

HOJA 66 - III (MAYA DE BAZTÁN)

INDICE

INDICE

Pags.

0.- INTRODUCCIÓN 1

1.- ESTRATIGRAFÍA 3

1.1. PALEOZOICO 3

1.1.1. Ordovícico 3

1.1.1.1 Esquistos negros con niveles cuarcíticos. Unidad 3. Ordovícico inferior 3

1.1.1.2 Cuarcitas alternantes con esquistos. Unidad 4. Ordovícico inferior-medio
4

1.1.1.3 Esquistos azulados. Unidad 5. Ordovícico inferior- medio. 4

1.1.1.4 Cuarcitas blancas. Unidad 6. Ordovícico medio. 5

1.1.1.5 Esquistos cuarcíticos negros con orthis plicata. Unidad 7. Ordovícico
superior 5

1.1.2. Silurico 6

1.1.2.1 Esquistos epimetamórficos con intercalaciones de dolomías, calizas y cuarcitas. Unidad 8. Esquistos de Anzábal. Wenlockiense-Ludlowiense 6

1.1.3. Devónico 7

1.1.3.1 Esquistos, areniscas, dolomías y calizas. Unidad 9. Gedinense-siegeniense.
7

1.1.3.2 Esquistos ferruginosos, dolomias y areniscas. Unidad 10. Siegeniense superior-
Emsiense superior 8

1.1.3.3 Calizas, margas, areniscas y esquistos. Unidad 11. Emsiense superior 10

1.1.3.4 Esquistos arenosos alternantes con areniscas. Niveles lenticulares de calizas.
Unidad 12. Emsiense superior-frasniense inferior 11 **1.1.4.**

Devónico-Carbonífero 12

1.1.4.1 Alternancia de esquistos y grauwacas. Unidad 13. Silexitas. Unidad 14.
Calizas. Unidad 15. Fameniense superior-westfaliense 12 **1.1.5.**

Pérmico 14

1.1.5.1 Brechas carbonatadas, arenas y limolitas. Unidad 16. Pérmico inferior 14

1.1.5.2 Arcillas, areniscas y conglomerados rojizos. Unidad 17. Basaltos. Unidad 18.

	Pérmico superior	15
1.1.6.	Triásico	16
1.1.6.1	Conglomerados y areniscas rojas. Unidad 19. Facies buntsandstein. Triásico inferior	16
	1.1.6.2 Areniscas rojas con intercalaciones de lutitas. Unidad 20. Facies buntsandstein. Triásico	17
	1.1.6.3 alternancias de areniscas y lutitas rojas. Unidad 21. Facies buntsandstein. Triásico	18
	1.1.6.4 Arcillas rojas y verdes con costras carbonatadas. Unidad 22. Facies buntsandstein. Triásico	19
	1.1.6.5 Calizas dolomíticas, dolomías y brechas calcáreas. Unidad 23. Facies muschelkalk. Triásico	19
1.1.6.6	Arcillas versicolores con niveles yesíferos. Unidad 24. Facies keuper. Ofitas. Unidad 2. Triásico	20
1.2.	CUATERNARIO	21
1.2.1.	Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis y glacis degradados (29 y 30). Pleistoceno	21
1.2.2.	Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (33). Cantos con escasa matriz. Canchales (34). Holoceno	22
1.2.3.	Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (31). Terrazas (28). Cantos, Limos y arcillas. Conos de deyección (32). Holoceno	22
1.2.4.	Cantos en matriz limoarcillosa. Depósitos aluvial-coluvial (35). Holoceno	23
2.-	TECTÓNICA	24
2.1.	TECTÓNICA REGIONAL	24
2.2.	DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS	27
3.-	GEOMORFOLOGÍA	31
3.1.	SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA	31
3.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	32

Pags.

3.2.1. Estudio morfoestructural	32
3.2.2. Estudio del modelado	33
3.2.2.1 Formas de ladera	33
3.2.2.2 Formas fluviales	34
3.2.2.3 Formas poligénicas	35
3.2.3. Formaciones superficiales	36
3.2.3.1 Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis y glacis degradados (j, k, l). Poligénico. Pleistoceno	36
3.2.3.2 Gravas, arenas y limos. Terrazas (b, c, d, e, f, g, h). Fluvial	37
3.2.3.3 Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones. Cantos de escasa matriz. Canchales (2). Laderas. Holoceno	37
3.2.3.4 Gravas, arenas y arcillas (fondos de valle). Cantos en matriz limoarcillosa (Conos de deyección) (i). Fluvial. Holoceno	38
3.2.3.5 Cantos en matriz limoarcillosa. Depósitos aluvial-coluvial (m). Poligenico. Holoceno	39
3.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA	39
3.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	40
4.- HISTORIA GEOLÓGICA	41
5.- GEOLOGÍA ECONÓMICA	45
5.1. RECURSOS MINERALES	45
5.2. HIDROGEOLOGÍA	45
5.2.1. Introducción	45
5.2.2. Climatología e hidrología	46
5.2.3. Geología y estructura	46
5.2.4. Principales acuíferos	46
5.2.5. Principales manantiales	47
6.- BIBLIOGRAFÍA	45

**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.**

JOSÉ IGNACIO RAMIREZ MERINO:

Cartografía Geológica y Memoria.

TECNA

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

ASESORES:

MATEO GUTIERREZ ELORZA

COORDINACIÓN:

ESTEBAN FACI

JAVIER CASTIELLA

0.- INTRODUCCIÓN

La Hoja 1:25000 de Maya de Baztán (66-III) se encuentra situada en la zona más septentrional de la C.A. de Navarra, siendo fronteriza con Francia. Comprende el territorio entre los meridianos 1°31'10" y 1°21'10" y los paralelos 43°10'04" y 43° 15'04" respectivamente.

Geológicamente se sitúa en el extremo occidental 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 Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero, Pérmico y Triásico, aparte de los escasos tanto en extensión como en espesor depósitos del Cuaternario.

