalgantes.

En este sector de la cordillera se diferencian tres grandes unidades estructurales, con un núcleo paleozoico y cobertera mesozoica, separadas entre sí por grandes accidentes más o menos cabalgantes:

- Los Aldudes-Quinto Real
- Cinco Villas
- Mendibelza

Y además la zona de antepais meridional plegada y cabalgada, constituida por las unidades tipo flysch del Cretácico superior-Paleoceno presentes al S del cabalgamiento de Roncesvalles zona de estudio.

De ellas, las que están presentes en el sector estudiado son las dos primeras. A continuación se hace una breve descripción de ellas.

LOS ALDUDES-QUINTO REAL:

Presentan un fuerte contraste estructural entre los sectores Norte y Sureste del macizo. Estas estructuras tienen una disposición arqueada, pasando de la N 120°E (en el sector sudeste) con vergencia hacia el SO, a la N 160°E (en el sector noroeste) y la N 20°E (al norte), manteniendo la vergencia al O.

La estructura regionalmente consta de un núcleo Ordovícico-Silúrico rodeado por materiales devónicos, los cuales a su vez se encuentran recubiertos hacia el N y O por el Carbonífero.

Éste se encuentra cabalgado por el Devónico en el Puerto de Otxondo.

Son particularmente importantes los cabalgamientos de direcciones comprendidas entre la E-O y NO-SE, que son de origen posthercínico ya que involucran al Pérmico y

Triásico.

CINCO VILLAS:

Está formado por un macizo paleozoico recubierto por una cobertera permo-triásica.

Este está afectado por estructuras alpinas como son el sinclinal de Vera de Bidasoa-Zugarramurdi, con una cobertera de Cretácico superior y el sinforme de Echalar, con núcleo de Permotriás.

El paleozoico de Cinco Villas está conformado por una unidad autóctona de edad Fameniense superior-Westfaliense y otra alóctona constituida por materiales del Silúrico y principalmente Devónico.

La primera de dichas unidades presenta una superposición de pliegues de direcciones N-S y ENE-OSO, la primera claramente de edad hercínica, mientras que la segunda pudiera ser alpina.

Existen dos fases de plegamiento hercínicas superpuestas. La primera da pliegues isoclinales de dirección N-S a NE-SE y vergencia O. La segunda fase da origen a pliegues sobrepuestos de plano axial subvertical y orientaciones NO-SE y su conjugada NE-SO.

La segunda unidad cabalga al Devónico-Carbonífero de la unidad anterior a través del cabalgamiento de Otxondo, con desplazamiento hacia el NO, y está formada por cuatro subunidades que se cabalgan mutuamente, fracturadas por numerosas fallas verticales de edad alpina.

También existen en el Carbonífero s.l. afloramientos de diques diabásicos, los cuales siguen direcciones entre N-S y NO-SE, posiblemente relacionadas con emisiones de ofitas y, por lo tanto, posthercínicas.

La edad de la deformación hercínica es Westfaliense superior, presentándose discordantes los depósitos del Stephaniense en la zona de Vera de Bidasoa.

Dentro de la estructuración posthercínica, el sinclinal de Vera-Zugarramurdi presenta una dirección E-O, con inmersión del eje del pliegue hacia el E. Su flanco meridional está levantado por la falla inversa de la misma dirección y desplazamiento dextral de Arichulegui-Urdax, la cual es uno de los accidentes alpinos más importantes del macizo de Cinco Villas.

El sinforme de Echalar, situado inmediatamente al S de sinclinal de Vera-Zugarramurdi, tiene una dirección ENE-OSO. Está formado por materiales devónicos con un núcleo de materiales triásicos.

Por último, hay que señalar que la descompresión tras el plegamiento hercínico permite el desarrollo de cierta actividad efusiva de la que son buena muestra los basaltos del Valle de Urritzateco.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS Dentro de la estructuración posthercínica, el sinclinal de Vera-Zugarramurdi presenta una dirección E-O, con inmersión del eje del pliegue hacia el E. Su flanco meridional está levantado por la falla inversa de la misma dirección y desplazamiento dextral de Arichulegui-Urdax, la cual es uno de los accidentes alpinos más importantes del macizo de Cinco Villas. El sinforme de Echalar, situado inmediatamente al S de sinclinal de Vera-Zugarramurdi, tiene una dirección ENE-OSO. Está formado por materiales devónicos con un núcleo de materiales triásicos. Por último, hay que señalar que la descompresión tras el plegamiento hercínico permite el desarrollo de cierta actividad efusiva de la que son buena muestra los basaltos del Valle de Urritzateco.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS

A continuación se describirán brevemente las principales estructuras de la Hoja de Urdax (66-I).

En el ámbito de la hoja cabe hacer una primera división en dos grandes conjuntos estructurales. Uno, relacionado con los movimientos hercínicos, y otro, debido a los posthercínicos que han moldeado la estructura actual.

Podría hablarse con carácter general de una diferenciación entre zócalo y cobertera como pisos tectónicos que se individualizarían en la base del Permotriás. Hay que hacer notar, por otro lado, que por el carácter litológico de los materiales paleozoicos (compuestos en gran parte en esta zona por potentes series pizarrosas poco metamórficas), capaces de aceptar sin comportamiento rígido la sobreimposición de estructuras posteriores, no permite considerarlos realmente como un zócalo “cristalino” que reacciona pasivamente ante unos esfuerzos tardíos.

Sin embargo, el Paleozoico muestra principalmente la huella que sobre él ha dejado la orogenia hercínica, rasgos que, obviamente, no se encuentran en las series triásicas y cretácicas.

Las estructuras hercínicas se pueden agrupar en dos categorías principales muy distintas entre si y de diferente edad. En primer lugar, existen en todas las formaciones paleozoicas varios sistemas de pliegues, y en segundo lugar, una serie de traslaciones que se traducen en una superposición general del Devónico-Silúrico sobre el Carbonífero-Devónico Superior, junto con una estructura en “escamas” dentro de la unidad cabalgante.