La deformación que han sufrido los materiales hercínicos se caracteriza por el desarrollo de pliegues de dirección dominante N-S y vergencias hacia el O, además de por la superposición de la sucesión ordovícico-devónica sobre los materiales del Devónico superior-Carbonífero en distintas escamas. La tectónica alpina se caracteriza en este sector por el desarrollo de diversas láminas cabalgantes con dirección de transporte hacia el S.

Los principales trabajos que se han ocupado de la compleja geología de la zona, realizados 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.

La zona, por lo tanto, tiene una complicada orografía, montañosa y abrupta. Las cotas más altas son los Montes Gorramendi (1071 m), Otanarte (1064 m) e Iparla (1049 m), este último situado en la misma frontera.

Hidrográficamente, toda la hoja es tributaria del mar Cantábrico. El principal colector

es el río Baztán, el cual nace en la vertiente occidental del puerto de Izpegui y sigue una trayectoria sensiblemente O-E paralela al borde S de la misma, para a la altura de Aritzcun tomar un sentido claramente N-S. Tiene como tributario al arroyo de Amaiurko, el cual nace en las proximidades del puerto de Otxondo. Otros cauces, tales como los arroyos de Aritzakungo y Urritzateko presentan recorridos S-N, atravesando la frontera para desaguar en Francia.

La población que habita en la hoja no es muy abundante. Los principales núcleos son Maya de Baztán-Amaiur, Aritzcun y Erratzu, existiendo también otras pequeñas aldeas con escasas decenas de habitantes así como alguna población dispersa por los numerosos caseríos aislados.

Las principales fuentes de recursos son la ganadería, básicamente vacuno y algo de ovino, la agricultura y el aprovechamiento forestal. En los últimos años, se ha producido el desarrollo del sector turístico, siendo muy frecuentes los alojamientos rurales en antiguos caseríos y casas de labor.

1.- ESTRATIGRAFÍA 1.- ESTRATIGRAFÍA

1.1. PALEOZOICO 1.1. PALEOZOICO

1.1.1. ORDOVÍCICO 1.1.1. ORDOVÍCICO

Los terrenos ordovícicos tienen una escasa representación en el sector navarro de la Hoja de Maya de Baztán. Sin embargo, se extienden ampliamente por el valle de la Gave de Nive, en el macizo de los Aldudes, justo a partir de la frontera con Francia.

1.1.1.1 ESQUISTOS NEGROS CON NIVELES CUARCÍTICOS. UNIDAD 3. ORDOVÍCICO INFERIOR.

.1.1.1 ESQUISTOS NEGROS CON NIVELES CUARCÍTICOS. UNIDAD 3. ORDOVÍCICO INFERIOR.

Afloran al E del puerto de Izpegui, en dirección a St. Etienne de Baigorri.

Están formados por esquistos bastante limosos, de colores negros o grises muy oscuros, en ocasiones con cierto contenido en sericita que les hace tomar un tono plateado brillante sobre todo hacia la base. Presentan diversas intercalaciones de cuarcitas, generalmente de poco espesor y escasa continuidad lateral, así como intercalaciones milimétricas de arenas que originan lineaciones características sobre los planos de esquistosidad.

El espesor del conjunto es difícil de evaluar, al no aflorar la base de la unidad, pero puede cifrarse en unos 400 a 500 m.

Se interpretan como sedimentos de génesis marina somera, con desarrollo de facies de baja energía (lagoon) y pequeñas barras submareales.

La unidad presenta características azoicas, aunque por consideraciones de tipo regional se le atribuye una edad Ordovícico inferior, sin descartarse la posibilidad de que su parte basal pudiera ser Cámbrico (HAMMAN, 1982).

1.1.1.2 CUARCITAS ALTERNANTES CON ESQUISTOS. UNIDAD 4. ORDOVÍCICO INFERIOR-MEDIO.

.1.1.2 CUARCITAS ALTERNANTES CON ESQUISTOS. UNIDAD 4. ORDOVÍCICO INFERIOR-MEDIO.

La presente unidad cartográfica se localiza también en la parte E de la Hoja, en el sector francés. Recibe los nombres informales de formación cuarcítica inferior y esquistos intermedios (LE POCHAT, 1968).

Está formada por un conjunto cuarcítico en la base de 250-300 m de espesor. Las capas son de potencia métrica, con ocasionales juntas esquistosas. Presentan tonos claros y contienen pistas bilobadas.

Por encima se dispone una serie formada por esquistos gris-azulados, que incluyen pequeños niveles de areniscas cuarcíticas. Su potencia alcanza los 250-300 m, y sobre ellos se sitúa un nuevo nivel cuarcítico con otros 250 m de espesor, con capas de espesor métrico separadas por navales pizarrosos.

El conjunto de la unidad se atribuye a sedimentos de plataforma somera siliciclástica con desarrollo de un sistema de barras submareales (niveles de naturaleza cuarcítica) que evoluciona hasta condiciones de plataforma externa (nivel esquistoso intermedio).

Aunque la escasa presencia de restos fósiles, reducidos a algunas pistas de bilobites, no permite la datación precisa de la unidad, se le asigna una edad Ordovícico Inferior-Medio por su posición estratigráfica.

1.1.1.3 ESQUISTOS AZULADOS. UNIDAD 5. ORDOVÍCICO INFERIOR- MEDIO. .1.1.3
ESQUISTOS AZULADOS. UNIDAD 5. ORDOVÍCICO INFERIOR- MEDIO.

Esta unidad se sitúa en el mismo sector que las anteriores.

Está formada por unos 200 m de esquistos ligeramente limosos, de tonos azulados en fresco y rojizos o violáceos por alteración. Son asimismo frecuentes las improntas de

Helmintoides en la superficie de las capas.

Corresponden a sedimentos de plataforma externa abierta, y su edad se atribuye al Ordovícico Inferior-Medio por su posición estratigráfica.