Varios autores (RICHTER, 1967; JUCH y SCHÄFER, 1971; KRAUSSE, 1973) han analizado detalladamente los numerosos pliegues menores que existen en las unidades paleozoicas de esta Hoja, como consecuencia de la superposición de las diferentes etapas tectónicas. Se comprueba que los ejes b (de plegamiento) forman tanto sistemas conjugados como divergentes y, a veces, hasta triples. Localmente puede encontrarse una cierta preferencia en las direcciones de los ejes.

H.F. KRAUSSE (1973) señala, por ejemplo, un desarrollo predominante de pliegues de dirección NNE-SSO, con un desarrollo menor de pliegues próximos a la E-O. Igual-

mente JUCH y SCHÄFER (1971) dan para los pliegues del Carbonífero una dirección variable entre la N-S y la NE-SO. El análisis tectónico permite establecer como más antigua la deformación que ha dado lugar a los pliegues con direcciones próximas a la N-S, aunque con cierta dispersión al E y O.

Esta deformación está representada por pliegues isoclinales tumbados, con desarrollo de un crucero (esquistosidad) horizontal, paralelo a los flancos. Lo que normalmente se observa en el Carbonífero no son las superficies de estratificación S_0 , sino conjuntamente las superficies S_0 y S_1 (esquistosidad de plano axial de los isoclinales) subparalelas. Solamente se produce la intersección de estas superficies, cuando las charnelas de los pliegues están relacionadas con niveles de grauvacas o cuarcitas. A favor de las superficies S_1 se produce el crecimiento de algunos granos de micas detríticas y neoformación de pequeños cristales de micas orientados. La aparición de nuevas micas supone el desarrollo de un metamorfismo genéticamente asociado a la fase 1 de deformación y al parecer inmediatamente subsecuente. El grado de metamorfismo, en las pizarras carboníferas, es siempre bajo, manteniéndose entre los límites de epi- y anqui-metamórficos

En todo el ámbito regional de los Macizos Paleozoicos Vascos próximos a esta zona se presentan pliegues en esta dirección. En la continuación occidental del Macizo de Cinco Villas (RICHTER, 1963 y 1965; KRAUSSE, 1973) este sistema tiene gran desarrollo y se presenta expuesto muy claramente. En el Macizo de Quinto Real la dirección dominante es N-S, con vergencia al O, entre Eugui e Irurita (“alineación de Elizondo”, MOHR y PILGER, 1965), y NO-SE en la zona de Roncesvalles (KLARR, 1971).

Los pliegues de fase 1 se hallan plegados a su vez. El estudio de los pliegues de esta segunda fase, como indica H.F. KRAUSSE (1973), es impreciso, ya que a veces, se distribuyen en varias direcciones más o menos agrupadas o presentan sistemas de pliegues conjugados.

Los mesopliegues similares que genéricamente son de fase 2, presentan un crucero de plano axial, S_2 . La cuerda de estos pliegues no suele exceder de los 10 m y sus planos axiales son subverticales, siempre que no estén deformados por otros. Muchos pliegues

de fase 2 desarrollan simultáneamente otros de tamaño decimétrico que con frecuencia tienen el carácter de pliegues parásitos asociados a los flancos de los pliegues de mayor orden.

Aunque poco frecuente y desde luego dentro del ciclo hercínico, se puede citar la presencia de “kink-bands”.

Como ya se ha dicho, además de estos pliegues, los autores mencionados hacen referencia a la existencia de pliegues de dirección E-O. Estos mismos autores reconocen que, o bien son locales, o guardan relación con las deformaciones alpídicas (KRAUSSE, o.c.). Se debe señalar además que para D. RICHTER (1965) los pliegues de dirección E-O pueden ser debidos tanto a las fases alpídicas como las hercínicas terminales (fase saálica).

Si los tipos de deformación que acabamos de describir resultan ser los rasgos tectónicos más espectaculares a nivel de afloramiento, el fenómeno tectónico más importante desde un punto de vista general lo constituyen las diversas traslaciones dentro del paquete Silúrico-Devónico, y de este paquete sobre el Carbonífero. Estos accidentes, sin embargo, sólo pueden reconocerse después de una detallada cartografía y una exacta datación de cada unidad, a causa de la escasa variedad litológica que presentan entre si los diferentes tramos.

Cabe distinguir, de acuerdo con C. HEDDEBAUT (1973), dos grandes unidades tectónicas. La inferior (Unidad 1) sería la constituida por la unidad estratigráfica definida como Fameniense Superior-Westfaliense, litológicamente compuesta por una serie alternante de pizarras y grauwas con lentejones de calizas. La unidad superior (Unidad 2) sería la formada por el resto de los materiales devónicos y silúricos. Según HEDDEBAUT (o.c.), la existencia de dos facies muy diferentes en el Devónico Superior-Carbonífero, con gran desarrollo de areniscas, calizas “griotte” y dolomías en la parte oriental (Aldudes-Mendibelza) y pizarras en la occidental (Cinco Villas), habían favorecido la superposición de las dos unidades tectónicas.

El Devónico aparece corrido sobre la unidad 1, siguiendo un plano con una inclinación de unos 30° hacia el S y SE. La envolvente de los afloramientos devónicos presenta en esta Hoja dos direcciones predominantes: ESE-ONO. Una serie de fallas verticales más jóvenes afectan a este cabalgamiento, que adquiere una forma irregular y discontinua. Una de ellas, especialmente importante, corre en dirección N-S en el valle de Arilzakun.

Las estructuras posthercínicas en la zona noroeste de la Hoja está constituida por dos estructuras cuyas características principales son mucho mejor observables en la vecina Hoja de Vera de Bidasoa, donde adquieren una diferenciación que permite un estudio más preciso.

La más septentrional es la formada por los afloramientos cretácicos, limitada al S por una falla inversa, y constituye, en realidad el flanco S de un sinclinal (sinclinales de Vera-Ainhoa). Al igual que en su prolongación occidental, el borde S aparece cabalgado por el Paleozoico, con la consiguiente inversión del flanco en el contacto y la laminación parcial de términos basales. La dirección del eje del sinclinal que pertenece ya a territorio francés, es en esta zona ESE-ONO, produciendo, por tanto, una desviación con respecto a la parte occidental del pliegue, donde es E-O. Un detallado estudio tectónico de la cuenca, especialmente en esa parte, ha sido publicado por D. RICHTER (1964).

Inmediatamente al S puede verse un mosaico de afloramientos Triásicos, Devónicos y Carboníferos, siguiendo una dirección paralela a la zona que acabamos de describir. La parte más occidental de estos afloramiento aparece separada por una falla al O de Urdax del resto de los afloramientos y corresponde a la prolongación del “sinforme de Echarlar”. Allí aparece una depresión ocupada por terrenos devónicos, muy probablemente alóctonos y cabalgantes sobre la unidad tectónica Carbonífero-Fameniense Superior. En el centro de este sinclinoide una serie de bloques Permo-Triásicos se dispone con una orientación paralela a los bordes tectónicos de la estructura, que es, en general, ESE-ONO. La falla del O de Urdax (“falla de Micheleborda”), con una dirección NO-SE, señala el límite de los afloramientos devónicos hacia el E. El bloque devónico alóctono ha quedado hundido con respecto al Carbonífero y resto de los afloramientos triásicos,

que continúan hacia el E con una dirección igualmente ESE-ONO, ya sobre el Carbonífero.

La edad de estas estructuras, si las consideramos como pertenecientes a una misma etapa orogénica, deben situarse como alpídica, y más concretamente pirenaica. Si bien no aparecen en la Hoja términos estratigráficos más altos que el Cretácico Superior, regionalmente no parece ser que haya habido importantes movimientos entre el Cretácico Superior y el Oligoceno.

La tectónica de la parte NE de la Hoja, es de tipo germánico, afecta exclusivamente a materiales de edad Permotriásica, por lo que no puede clasificarse cronológicamente los diversos accidentes más que entre si.

3.- GEOMORFOLOGIA

La hoja de Urdax se localiza en la parte más septentrional del territorio navarro en su límite con Francia.

En el ámbito de la hoja predomina el modelado estructural labrado sobre los materiales detríticos paleozoicos, triásicos y cretácicos que constituyen el sustrato. Solamente en la zona occidental, en el valle del Ugarana, en el entorno de Urdax, es notable la presencia de morfologías con depósito correspondientes a aluvial y terrazas del río.

En el conjunto de la hoja es notable la presencia de frecuentes procesos de incisión de la red de menor orden, así como una regularización de vertientes bastante generalizada.

3.1. SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja de Urdax se sitúa, como ya se ha indicado, en la parte septentrional del territorio navarro, inscribiéndose en el dominio morfoestructural del Pirineo Occidental.

El conjunto del relieve axial pirenaico va progresivamente descendiendo hacia el Atlántico encontrándonos, en esta zona, realmente en la vertiente norte de esta zona axial, que viene definida por el Macizo de Aldudes-Quinto Real situado al Sur de la hoja.

Morfográficamente, la hoja se caracteriza por la presencia de un relieve más accidentado en la parte oriental en el que puede destacarse el vértice Lizartzu (793 m.), en la zona central de la hoja, y los relieves de Iguzki (839 m.) e Itsusi (698 m.) en la parte oriental. Presenta, en conjunto, una evolución general descendente en cotas hacia el Oeste, donde se ubica el valle del Ugarana, que es la zona de cota más baja (por debajo de los 100 m.)

El drenaje principal de la red fluvial en el ámbito de la hoja se efectúa hacia el Norte, siendo vertiente al río Nive, ya en territorio francés. Se trata de una red compuesta por

pequeños cauces y barrancos, entre los que solo cabe destacar, por ser algo más importante el río Ugarana, en la zona de Urdax.

3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

A nivel regional, la hoja de Urdax se enmarca dentro del dominio occidental pirenaico.

La hoja se encuentra ocupada, en su totalidad, por sedimentos predominantemente detríticos del Paleozoico (esquistos y cuarcitas) y Triásico (conglomerados, areniscas y arcillas), así como rocas volcánicas (ofitas), que presentan un intenso grado de alteración. También, en la zona de Urdax, se localizan sedimentos detríticos y carbonatados de edad cretácica.

Las morfologías de génesis estructural se localizan en relación con la composición litológica del sustrato, en el sentido que la presencia de niveles competentes, más resistentes a la erosión, propician la generación de formas, que pueden alcanzar una frecuencia y extensión notables y que, en general, son un reflejo de la disposición estructural de los materiales.

En el ámbito de la hoja son los materiales resistentes, sobre todo areniscas y cuarcitas, los principales responsables de la presencia de morfologías de génesis estructural.

Se han cartografiado las **crestas** y **frentes de cuesta**, relacionados con los niveles más resistentes a la erosión, así como las morfologías con resalte correspondientes a **líneas de capa**. Ocasionalmente se han cartografiado restos de **superficies estructurales degradadas** labradas a favor de zonas de niveles resistentes y con escaso o nulo buzamiento.

3.2.2. ESTUDIO DEL MODELADO

Se describen a continuación las principales formas del modelado, de origen exógeno, preentes en la hoja, agrupadas en función de su génesis.

3.2.2.1 FORMAS DE LADERA

Las vertientes, como formas de enlace entre los relieves elevados y las zonas deprimidas, constituyen una parte importante de la morfología del territorio, representando la zona de tránsito de agua y sedimentos hacia la red de drenaje.

En la hoja de Urdax, y condicionado por la disposición estructural de los materiales, es frecuente la presencia de un proceso bastante generalizado de regularización de vertientes, que dada su presencia generalizada no ha sido representado en la cartografía.

Si se han representado aquellas vertientes en las que el proceso es más eficaz y en las que las características topográficas han propiciado la presencia de acumulaciones tipo **coluvión** que no suelen alcanzar gran extensión.

Es importante destacar,asimismo, la presencia de áreas en las que se han reconocido **deslizamientos** de dimensiones hectométricas.

3.2.2.2 FORMAS FLUVIALES

Las morfologías con depósito de génesis fluvial que tienen mayor representación en la hoja son los **fondos de valle**, entre los que cabe destacar por su extensión el del río Ugarana en la zona occidental de la hoja.