1.1.1.4 CUARCITAS BLANCAS. UNIDAD 6. ORDOVÍCICO MEDIO..1.1.4 CUARCITAS BLANCAS. UNIDAD 6. ORDOVÍCICO MEDIO.

Esta unidad se individualiza bien hacia la mitad sur del sector francés de la hoja, perdiendo entidad y definición cartográfica hacia el norte del puerto de Izpegui.

Está formada por unos 70 m de cuarcitas de grano medio a grueso y tonos blancos en fresco. El espesor de las capas es centimétrico a decimétrico, presentando frecuentes huellas de carga en la base de los estratos.

Corresponden a sedimentos de plataforma interna somera, posiblemente barras submareales.

Por consideraciones estratigráficas se les asigna una edad Ordovícico, probablemente medio.

1.1.1.5 ESQUISTOS CUARCÍTICOS NEGROS CON ORTHIS PPLICATA. UNIDAD 7. ORDOVÍCICO SUPERIOR.

.1.1.5 ESQUISTOS CUARCÍTICOS NEGROS CON ORTHIS PPLICATA. UNIDAD 7. ORDOVÍCICO SUPERIOR.

Esta unidad está formada en su base por unos 250 m de esquistos de tonos gris-azulados a negros con un cierto contenido en limos. Intercalan nivelillos milimétricos de areniscas cuarcíticas con laminación flaser que pueden llegar a alcanzar los 5 cm de grosor y capas algo más potentes de cuarcitas.

Por encima se disponen otros 100 m de esquistos arcillosos de colores oscuros y que contienen fauna como Orthis plicata SOW., Calimene sp. y Coculella sp.

Corresponden a facies de plataforma interna protegida, bajo influjo de la acción mareal.

Por su contenido faunístico, que marcaría una edad probablemente Asghilliense, se atribuye la unidad al Ordovícico Superior.

1.1.2. SILÚRICO

1.1.2.1 ESQUISTOS EPIMETAMÓRFICOS CON INTERCALACIONES DE DOLOMÍAS, CALIZAS Y CUARCITAS. UNIDAD 8. ESQUISTOS DE ANZÁBAL. WENLOCKIENSE-LUDLOWIENSE.

1.1.2.1 ESQUISTOS EPIMETAMÓRFICOS CON INTERCALACIONES DE DOLOMÍAS, CALIZAS Y CUARCITAS. UNIDAD 8. ESQUISTOS DE ANZÁBAL. WENLOCKIENSE-LUDLOWIENSE.

La presente unidad cartográfica se sitúa en el Monte Anzábal, de donde toma su denominación informal. Es correlacionable con los "Esquistos de Arneguy" de la vertiente francesa.

También se atribuyen a esta unidad cuatro pequeños afloramientos dispuestos en una posición tectónica anómala en las proximidades de Erratzu.

Están formados por unos 130 m de esquistos de colores muy oscuros, ricos en carbono y claramente afectados por metamorfismo. Pueden llegar a presentar un ligero contenido en pirita amorfa. En su parte basal se localiza un nivel de dolomía de unos 20 m de espesor, y hacia el techo de la sucesión también se intercalan delgadas capas de cuarcita y niveles lenticulares de caliza. Los afloramientos de Erratzu presentan litologías de esquistos oscuros muy brillantes alternantes con cuarcitas. No presentan restos de fauna, y sí un ligero metamorfismo. Se han asimilado a la presente unidad, sin descartarse que en parte pudieran corresponder al Ordovícico superior, unidad 7.

Se interpretan, pese a que las condiciones de afloramiento no permiten buenas observaciones sedimentológicas, como depósitos de plataforma marina abierta.

Los niveles calcáreos presentan restos de conodontos mal conservados, determinados por WALLISER, 1957 como Neoprioniodus bicurvatus (BRANSON Y MELH), Lonchodina greilingi (WALL.), Trichonodella inconstans (WALL.), Plectospathodus extensus (RHODES) y Spathognathodus aff. inclinatus inclinatus (RHODES), además de algunos graptolites que en el sector francés corresponden al género Monograptus. De acuerdo a esto, y por correlación con los niveles equivalentes en el valle de la Nive d'Arneguy, se les atribuye una edad silúrica, Wenlockiense- Ludlowiense.

1.1.3. DEVÓNICO.1.3. DEVÓNICO

1.1.3.1 ESQUISTOS, ARENISCAS, DOLOMIÁS Y CALIZAS. UNIDAD 9. GEDINIENSE-SIEGENIENSE..1.3.1ESQUISTOS, ARENISCAS, DOLOMIÁS Y CALIZAS. UNIDAD 9. GEDINIENSE-SIEGENIENSE.

La presente unidad se localiza al este de la localidad de Maya de Baztán, en los alrededores de los parajes de Bagdi y Meatxea, formando una banda que se desarrolla en sentido más o menos N-S.

De muro a techo, está formada por las siguientes unidades litoestratigráficas:

- DOLOMIÁS DE INZULEGUI: 50 m de dolomias recristalizadas y tableadas en bancos de espesor generalmente decimétrico, alternantes con lutitas margosas de tonos claros.
- FORMACIÓN DE CÓRDOBA: Formada por 100 a 150 m de esquistos dolomíticos con mayor contenido en dolomías hacia su base, la cual es transicional respecto a las dolomías de Inzulegui. Localmente se observa alguna intercalación calcárea que puede alcanzar los 5 m de espesor y escasa continuidad lateral.
- FORMACIÓN DE ILLAREGUI: Formada por un máximo de 200 m de esquistos gris azulados, esquistos arenosos y areniscas de cemento carbonatado y grano fino.

Las pobres condiciones de aforamiento dificultan extraordinariamente las observaciones sedimentológicas, aunque se pueden atribuir estos sedimentos a ambientes marinos de plataforma somera.

En los tramos medios de la unidad cartográfica (Formación Córdoba) se han determinado los siguientes fósiles de conodontos: Spathognathodus inclinatus ssp. indet. (RHODES), Icroodus simulator ssp. indet. , CARLS, y Pelekysgnathus serrata n. ssp., CARLS y CAND, los cuales indican una edad Gedinense.