En esta misma zona se han cartografiado dos niveles de **terrazas**, de escasa extensión, localizadas a +2 m y +10-12 m. sobre el cauce actual. Asociado a estas morfologías se han diferenciado los **escarpes** tanto de terrazas **colgadas** como **solapadas y/o encajadas**.

Otra morfología con depósito presente en el ámbito de la hoja, corresponde a los **conos de deyección** que se localizan a la salida de algunos barrancos.

La red fluvial de menor orden presenta un proceso generalizado de **incisión lineal**, sobre todo en los tramos altos.

Se han representado también en el mapa los **collados de divergencia fluvial** que marcan morfologías netas.

3.2.2.3 FORMAS POLIGENICAS.

Normalmente relacionadas con zonas de relieve más abrupto, se reconocen algunas morfologías residuales, de génesis poligénica, labradas sobre materiales más resistentes, que dan lugar a **rocas aisladas o pináculos rocosos**.

3.2.2.4 FORMAS ANTROPICAS

Por su relevancia local, se han representado en la cartografía, los huecos correspondientes a la actividad de explotación de explotación de las **canteras** localizadas en las cercanías de Urdax.

3.2.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En el capítulo de Estratigrafía, se incluye una breve descripción de los depósitos cuaternarios cartografiados en la hoja de Urdax. A continuación se describen estos materiales, agrupados en orden a su génesis y edad, expresando entre paréntesis la letra asignada en la leyenda del Mapa Geomorfológico.

3.2.3.1 GRAVAS, ARENAS Y LIMOS. TERRAZAS. (b, c). FLUVIAL.

Los escasos depósitos correspondientes a terrazas en la hoja de Urdax, se encuentran asociados principalmente al valle del Ugarana donde, como se ha indicado, se han

reconocido dos niveles.

Aunque la escasez de afloramientos de los materiales que las componen impiden una caracterización precisa de estos depósitos, puede señalarse que se trata de gravas de redondeadas a subesféricas, con cantos arenosos y carbonatados y con cementación escasa. Se le atribuye una edad holocena.

3.2.3.2 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES.(a) . LADERAS. HOLOCENO.

Aunque en el área es frecuente la movilización de los materiales a favor de las vertientes, se han diferenciado en la cartografía solamente aquellas zonas en las que el tapiz de residuos alcanza una mayor extensión y/o espesor.

Los coluviones, que se encuentran escasamente representados en el área de la hoja, están formados por cantos, angulosos y subangulosos, procedentes de las partes altas de la vertiente, englobados en una matriz abundante de limos y arcillas de tonos pardos y amarillentos. Su espesor puede superar los 4-5 m. en las zonas más distales del depósito.

Se han atribuido al holoceno.

3.2.3.3 GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS (FONDOS DE VALLE). CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA (CONOS DE DEYECCION) (i). FLUVIAL. HOLOCENO.

Asociados a algunos cauces se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle. Los más importantes, por espesor y desarrollo, corresponden al aluvial del Ugarana.

Están compuestos por gravas dominantes, con matriz arenosa y arcillosa. Su espesor es difícilmente cuantificable, pudiendo estimarse un valor general en torno a 1-2 m.

En las salidas de algunos barrancos, se han cartografiado morfologías correspondientes

a conos de deyección, formados por cantos, más o menos heterométricos y angulosos, englobados en una abundante matriz arcillosa y limosa. Su espesor, en las zonas más distales, puede alcanzar los 2-3 m.

Su edad es holocena.

3.3.EVOLUCION DINAMICA

El registro morfológico más antiguo existente en la hoja de Urdax, está constituido por las formas estructurales que conforman la arquitectura principal del paisaje.

Por conocimiento regional, puede considerarse que la exhumación definitiva del relieve debió producirse, aproximadamente, en el Oligo-Mioceno que fué, por tanto, el momento del comienzo de la generación del relieve actualmente observable.

A partir del Pleistoceno se produce, en zonas próximas (hoja de Maya de Baztán, al Sur) el depósito de morfologías de glaciares. En el ámbito de esta hoja solamente se han reconocido depósitos de terrazas fluviales que corresponderían al Pleistoceno más reciente y al Holoceno.

En el Holoceno se generalizan los procesos de acumulación de ladera y de erosión y depósito de la red fluvial que, por otra parte, ya debió ser activa desde los primeros estadios de generación del relieve.

Esta actividad, que se mantiene en la actualidad, acompañada por los procesos de disgregación mecánica y de movimiento en ladera, continúa el proceso de modelado del relieve del área.

3.4.MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.

Los procesos de erosión, ligados a la dinámica fluvial, junto a los de movilización y

acumulación en ladera, aparecen como los más activos en la actualidad en la hoja de Urdax

La zona presenta, en general, escasa cobertera vegetal, por lo que debe estimarse que los procesos potencialmente activos puedan desarrollarse con mayor eficacia. Por ello, y con objeto de minimizar las consecuencias de la actividad de estos procesos se recomienda favorecer, en lo posible, el desarrollo de una cobertera vegetal de protección, bien a nivel forestal o de cultivos.

En cualquier caso, y en la situación actual, deben considerarse como procesos potencialmente activos y generadores, por tanto, de riesgo en el desarrollo y ejecución de la obra pública, la movilización en ladera y los procesos relativos a la dinámica fluvial.

4.- HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica del sector Vasco de la Cadena Pirenaica donde se encuadra la zona de estudio es muy compleja, tanto por el gran número de formaciones existentes, como por la complejidad de su evolución tectónica que llega hasta etapas muy recientes.

A grandes rasgos pueden diferenciarse dos grandes ciclos orogénicos, que a su vez comprenden varias fases, lo que complica la reconstrucción de la evolución histórica.

Las formaciones más antiguas que afloran en este sector pertenecen al Ordovícico, con unos 1.500 m de potencia, constituido por sedimentos detríticos, representados en la base por cuarcitas en bancos potentes, sobre las que se sitúan unas alternancias de cuarcitas y esquistos, para terminar en una serie eminentemente pizarrosa. En conjunto el Ordovícico constituye una megasecuencia que representa la evolución desde facies de plataforma somera en la base a sedimentos marinos de cierta profundidad a techo, disposición que continuará durante el Silúrico.

A partir del Devónico inferior la sedimentación se hace más variada tanto en la vertical como en la horizontal, con cambios bruscos de facies y potencias, lo que hemos interpretado como debidos a una fase de movimientos en la vertical que provocarían la formación de unas zonas elevadas y otras hundidas. Es en este contexto donde tuvo lugar la sedimentación durante el Devónico. En una primera etapa (durante el Gediense-Siegeniense) se crea un alto relativo en el sector SO y una zona deprimida hacia el norte, donde se depositarían las facies detríticos-pelíticas de la base del Devónico, en otros sectores en las zonas elevadas, la sedimentación es más carbonatada, calizas de Encrinos.

Durante el Siegeniense-Emsiense los aportes detríticos van perdiendo importancia hacia el techo de la serie, reflejando por una parte el relleno de las zonas deprimidas y por otra el desbordamiento sobre las zonas elevadas.

Durante la mayor parte del Devónico medio predomina una sedimentación de tipo pelágico. En el Devónico superior, en los sectores situados al norte (Cinco Villas), este régimen continua, mientras que hacia el sur se instaure una sedimentación más variada con aportes detríticos de tipo turbidítico, acompañado de manifestaciones eruptivas y con episodios carbonatados que continua durante el Carbonífero inferior.

En el Carbonífero superior las facies detríticas de origen continental anuncian los primeros movimientos de la orogenia hercínica.

El Pérmico representa una etapa de relleno de pequeñas cuencas muy subsidentes con facies continentales a litorales. Estas cuencas están limitadas por los accidentes tardihercínicos, y separadas entre sí por umbrales con sedimentación nula o escasa. Algunos de estos accidentes presentan una actividad volcánica básica asociada, como ocurre en la hoja de Maya de Baztán (66-III).

El inicio del Triásico (facies Buntsandstein) supone la homogeneización de las cuencas pérmicas y la expansión de la sedimentación detrítica sobre el zócalo hercínico. En conjunto, el Buntsandstein dibuja una megasecuencia granodecreciente producida bajo condiciones climáticas áridas.

La facies Muchelkalk supone un episodio marino transgresivo, con sedimentación carbonatada, que da paso durante el Keuper de nuevo a ambientes litorales someros de tipo "sebhka".

El Triásico supone una etapa de estabilidad tectónica previa al inicio de la fase de "rifting" del orogeno pirenaico, la cual comienza en el Jurásico.

Al finalizar el Jurásico los movimientos que dan origen a la fracturación N-50°E, son los responsables de la erosión de los relieves recién constituidos, de la laguna estratigráfica existente en la base del Cretácico Inferior y de las discordancias existentes durante parte del Cretácico superior.

Los movimientos orogénicos más importantes en esta fase van asociados a la traslación sinistral de la falla nord-pirenaica, que origina una zona elevada (macizo de Aldudes), una zona de flexura inestable (Mendibelza), y hacia el norte una zona deprimida subsidente de orientación Este-Oeste.

En esta disposición tiene lugar la sedimentación de los materiales cretácicos marcados por la transgresión Albiense Cenomaniense. En el macizo de Aldudes se origina una plataforma marina somera, mientras que en la flexura de Mendibelza se depositan brechas intraformacionales, y en la zona de cuenca los depósitos turbidíticos, con presencia de olistolitos procedentes de los bordes.

Esta disposición continúa durante el Cretácico superior, con episodios de mayor o menor actividad de la flexura del Medibelza.

Durante el Turoniense y parte del Coniaciense se registra un episodio regresivo al que sigue una etapa uniforme durante la sedimentación del Santoniense inferior.

Durante el Santoniense superior la flexura de Mendibelza se reactiva, creandose en la zona un régimen litoral con aportes detríticos, para continuar con episodios de sedimentación carbonatada con rellenos de las áreas deprimidas que igualaría los relieves y para finalizar se instala un régimen pelágico sin apenas aportes detríticos.

Este régimen de mar abierto con facies homogéneas de tipo pelágico continúa durante el inicio del Terciario.

Durante una parte del Paleoceno, la cuenca de sedimentación se individualizó en varias subcuencas, pasando progresivamente a una única cuenca que ocuparía este sector.

Una nueva fase situada en el Eoceno medio da lugar a la formación de grandes relieves contituidos por los materiales paleozoicos.

Después de una primera fase, tiene lugar el rejuego de la falla nord-pirenaica y el accidente profundo N 40°-60°E que provoca una torsión de las escamas de la primera

fase.

5.- GEOLOGIA ECONÓMICA

5.1.RECURSOS MINERALES

En la hoja de Urdax (66-I), solamente se encuentran activas, aunque de forma intermitente, dos canteras que benefician los materiales del cretácico en facies arrecifal en la zona del Monte Argandoiti, en las proximidades de la población de Urdax.

Existe otra explotación, actualmente abandonada, que aprovechaba los mismos materiales y en la misma zona. Por otra parte, en los afloramientos de materiales devónicos, se hallan citados una serie de indicios correspondientes a paragénesis metálicas de oro, plata, monacita, scheelita y barita que no han sido objeto de explotación conocida.

5.2.HIDROGEOLOGIA

5.2.1. INTRODUCCION

Las hojas 1:50.000 de Maya de Baztan y Valcarlos, no presentan gran interés en orden a sus recursos de agua subterránea. La naturaleza litológica de los materiales que componen el sustrato, predominantemente esquistos, cuarcitas y areniscas de edad paleozoica y triásica provoca la presencia de abundantes acuíferos, pero de escasa entidad, y repartidos de forma irregular. Solamente los materiales carbonatados del Cretácico, aflorantes en la zona septentrional, y las dolomías y magnesitas paleozoicas, al Sur, pueden llegar a constituir acuíferos de cierto interés.