Al conjunto de la unidad cartográfica se le atribuye, por consideraciones estratigráficas, una edad Gedinense-Siegeniense.

1.1.3.2 ESQUISTOS FERRUGINOSOS, DOLOMIAS Y ARENISCAS. UNIDAD 10. SIEGENIENSE SUPERIOR-EMSIENSE SUPERIOR.

Esta unidad se localiza al N de Maya de Baztán, alcanzando su mayor desarrollo en el sector de la regata de Arizacun.

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 abun-

dantes 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 afloramientos y hasta 200 m en la regata de Arilzacun 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: Pleurodictyum problematicum, GOLDFUSS, Homalonotidae indet., Protidae sp., "Asteropyge" (Kayserops?) cf. diadema, RICHTER, Schizophoria sp., Stropheodontinae sp., Leptostrophia cf. magnifica (HALL), Leptostrophinae sp., Chonetes cf. sarcinulatus (SCHLOT:), Anathyris ezguerrai (VERNEUIL et ARCHIAC), Eurospirifer paradoxus (SCHLOT:), Cyrtina heteroclita (DEFRANCE) y Acrospirifer? sp. aff. fallax (GIEBEL), además de brizos y crinoideos que indican, según CARLS, la parte inferior del Emsiense superior.

- d) Formación Pico de Urley: Compuesta por 180 m 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 el Emsiense superior.

1.1.3.3 CALIZAS, MARGAS, ARENISCAS Y ESQUISTOS. UNIDAD 11. EMSIENSE SUPERIOR.

1.1.3.3 CALIZAS, MARGAS, ARENISCAS Y ESQUISTOS. UNIDAD 11. EMSIENSE SUPERIOR.

Esta unidad corresponde en su totalidad a la Formación de Otxondo, incluida en el Grupo Baztán de REQUADT, 1972 y equivale a la Formación de Urquiaga definida en sectores más meridionales de la cuenca devónica.

Se ha estudiado en las secciones estratigráficas de Dairena y Ugarte.

Se trata de una alternancia de calizas, calizas arenosas y calizas arcillosas de tonos grises y verdosos, en ocasiones piritosas y generalmente estratificadas en bancos decimétricos, y esquistos, esquistos limolíticos y pizarras de tonos grises y frecuentes pátinas ferruginosas. Presentan escasos y delgados niveles de margas claras y areniscas intercalados. Los niveles calcáreos pueden alcanzar los 25 m de espesor, siendo los niveles esquistosos de hasta 15-20 m.

La potencia total de la unidad supera los 500 m.

Como estructuras sedimentarias se han observado en las calizas estromatolitos de tipo SHT y ripples de oscilación, aparte de pequeños biohermos coralinos. Se interpretan como depósitos de génesis arrecifal, siendo los niveles esquistosos facies correspondientes a zonas de lagoon protegido.

El contenido faunístico de la formación es abundante, principalmente hacia la parte superior de la misma. Se han clasificado Paraspirifer cultrijugatus ssp., Subcuspidella sp., Spirifer sp. y corales como Neoz aphrentis sp., Nucleosparita ventricosa (HALL) y Pteridopecten (pseudaviculopecten) cf. princeps (CONRAD), que datan el Emsiense superior.

1.1.3.4 ESQUISTOS ARENOSOS ALTERNANTES CON ARENISCAS. NIVELES LENTICULARES DE CALIZAS. UNIDAD 12. EMSIENSE SUPERIOR-FRASNIENSE INFERIOR.

.1.3.4 ESQUISTOS ARENOSOS ALTERNANTES CON ARENISCAS. NIVELES LENTICULARES DE CALIZAS. UNIDAD 12. EMSIENSE SUPERIOR-FRASNIENSE INFERIOR.

Esta unidad se sitúa, al igual que la anterior, en el borde O de la Hoja de Maya de Baztán. Se ha estudiado en la sección de Ugarte, donde afloran unos 525 m de la parte inferior de la unidad, y presenta un espesor total de unos 1300 m. Se ha denominado como Formación Elorzuri, perteneciente al Grupo de Bertiz, y es equivalente, por lo menos, a las Formaciones Odial y Argús de la vecina hoja de Elizondo.

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 nivelillos 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, aflora bien al NO de Azpili-cueta, donde presenta una litología de alternancias 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 Em-siense 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.

1.1.4. DEVÓNICO-CARBONÍFERO 1.1.4. DEVÓNICO-CARBONÍFERO

1.1.4.1 ALTERNANCIA DE ESQUISTOS Y GRAUWACAS. UNIDAD 13. SILEXITAS. UNIDAD 14. CALIZAS. UNIDAD 15. FAMENIENSE SUPERIOR-WESTFALIENSE.

1.1.4.1 ALTERNANCIA DE ESQUISTOS Y GRAUWACAS. UNIDAD 13. SILEXITAS. UNIDAD 14. 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 a occidente de la Hoja de Maya de Baztán, 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 (unidad 14), 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 Viseense 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.

1.1.5. PÉRMICO 1.1.5. 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.

1.1.5.1 BRECHAS CARBONATADAS, ARENAS Y LIMOLITAS. UNIDAD 16. PÉRMICO INFERIOR

1.1.5.1 BRECHAS CARBONATADAS, ARENAS Y LIMOLITAS. UNIDAD 16. PÉRMICO INFERIOR

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

La unidad de brechas carbonatadas es la más conspicua en el área de la Hoja de Maya. 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, como en la ladera NO del monte Gorramakil próximo al Gorramendi, 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.

1.1.5.2 ARCILLAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS ROJIZOS. UNIDAD 17. BASALTOS. UNIDAD 18. PÉRMICO SUPERIOR.

1.1.5.2 ARCILLAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS ROJIZOS. UNIDAD 17. BASALTOS. UNIDAD 18. PÉRMICO SUPERIOR.