En 1975, la Comunidad Foral puso en marcha el Proyecto Hidrogeológico de Navarra, que en dos fases, se prolongó hasta 1983. Este estudio permitió definir, dentro del Territorio Foral, once unidades hidrogeológicas, y conocer sus principales características y parámetros hídricos.

Teniendo en cuenta que las características hidrogeológicas del territorio no se circunscriben exclusivamente al ámbito de un cuadrante, se realizará en este capítulo una descripción general, incluyendo una explicación detallada de los manantiales que se localicen en cada cuadrante.

5.2.2. CLIMATOLOGIA E HIDROLOGIA

El área comprendida en el ámbito de las hojas se incluyen en la zona que, dentro del territorio foral, presenta valores más elevados en cuanto a pluviosidad. Las precipitaciones medias se sitúan por encima de los 1.500 mm. anuales y, localmente, alcanzan los 2.000 mm. El régimen de humedad puede, por tanto, considerarse como muy húmedo.

Hidrologicamente, las hojas de Maya de Baztán y Valcarlos se incluyen en la Cuenca Norte (subcuenca del Bidasoa)

5.2.3. GEOLOGIA Y ESTRUCTURA

Las hojas 1:50.000 de Maya de Baztán y Valcarlos quedan integradas dentro de la Unidad Hidrogeológica Norte, constituida por materiales paleozoicos y triásicos que forman los macizos de Aldudes-Quinto Real. Los primeros son, fundamentalmente, esquistos, pizarras y cuarcitas, con tramos de calizas, dolomías y magnesitas. Los segundos son conglomerados, areniscas y arcillas.

En toda el área, existe una zona de alteración superficial, que puede tener importancia, provocada por las condiciones climáticas y la abundante cobertera vegetal existente.

5.2.4. PRINCIPALES ACUIFEROS

Como consecuencia de la diversidad litológica y de la importante tectónica existente, que compartimenta de forma notable el territorio, se localizan abundantes acuíferos, en general poco importantes, repartidos por toda la unidad.

Normalmente, responden a dos tipos genéricos; el primero, formado por acuíferos superficiales, localizados a favor de zonas de alteración, que juega un papel importante en la retención de las aguas de lluvia. Son drenados por pequeños manantiales de circulación hipodérmica que se localizan en los fondos de los valles y en las laderas.

Existe otro tipo de acuíferos formado por calizas, dolomías y areniscas con permeabilidad por fisuración y que, debido a la estructura y litología, forman pequeños acuíferos compartimentados y aislados unos de otros. Como los anteriores, se alimentan a partir de las aguas de lluvia, y descargan por numerosos manantiales.

Posiblemente, el más importante es el formado por las calizas, dolomías y magnésitas del Carbonífero en la zona de Eugui. Se trata de un acuífero de permeabilidad media en una zona de elevada pluviometría y drenado por un buen número de manantiales y por los cauces que, como el río Arga, lo surcan.

Las aguas de la Unidad hidrogeológica Norte, suelen ser de mineralización débil y blandas, salvo las de acuíferos carbonatados, que son de dureza media y mineralización ligera. Por su composición, son bicarbonatadas cálcicas o magnésicas, y su variación en la composición química con el tiempo, no es significativa.

5.2.5. PRINCIPALES MANANTIALES

En la hoja 1:50.000 de Maya de Baztán todos los manantiales inventariados presentan caudales muy bajos, inferiores a 10 l/seg., que proporcionan exclusivamente abastecimientos a particulares o pequeñas mancomunidades. Solo cabe destacar, en orden a su caudal, el manantial de Fuente Hermosa, en Elizondo, que tiene aforados 20 l/seg.

6.- BIBLIOGRAFÍA

BEUTHER, A.; KNEUPER-HAACK, F.; MENSINK, H. Y TISCHER, G.- (1966). “El Jurásico y el Wealdense en el NE de España”. Inst. Federal de Investigaciones Geológ. y Servicios Geológ. Regionales de la República Federal Alemana.

BOER, H.U. DE, y MOHR, L. (1966).- “Zum magmatismus im Aldudes-Quinto Real Massiv, in dem Spanischen West pyrenäen”. Clausthal-Zellerfed.

BOER, H.U. de; H.F. KRAUSSE; K. MOHR; R. MÜLLER; A. PILGER, y H. REQUADT (1971). “La région de magnésite d'Eugui dans les Pyrénées Occidentales espagnoles-une explication de la carte géologique”. Actes VI Congrès Inter., Etudes Pyrénéennes, Bagnères-de-Bigorre, 18, 22. Sept. 1971 (im Druck). Toulouse, 1973.

BOER, H. U. (1954). “Phase de plissement dans les Pyrénées basques orientales”. C.R. 19° Sess., Congrès géol. Intern. Alger., 1952, sect. XIII, fas. XIV, pp. 143-164, 2 figs., 1 pl., Alger.

BOISSONNAS, J.; LE POCHAT, G.; THIBAUT, C. Y BERNATZKY, M. (1976). “Notice explicative de la feuille Iholdy”. S.G.R. Aquitaine - Poitou - Charentes. Paris.

CAMARA P. Y KLIMOWITZ, J.- (1985).- “Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica”. Estudios Geológicos nº 41, pp. 391-404.

CAMPOS, J.- (1979).-” Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del río Bidasoa”. Rev. MUNIBE. Soc. Ciencias Aranzadi. T. 31. pp. 3-139.

CASTERAS, M. y SOUQUET, P. (1965).- “Sur la constitution et sur la stratigraphie du revêtement crétacé du massif de Mendibelza (Pyrénées occidentales)”. C. R. Somm. Soc. Géol. France, 1965, 7, pp. 225-226, Paris.

CASTERAS, M. y SOUQUET, P. (1966). “Sur les accidents de la couverture de la

zone primaire axiale au Sud du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)". C.R. Somm. Soc. Géol. France, 1966, 9, pp. 368-369, 1 fig., Paris.

CASTERAS, M.; M. FREY, y J. GALHARAGUE (1967).- "Sur le terrains paléozoiques et sur la structure du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)". C.R. Acad. Sc., 264, Sér. D, pp. 1.677-1.682, 1 fig., Paris.

CIRY, R. (1951).- "Observations sur le Crétacé de la Navarre espagnole au nord-ouest de Pamplone". C.R. Acad. Sc., 233, pp. 72-74, Paris.

CIRY, R. ; M. AMIOT, y P. FEUILLE (1964). "Les transgressions crétacées sur le massif d'Óroz-Betelu (Navarre espagnole)". Bull. Soc. Géol. France, 5 sér., 5, pp. 701-707, Paris.

DAMESTOY, G. (1961). "Esquisse tectonique du massif des Aldudes -Quinto Real (Basses-Pyrénées)". C.R. Soc. Géol. France, 4, pp. 86-89.

DAMESTOY, G. (1961).- "Etude de la série dévonienne de la vallée de Quintua (Basses Pyrénées)". C.R. Soc. Geol. France n° 3. pp. 75-77.

DESTOMBES, J.P. (1965). "Paleogéographie du Devonien des Pyrénées françaises". Rapp. Int. B.R.G.M. (Inedit).

DESTOMBES, J.P., y C. GUIRAUDIE (1965).- "Tectonique et formations paléozoiques de la région d'Iraty, Massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)". Actes 4° Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes Pau-Lourdes, 11, 16 sept., 1962, I (1), pp. 43-48, 2 fig., Toulouse.

EWERT, F.K. (1964). "Geologie des Südteiles des Baskischen Pyrenäen". Diss. Univ. Münster, 223 p., Münster.

FEUILLEE, P. (1962). "Contribution a la connaissance du Cretacé moyen du nord et de

l'ouest de la Navarre espagnole". L. Geologie Sorbone.

FEUILLEE, P. (1962). "Observation sur la Cretace moyen du bassin de Vera-Sare-Ainhoa (Basses Pyrénées et Navarre espagnole)". C.R. Soc. Géol. France. Fas. 5, p. 138

FEUILLEE, P. (1964). "Sur l'âge cénomanien des calcaires à Caprines de Pyrénées Basques occidentales". C.R. Somm. Géol. France, fasc. 2, pp. 90-82.

FEUILLEE, P. (1970). "Y-a-t-il des flysch Pyrénéens?". Bull. Soc. Géol. France, vol. 12, n° 4, pp. 603-611.

FEUILLEE, P., y SIGAL, J. (1965). "Presencia de un nivel con Globotruncana helvética Bolli (Turonense) en la región vasco cantábrica". Not. y Com. IGME, n° 80, pp. 85-90.

FEUILLEE, P. y SIGAL, J. (1965). "La transgression du Cretacé Superior ("Flysch Nord-Pyrénéens") sur le Massif des Cinco-Villas (Pyrénées Basques)". Bull. Soc. Géol. France, t. VII, pp. 45-55.

FEUILLEE, P., y RAT, P. (1970). "Le déplacement du matériel bioclastique et l'importance des extraclastes (exemples dans le Crétacé pyrénéo-cantabrique)". Ext. Du C.R. Somm. des Séan. de la Soc. Géol. France, fascicule 2, p. 60.

FEUILLEE, P., y RAT, P. (1971). "Structures et paleogeographies pyrénées-Cantabriques". Histoire Structurale du Golf de Gascogne, V. 1-1, a V. 1-48, tome 2, technip.

FROUTE, J.Y. (1988). "Le rôle de l'accident D'estella dans l'histoire géologique Cretacé supérieur à Miocène des Navarra-Alavais". These. Université de Pau.

GARCÍA, A.; VALLE, J. (1997). "Mapa geológico de Navarra 1:200.000. Memoria". Sev. Obras Publ. Gob. Navarra, pp. 1-142.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1950). "La magnesita de Eugui (Navarra)". Bol Soc. Esp.

Hist. Nat. Madrid, 48, pp. 67-70.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1950). “La magnesite (giobertite) de la haute vallée de l'Árga (Pyrénées de la Navarre espagnole) et de Úrepel (Basses-Pyrénées)”. C.R. Acad. Sc., 231, pp. 1.521-1.522, Paris.

GUBLER, Y.; M. CASTERAS; R. CIRY, y P. LAMARE (1947).- “Sur l'âge des poudingues dits de Mendibelza dans le bassin du Laurhibar, au Sud-Est de Mendive (Basses-Pyrénées)”. C.R. Som. Soc. Géol. France, 1947, 16, pp. 329-330. Paris.

GUBLER, Y.; y D. SCHNEEGANS (1948).- “Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant les temps crétacés (Crétacées Inférieur)”. C.R. Somm. Soc. Géol. France, 1948, pp. 130-131, Paris.

HEDDEBAUT, C. (1965). “Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées)”. Bull. Soc. Géol. France (7), VII, pp. 631-639.

HEDDEBAUT, C. (1967). “Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées)”. C.R. Somm. Des Séan. De la Soc. Géol. France, fasc. 7, p. 280.

HEDDEBAUT, C. (1967). “Découverte dun Westphalien á plantes dans les Pyrénées basques francaises”. C.R. Somm. Des Séan. de la Soc. Géol. France, fasc. 3, p. 81.

HEDDEBAUT, C. (1970). “Sur l'âge des formations paléozoiques du massif des Cinco-Villas (Pays basque espagnol)”. C.R. Somm. Soc. Géol. France, fasc. 6, pp. 205-207.

HEDDEBAUT, C. (1973). “Etudes Géologiques dans les Massif Paléozoiques basques”. Thèse. Université des Sciences et Techniques de Lille. France.

JUCH, D. (1970). “Das variszikum von Maya del Baztán (spanische West-pyrenäen)”. Tesis de Diploma (no publicada), Geol. Inst. T.H. Claustahl.

JUCH, D., y SCHÄFER, D. (1971). "L'Hercynien de Maya et de la vallée d'Árizakun dans la partie orientale du massif de Cinco Villas (Pyrénées Occidentales d'Espagne)". Acta VI Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes Bagnères de Bigorre, 18-22 Sept. 1971 (en prensa).