Esta unidad cartográfica aflora exclusivamente hacia la parte NE de la hoja de Maya, en las cercanías del arroyo Urritzaleko Erreka. 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.

En el valle de Urritzaleko hacia el techo de la unidad 17 se intercala un nivel de hasta 15 m de espesor de una roca volcánica de hábito estratiforme que LAMARE (1936) denominó como colada basáltica, aunque el material está muy disgregado y es difícil su estudio al microscopio.

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

1.1.6. TRIÁSICO

Los sedimentos triásicos son los que ocupan una mayor extensión cartográfica dentro de la hoja de Maya de Baztán, aunque la intensa meteorización que presentan dificultan las observaciones estratigráficas. La prácticamente ausencia de fósiles también impide precisiones cronoestratigráficas, habiéndose realizado la diferenciación de las diversas unidades por sus cambios litológicos.

1.1.6.1 CONGLOMERADOS Y ARENISCAS ROJOS. UNIDAD 19. FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO INFERIOR.

1.1.6.1 CONGLOMERADOS Y ARENISCAS ROJOS. UNIDAD 19. FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO INFERIOR.

Esta unidad constituye la parte basal del Buntsandstein, y se encuentra representado en el sector oriental de la hoja, flanqueando su relieve más característico, el monte Gorriamendi. En su zona occidental, este tramo basal está ausente.

Litológicamente está formada por un máximo de 40 m de conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita, con alguna arenisca, silixitas 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.

1.1.6.2 ARENISCAS ROJAS CON INTERCALACIONES DE LUTITAS. UNIDAD 20.

FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO

.1.6.2 ARENISCAS ROJAS CON INTERCALACIONES DE LUTITAS. UNIDAD 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.

1.1.6.3 ALTERNANCIAS DE ARENISCAS Y LUTITAS ROJAS. UNIDAD 21. FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO.

.1.6.3 ALTERNANCIAS DE ARENISCAS Y LUTITAS ROJAS. UNIDAD 21. FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO.

La presente unidad tiene la mayor representación cartográfica en la hoja de Maya, extendiéndose hacia el O de la frontera francesa en el territorio que constituye la cabecera del río Baztán.

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.

1.1.6.4 ARCILLAS ROJAS Y VERDES CON COSTRAS CARBONATADAS. UNIDAD 22.
FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO.

.1.6.4 ARCILLAS ROJAS Y VERDES CON COSTRAS CARBONATADAS. UNIDAD 22.
FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO.

La unidad cartográfica que constituye el techo del Buntsandstein aflora en pequeñas manchas bastante tectonizadas en las proximidades de las localidades de Maya de Baztán y Zuatzoi, además de en la vertiente meridional del puerto de Otxondo.

Es equivalente de la facies Röt del Trías germánico.

Litológicamente se trata de una serie de naturaleza predominantemente arcillosa entre la que se intercalan delgados niveles de 2-3 cm de espesor de encostramientos carbonatados de tipo pulverulento y aspecto ondulado. Las arcillas presentan tonalidades abigarradas: rojas, verdes y ocres.

Se interpretan como sedimentos distales de llanuras aluviales arcillosas, sin descartarse la presencia de ambientes litorales de tipo "sebhka".

La edad de estos depósitos es Triásico.

1.1.6.5 CALIZAS DOLOMÍTICAS, DOLOMÍAS Y BRECHAS CALCÁREAS. UNIDAD 23. FACIES MUSCHELKALK. TRIÁSICO.

.1.6.5 CALIZAS DOLOMÍTICAS, DOLOMÍAS Y BRECHAS CALCÁREAS. UNIDAD 23. FACIES MUSCHELKALK. TRIÁSICO.

Esta unidad se encuentra localizada en distintos afloramientos parciales, por lo general intensamente tectonizados, en ambos márgenes del arroyo Amaiurko y al N de la localidad de Erratzu.

En la base de la sucesión se observan niveles de calizas arenosas y calizas dolomíticas grises, estratificadas en bancos decimétricos, sobre las que se disponen calizas de tonos gris-oscuro alternantes con dolomías de color marrón claro. Por encima, se disponen calizas tableadas grises con estratificación ondulante, entre las que se intercalan margas laminadas en capas más gruesas en la parte superior. El techo lo forman calizas y dolomías similares a las de la base. Aunque el tramo se presenta muy tectonizado, ya que se sitúa entre dos unidades de litologías poco competentes, y en ningún caso se observa la sucesión completa, el espesor del conjunto puede cifrarse en un mínimo de unos 45 m.

Sedimentológicamente, esta unidad corresponde a ambientes marinos de plataforma somera bajo el influjo de las mareas, fundamentalmente de intermareales a submareales.

En la carretera que sube al puerto de Otxondo, se ha clasificado en estos niveles, además de ostrácodos y restos de moluscos y crinoideos, Fronicularia woodwardi HOWCH, la cual data claramente estos materiales como triásicos.

1.1.6.6 ARCILLAS VERSICOLORS CON NIVELES YESÍFEROS. UNIDAD 24. FACIES KEUPER. OFITAS. UNIDAD 2. TRIÁSICO.

.1.6.6 ARCILLAS VERSICOLORS CON NIVELES YESÍFEROS. UNIDAD 24. FACIES KEUPER. OFITAS. UNIDAD 2. TRIÁSICO.

El Keuper se encuentra escasamente representado en la hoja de Maya, apareciendo por lo común pinzado a favor de cabalgamientos ya que constituye el nivel de despegue del

orógeno alpino. Los principales afloramientos se localizan inmediatamente al N de Maya, en el valle del arroyo Amaiurko.

Está formada por arcillas abigarradas de tonos rojos, verdosos y ocre-anaranjados , bastante plásticas por lo general. Presentan intercalaciones centimétricas de yesos fibrosos blancos, a diferencia del techo del Buntsandstein (unidad 22).

Asociadas al Keuper se presentan importantes masas de rocas subvolcánicas de tipo básico denominadas como ofitas (unidad 2). Aunque en fresco se presentan como rocas granudas de color verdoso, suelen estar tan meteorizadas que su aspecto es el de una masa arcillosa compacta de colores amarillentos y ocres.

Los materiales del Keuper se interpretan como sedimentados en ambientes litorales de tipo "shebka" bajo condiciones de aridez que permiten la hipersalinidad del medio y la posterior sedimentación de yesos.

En esta unidad no se ha determinado ninguna fauna. Por consideraciones regionales su edad se asigna a la parte superior del Triásico.

1.2. CUATERNARIO

1.2.1. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS Y GLACIS DEGRADADOS (29 y 30). PLEISTOCENO

Las morfologías con depósito correspondientes a glacis (29) y glacis degradados (30) se localizan, sobre todo, en la parte suroccidental de la hoja, en el ámbito del valle del río Baztán.

Constituyen morfologías con depósito que, enraizando en los relieves serranos o más elevados se derraman hacia las zonas más deprimidas de los valles.

Alcanzan extensiones notables y, frecuentemente, presentan su morfología degradada. Están formados por cantos, subangulosos a subredondeados, englobados en una matriz areno-limosa y arcillosa de tonos ocres y pardos. . Su espesor suele situarse en torno a los 2-3 m., que puede aumentar en las partes más distales de los depósitos.

Se han cartografiado tres niveles situados a distinta cota sobre el valle, y alguno de ellos equivalente a niveles de terraza.

Su edad es Pleistoceno.

1.2.2. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (33). CANTOS CON ESCASA MATRIZ. CANCHALES (34). HOLOCENO.

Fundamentalmente asociados a los niveles más resistentes, se localizan unos depósitos con morfología de coluvión (33) , que tapizan de forma bastante generalizada el área, aunque solo se han representado los más notables.

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.

En las partes más elevadas, y al pie de los cresteríos principales, sobre todo en la zobna del Guarramendi, se han cartografiado depósitos de canchales (34), formados por cantos angulosos y subangulosos procedentes de los relieves superiores, y sin apenas matriz.

Se ha estimado para estos depósitos edad holocena.

1.2.3. 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. Los más importante son los del río Baztán y su afluente el arroyo

Amaiurko, en la zona suroccidental 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 mayor en el Baztán y Amaiurko, donde supera los 2-3-m.

En el valle del Baztán, se ha cartografiado un sistema de siete niveles de terraza (28), situada a 2-3 m., 5 m., 10 m., 20 m., 30-35 m., 45-50 m. Y 60-70 m. sobre el cauce actual, formada por gravas, arenas y fangos en matriz areno-limosa, y con un espesor máximo 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 pleistocena, en el caso de la mayoría de los niveles de terraza y holocena para el resto de unidades.

1.2.4. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (35).HOLOCENO.

Se incluyen en este apartado los depósitos de cantos, más o menos heterométricos, englobados en matriz limoarcillosa, correspondientes a rellenos de génesis mixta fluvial y de ladera de tipo aluvial-coluvial (35).

Su extensión no es elevada, y su espesor reducido, no superior a los 3 m., estimándose para ellos una edad 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 principal 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 Maya de Baztán (66-III).

Cabalgamiento de Otxondo: Se trata de una falla inversa muy tendida (30° hacia el S y SE) que pone en contacto los materiales autóctonos del Carbonífero y los alóctonos del Devónico. Presenta direcciones que varían entre subparalelas a NE-SO, estando fragmentado por numerosas fracturas verticales de edad alpina y dirección más o menos submeridiana.

Hacia el O del Puerto de Otxondo el frente cabalgante se diverticula en dos escamas sucesivas. En el sector del monte Antsestegi se conservan dos pequeños klippen tectónicos de Devónico inferior sobre los esquistos del Carbonífero.

Sistema de fallas de submeridianas: Se trata de diversas fallas que con una dirección variable entre la NNO-SSE y la N-S y un buzamiento vertical se disponen tanto en la zona suroccidental como en la centro-oriental de la hoja de Maya. Son posteriores a la etapa principal del plegamiento hercínico.

De O a E, las principales fallas que pertenecen a este sistema son las siguientes:

- Falla de Bearreztegi: Presenta dirección NNO-SSE al igual que la pequeña falla sintética de San Fermingo, situada al O de la primera. Ambas ponen en contacto anormal los materiales del Devónico superior y los triásicos de la fosa de Maya, y sus bloques hundidos se sitúan hacia el E.
- Falla de Gorramendi: Tiene, al igual que el resto de las fallas del sistema submeridiano, una dirección N-S. En la hoja de Urdax (66-I) y en la zona N de la hoja de Maya (66-III) pone en contacto el Carbonífero de Cinco Villas con los materiales del Devónico inferior, mientras que más al S constituye el borde occidental de la fosa de Errazu, con materiales del Buntsandstein.

- Falla de Lizardiko: De trazado vertical con ligeros alabeos, afecta a materiales del Devónico, Pérmico y Triásico. Se extiende desde el paraje de Irarbe, unos 3 km al ENE de Erratzu, hasta Rau de A. Laxia, ya en Francia, tras atravesar la hoja de Urdax.
- Falla de Urritzateko: Subparalela a la anterior y situada más a oriente, desplaza el límite septentrional de la fosa de Urrizale.
- Falla de Buztanzelhay: Constituye el límite E de la fosa de Urrizale y de la zona de pliegues NE-SO situada inmediatamente al S.

Zona alóctona de Maya: Formada por tres subunidades cabalgantes entre sí.

La inferior tectónicamente hablando presenta materiales del Siegeniense-Emsiense superior, sobre los que se disponen los materiales de la segunda subunidad, de edad Gediense-Siegeniense. Ambas subunidades están afectadas por numerosas fracturas posthercínicas de direcciones NE-SO, NO-SE y NNE-SSO.

La posición tectónica superior la ocupa el Klippe de Anzábal, formado por los esquistos silúricos con cierto metamorfismo que reciben la misma denominación.