KLARR, K. (1971). "Der geologische Bau des südöstlichen Teiles vom Aldudes-Quinto Real-Massiv (spanische Westpyrenäen)". Clausthal Geol. abh. 11, 184 s., 42 Abb., 1 Tal., 16 Bell, Clausthal-Zellerfeld.

KRAUSSE, H.F. (1971). "The tectonical Evolution of the Western Pyrénées". Bagnères de Bigorre, 18-22 Sept. 1971.

KRAUSSE, H.F. (1973). "Strukturkarte und Achsenkarte der kleinfalten im Devon V. Karbon mit Permo-triassischen Deckgebirge zwischen Echalar V. Mugaire-Oronoz (östeiches Cinco Villas Massiv)" aus "Über den geologischen Ban variscischer Massive und ihrer alpidischen Mantelschichten in den baskischen Pyrenäen". Habil-Schrift, Fak. Natur. - V - geistes wiss. Techn. Univ. Claushtal, VI + 2175 75 abb., 4 tab., 5 strukturkarte i. D. Aulage, Clausthal-Zellerfeld.

KULLMANN, J. (1970). "Oberdevonische und karbonische Goniatiten Faunen in den Spanischen Westpyrenäen." Clausthaler Geol. Abh., H. 12 (In Vorbereitung), Mskript. 14s., b.d. Redaktion eingegangen 7. Sept.

LAMARE, P. (1936). "Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne". Mém. Soc. Géol. France (N.S.) 12, 27, 464 p., 305 figs. 7 pls., 1 carte géol. au 1:200.000 Paris.

LAMARE, P. (1943). "Les roches intrusives anté-hercyniennes des Pyrénées basques d'Espagne". Bull. Soc. Francaise Minér., 66 (1-6), pp. 337-370, Paris.

LAMARE, P. (1946). "La terminaison orientale du massif des Aldudes, aux environ d'Árgégur (Rev. de la feuille de Saint Jean Pied de Port au 1:80.000)". Bull. Carte Géol.

France, 45, 216, pp. 265-305, 4 figs., 4 pls., Paris, 1946.

LE MAITRE, D., y C. HEDDEBAUT (1962).- “Découverte d’un gisement à Gastrocrinus dans le Dévonien Inférieur des Aldudes (Basses-Pyrénées)”. C.R. Acad. Sc. , 254, Sér. D., 13, pp. 2.399-2.400, 1 fig., Paris.

LE POCHAT, G.; LENGUIN, M.; NAPIAS, J.C.; THIBAUT, C.; ROGER, P. y BOIS, J.P. (1976). “Notice explicative de la feuille S. Jean de Pied-de-Port”. SGR. Aquitaine-Poitou-Charentes. Paris

MAILLARD, P. (1966).- “Etude géologique et métallogénique de la région de Valcarlos (Navarra). Thèse Doct. 3^o Cycle, Fac. Sc. Univ. Paris, 108 p., 17 figs., 1 carte géol., au 1/20.000, Paris (non publiée).

MARTÍNEZ TORRES, L. (1989).” El Manto de los Mármoles (Pirineo occidental)”. Tesis. Universidad del País Vasco.

MIROUSE, R., (1966). “Recherches géologiques dans la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées”. Thèse Doct. Sc. Nat., 2 t, 672 p., 16 pls. 135 figs., 2 cartes, Toulouse, 1962; Mém. Carte Géol. France, 451 p., 122, figs. 16 pls, Paris.

MULLER, D. (1969). “Perm und Trias im Valle del Baztán (spanische Westpyrenäen)”. Dissertation, Fak. Natur. U. Geisteswiss. T.U. Clausthal, 128, 15 Abb., zahlr. Profiltaf, u. 2 geol. karten, Clausthal-Zellerfeld.

MULLER, D. (1973). “Perm und Trias im Valle del Baztán-ein Beitrag zur Stratigraphie und Palaeogeographie der spanischen West-pyrenäen”. N.Jb. Geol. Palaeont., Abh. 142, 1, s. 30-43, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

MOHR, R. Y PILGER, A. (1965). Das Nord-Süd-streichende Lineament von Elizondo in den westlichen Pyrenäen. Geol. Rdsch., 54 (1964), 2, s. 1044-1060, 7 Abb., Stuttgart.

REQUADT, H. (1972). "Zur Stratigraphie und Fazies des Unter-und-Mittelde-vons in den spanischen Westpyrenäen". Unversf. Diseser., Fak. Natur. U. Geistes. Techn. Univ. Claust. 170s., 40 Abb. 1 Taf., Clsusthal-Zellerfed, 1971, und in: Clasutha. Geol. Abh. 13, 113 s., 40 Abb., 1 Taf., Clausthal-Zellerfed, 1972.

REQUADT, H. (1973). "Apercu sur la Stratigraphie et le facies du Devonien Inférieur et moyen dans les Pyrénées occidentales d'Espagne". Actes VI Congrès Int. Etudes Pyrénéenes. Bagnères de Bigorre, 18-22 sept., 1971, Toulouse.

SCHÄFER, D. (1970). "Das Westpyrenäenpaläozolkum in südlichen Arizcun-Tal, Valle del Baztán, Spanien". Diplomarbeit Geol., Inst., t. V, Clausthal.

SOUQUET, P. (1966). "Nouvelles observations sur le revêtement crétaee des Massifs des Aldudes et de Mendibelza (Pyrénées basques)". C.R. Acad. Sc., 262, Sér. D. Pp. 2.413-2.434, 2 figs., Paris.

VOELTZ, H. (1964). "Zur Geologie der Pyrenäiden im nordwestlichen Navarra. Spanien". Diss. Westfälischen landesuniversität (Münster).

WALGENWITZ, R. (1976). "Etude petrologique des roches intrusives du trias, des eailles du socle profond et gites de clhorite de la region d' Elizondo (Navarre. Espagne)". These de l'Universite de Besancon, pp. 172.

WIRTH, M. (1967). "Zur Gliederung des höheren Palaeozoikums (Givet Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenaen) mit Hilfe von Conodonten". N. Jb. Geol. Paläeonto., Abh. 127, 2, s. 179-244, 14 Abb., 2 Tal., 4 Taf., Stuttgart.