Las traslaciones de estas subunidades son de sentido E-O y se han realizado a favor de fallas inversas muy tendidas que cizallan los pliegues hercínicos.

El límite SO de esta zona alóctona lo constituye el Cabalgamiento de Errazu, de dirección aproximadamente NO-SE y vergencia SO, que superpone tectónicamente el Paleozoico sobre el Trías.

Fosa de Errazu: Situada al E de dicha localidad constituye una fosa estrecha y elongada según una dirección NNO-SSE. El borde occidental de la misma está constituido por la Falla de Gorramendi y alguna sintética a la misma, mientras que el borde oriental lo conforman diversas fallas de características lítricas que se relevan sucesivamente.

El límite meridional viene definido por la prolongación del Cabalgamiento de Errazu, con dirección E-O y desplazamiento hacia el S, y con una importante masa ofítica inyectada a favor del mismo.

Fosa de Urrizale: Limitada a O y E por las fallas de Lizardico y Buztanzelhay respectivamente. Su límite septentrional lo constituye la Falla de Mendizangai, de dirección NO-SE, mientras que por el S es el Cabalgamiento de Antsetako quien la separa de la Zona plegada de Lantear. Este cabalgamiento presenta a grandes rasgos una dirección subparalela y vergencia S.

Zona de pliegues de Lantear: Al S de la Fosa de Urrizale se localiza una zona conformada por sucesivos pliegues de dirección entre N 50°E y N 60°E. Afectan a materiales triásicos, siendo los únicos ejemplos de pliegues en una amplia región que excede el ámbito de la hoja de Maya.

3.- GEOMORFOLOGIA

La hoja de Maya de Baztán se localiza en la parte más septentrional del territorio navarro en las proximidades del límite con Francia, quedando íntegramente comprendida en la comarca denominada Valle del Baztán

En el ámbito de la hoja predomina el modelado estructural labrado sobre los materiales detríticos paleozoicos y triásicos que constituyen el sustrato. Sin embargo, en la zona centrooccidental y meridional de la hoja, es notable la presencia de morfologías con depósitos correspondientes a glaciares y terrazas del río Baztán y afluentes.

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 Maya de Baztán 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 inmediatamente al Sur de la hoja de Maya de Baztán.

Morfográficamente, la hoja se caracteriza por la presencia de una alineación montuosa, al Norte, formada por los montes Otsondo (621 m.), Otamurdia (619 m.), Antsestegui (798 m.), Ocoa (717 m.) e Iparla (1049 m.), que presenta una clara evolución general descendente en cotas hacia el Oeste.

En la parte central de la hoja, destaca la alineación del Gorramendi, de dirección

general Norte-Sur, con el vértice Gorramendi (1071 m.), y los Altos de Otanarte (1074 m.) y Aitzpitza (956 m.).

El borde meridional de la hoja se encuentra ocupado por las laderas más septentrionales de las estribaciones del Macizo de Aldudes-Quinto Real, situado al Sur.

El drenaje principal en el ámbito de la hoja se efectúa hacia el río Baztán, que es el colector principal y que, aguas abajo, cambia su nombre a Bidasoa para desembocar en el Cantábrico.

Los barrancos que constituyen su zona de cabecera se localizan en el área del Puerto de Izpegui, en el límite con Francia, transcurriendo en dirección Este-Oeste hasta las proximidades de Arizkun, donde adopta dirección Norte-Sur. Precisamente en este mismo punto recibe por la derecha al Arroyo Amaiaurko que recoge las aguas procedentes de la alineación montuosa septentrional citada anteriormente.

Esta alineación, junto con la del Gorramendi, define una divisoria de aguas que ya no son vertientes al Baztán, sino al Norte, constituyendo zonas de cabecera de arroyos vertientes al Nive, que transcurre por territorio francés.

3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

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

La hoja se encuentra ocupado, en su totalidad, por sedimentos predominantemente detríticos del Paleozoico (esquistos y cuarcitas) y Triásico (conglomerados, areniscas y arcillas), así como abundantes rocas volcánicas (ofitas), que presentan un intenso grado de alteración.

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**, en las que también se ha representado en cartografía su **buzamiento** cuando éste es evidente. Ocasionalmente se han cartografiado restos de **superficies estructurales degradadas** labradas a favor de zonas de niveles resistentes y con escaso o nulo buzamiento. Todos estos tipos de morfologías son especialmente abundantes en las zonas norte y este de la hoja.

3.2.2. ESTUDIO DEL MODELADO

Se describen a continuación las principales formas del modelado, de origen exógeno, presentes 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 Maya de Baztán 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.

En las partes altas de los relieves, y asociados a la parte basal de los cresteríos dominantes, se localizan también algunas acumulaciones en ladera de tipo **canchal**, que pueden alcanzar extensiones y espesores notables. Esto es especialmente notable en el entorno del vértice Gorramendi en la zona central de la hoja, y en los relieves más orientales de Iparla y Alto de Buztanzelhay.

Es importante destacar,asimismo, la presencia de áreas en las que se han reconocido **deslizamientos** de dimensiones hectométricas. En ocasiones, aparecen evidencias de deslizamientos complejos, con varias fases de actividad.

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 Baztán y su afluente el Amaiurko, ambos en la zona meridional y occidental de la hoja.

En esta misma zona se han cartografiado una serie de siete niveles de **terrazas**, localizadas a +2 m.,+5 m.,+10-12 m.,+20-25 m., +30-35 m.,+45-50 m. y +60-70 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.

Localmente, en algunas laderas es evidente la presencia de morfologías fluviales de **arroyada en regueros**, a favor de vertientes constituidas por materiales menos resistentes.

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

Cabe destacar que se han cartografiado dos procesos de **captura** en la red de menor orden, con la correspondiente generación de morfologías de codo, una en barrancos afluentes al río Baztán al NO de Erratzu, y la otra en afluentes al arroyo Amaiurko, al Norte de Maya.

3.2.2.3 FORMAS POLIGENICAS.

Entre las morfologías de génesis poligénica presentes en la hoja de Maya de Baztán, cabe destacar las formas de acumulación correspondientes a **glacis** y **glacis degradados**, que se desarrollan en algunas vertientes del valle del río Baztán y sus afluentes.

Su espesor, difícilmente observable, es escaso (1-2 m. posiblemente), y su extensión superficial puede ser, como máximo, de algunos centenares de metros. La desconexión existente entre las zonas en las que se localizan imposibilita una relación espacial clara, sin embargo como quiera que localmente enlazan con los niveles de terrazas de +30-35 m., ++45-50 m. Y +60-70 m., se ha realizado una asignación tentativa en tres niveles escalonados hacia el valle.

En algunas áreas se han representado las morfologías ocupadas por depósitos de génesis mixta, fluvial y de ladera, que se han identificado como **depósitos aluvial-coluvial**.

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

También se ha cartografiado alguna **depresión de origen poligénico** que, posiblemente,

se encuentre fundamentalmente relacionada, al menos en su génesis inicial, con procesos de disolución kárstica en materiales evaporíticos del Keuper.

3.2.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En el capítulo de Estratigrafía, se incluye una breve descripción de los depósitos cuaternarios cartografiados en la hoja de Maya de Baztán. 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 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS Y GLACIS DEGRADADOS (j, k, l). POLIGENICO.PLEISTOCENO.

Se encuentran en relación con la depresión del valle del Baztán, tratándose de morfologías con depósito que alcanzan una extensión superficial máxima de algunos centenares de metros. Aunque la observación de su composición litológica es muy dificultosa ante la ausencia de cortes en el terreno, por observaciones de superficie puede señalarse que estarían formados por cantos, de litología arenosa dominante, heterométricos, con tamaños máximos de 20-25 cm., soportados por una matriz arenosa y fangosa de tonos ocres y, en ocasiones, rojizos.

Su espesor no parece notable, aumentando hacia las partes más distales de la forma en las que puede estimarse como cercano a los 2-3 m..

Su edad es Pleistoceno.

3.2.3.2 GRAVAS, ARENAS Y LIMOS. TERRAZAS. (b, c, d, e, f, g, h). FLUVIAL.

Los principales depósitos de terrazas se encuentran asociados a los valles del río Baztán y su afluente Amaiurko.

Resulta ciertamente llamativo que un río como el Baztán, en zona de cabecera, presente

un complejo sistema de terrazas, no tanto por su extensión superficial y espesor, como por su número.

Efectivamente, como se ha indicado se han diferenciado hasta un total de siete terrazas, la más alta situada a 60-70 m. sobre el actual nivel del cauce pero, incluso, es posible que exista un nivel todavía más alto, que no ha sido posible caracterizar con precisión, pero del que existen indicios por morfología.

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, predominantemente arenosas y con cementación escasa. Se le atribuye una edad holocena.

3.2.3.3 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES. CANTOS CON ESCASA MATRIZ. CANCHALES. (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 escombros 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.

En las partes altas de los relieves, asociado generalmente a los cresteríos serranos, se localizan acumulaciones de cantos, heterométricos, angulosos a subangulosos, sin apenas matriz, correspondientes a canchales. Su potencia no debe superar los 3 m.

Se han atribuido al holoceno.

3.2.3.4 GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS (FONDOS DE VALLE). CANTOS EN MATRIZ

LIMOARCILLOSA (CONOS DE DEYECCION) (i). FLUVIAL. HOLOCENO.

Asociados a algunos cauces, tanto de la red principal como de la secundaria, se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle. Los más importantes, por espesor y desarrollo, corresponden a los aluviales del Baztán y Amaiurko.

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., excepto en los citados anteriormente en que debe ser superior, especialmente en el caso del río Baztán.

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.

3.2.3.5 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (m). POLIGENICO. HOLOCENO.

Se han diferenciado algunas zonas en las que se localizan materiales de génesis mixta, fluvial y de ladera, compuestos por cantos en matriz limoarcillosa, que se han cartografiado como depósitos aluvial-coluvial. Su extensión es, habitualmente, reducida, y su espesor no debe superar los 2 m.

Se atribuyen al Holoceno.

3.3.EVOLUCION DINAMICA

El registro morfológico más antiguo existente en la hoja de Maya de Baztán, está cons-

tituido 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 el depósito de las morfologías de glacis presentes en la hoja, y que son coetáneas con terrazas fluviales reconocidas en zonas próximas.

Como se ha indicado, resulta llamativa la presencia de un sistema tan complejo en un área de cabecera y que, además, está ausente en zonas próximas. La explicación más plausible es relacionar este hecho con actividad neotectónica en este área, que también tendría influencia en la intensidad de la erosión lineal de los cauces de menor orden, dando lugar a los procesos de captura cartografiados en la zona.

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, química (kárstica) 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 Maya de Baztán.

En las zonas con escasa cobertura vegetal, debe estimarse que los procesos potencialmente activos puedan desarrollarse con mayor eficacia. Por ello, y con objeto de mini-

mizar 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 Maya de Baztán (66-III), existe una antigua explotación, actualmente abandonada, que aprovechaba los materiales arenosos del Triásico en la zona de Larro, al Norte de Azpilikueta. Hay citados indicios, en el Triásico y Devónico, de oro, plata, cinabrio, barita, monacita, fluorita, scheelita y blenda, así como ofitas. Estos materiales 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 magnesitas 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^o 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

louest 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.

FEUILLE, 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.

FEUILLE, P., y RAT, P. (1970). “Le déplacement du matériel bioclastique et l’importance des extraclastes (exemples dans le Crétace pyrénéo-cantabrique)”. Ext. Du C.R. Somm. des Sean. de la Soc. Géol. France, fascicule 2, p. 60.

FEUILLE, 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 role de l’accident Déstella dans l’histoire géologique Cretace superieur a Miocene des Navarra-Alavais”. These. Universite 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'Élizondo (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.