

HOJA 91 - III (OLAVERRI)

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 *Orthis* y capas de cuarcita (5). Ordovícico superior

3

1.1.2. Devónico 4

1.1.2.1 Areniscas con intercalaciones de calizas y esquistos (10). Gediense
Siegeniense 4

1.1.2.2 Areniscas cuarcíticas blancas (13). Siegeniense-Emsiense Inferior 5

1.1.2.3 Dolomías y areniscas conb rechas (15). Emsiense Inferior-Superior 6

1.1.2.4 Calizas y dolomías (7). Emsiense superior 6

1.1.2.5 Esquistos arenosos y ferruginosos (19). Eifeliense 7

1.1.2.6 Esquistos arcillosos negros con intercalaciones de calizas (20). Givetiense

8

1.1.2.7 Calizas (21). Givetiense 8

1.1.2.8 Cuarcitas con intercalaciones de esquistos (23) y esquistos (22). Frasnense
Inferior 9

1.1.2.9 Areniscas calcáreas y esquistos (14). Esquistos arenosos (25), cuarcitas y
esquistos (26). Cuarcitas (27). Frasnense 10

1.1.2.10. Esquistos (28). Frasnense 11

1.1.2.11. Calizas (19). Frasnense 12

1.1.2.12. Areniscas y esquistos (31). Frasnense superior-Dinantiense. Liditas y
Esquistos (33) y calizas griotte (32). 12

1.1.3 Carbonífero 14

1.1.3.1 Calizas (34). Dinantiense 14

1.1.3.2 Esquistos y dolomias (35). Namuriense 14

1.1.3.3 Dolomías (36). Namuriense 15

1.1.3.4 Dolomías (37). Magnesitas 838). Namuriense 15

Pags.

1.1.3.5 Dolomías, esquistos y calizas (39). Namuriense 16

1.1.3.6 Alternancia de esquistos y grauwacas (40). Namuriense-westfaliense 17

1.2. PALEOCENO POSTHERCINIANO Y MESOZOICO 18

1.2.1. Pérmico 19

1.2.1.1 Brechas, areniscas rojas y pelitas (42). Pérmico 19

1.2.2 Mesozoico 19

1.2.2.1 Diabasas (1). Mesozoico 19

1.2.2.2 Areniscas rojas y conglomerados en la base (43). Bunstsandstein Inferior
20

1.2.2.3 Pelitas y areniscas (44). Buntsanstein superior 21

1.2.2.4 Arenas arcillosas (58). Maastrichtiense 22

1.3. TERCIARIO 23

1.3.1 Paleoceno 23

1.3.1.1 Calizas, margocalizas. Flysch (59). Maastrichtiense-Paleoceno 23

1.4. CUATERNARIO 24

1.4.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis (62). Pleistoceno 24

1.4.2. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (66). Holoceno 25

**1.4.3. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (63). Conos de deyección
(64). Holoceno 25**

2.- TECTÓNICA 26

2.1. TECTÓNICA REGIONAL 26

2.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS 28

2.2.1. Las estructuras hercinianas 28

2.2.2. La actividad tectónica alpídica 30

Pags.

3.-	GEOMORFOLOGÍA	32
3.1.	SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	32
3.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLOGICO	33
3.2.1.	Estudio morfoestructural	33
3.2.2.	Estudio del modelado	33
3.2.2.1	Formas de ladera	34
3.2.2.2	Formas fluviales	34
3.2.2.3	Formas poligénicas	35
3.2.2.4	Formas glaciares/periglaciares	35
3.2.2.5	Formas antrópicas	36
3.2.3.	Formas superficiales	36
3.2.3.1	Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (a). Laderas. Holoceno	36
3.2.3.2	Gravas, arenas y arcillas (fondos de valle). Cantos en matriz limoarcillosa (Conos de deyección) (b). Fluvial. Holoceno	37
3.2.3.3	Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis (c). Poligenico. Pleistoceno	37
3.3.	EVOLUCIÓN DINÁMICA	38
3.4.	MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	38
4.-	HISTORIA GEOLÓGICA	40
4.1.	CICLO POSTHERCINIANO	42
5.-	GEOLOGÍA ECONÓMICA	22
5.1.	YACIMIENTOS MINERALES	43
5.1.1.	La magnesita de Asturreta-Eugi	43
5.2.	HIDROGEOLOGÍA	45
5.2.1.	Introducción	45

Pags.

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.- BIBLIOGRAFIA 23

**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 Di-
gitalización.**

ASESORES:

MATEO GUTIERREZ ELORZA

COORDINACIÓN:

ESTEBAN FACI

JAVIER CASTIELLA

0.- INTRODUCCIÓN

Este cuadrante a escala 1:25.000 de denominación Olaberri (91-III), se incluye en la hoja de Valcarlos (91) a escala 1:50.000 del mapa topográfico nacional.

El tercio nororiental de la hoja corresponde a Francia, mientras que los dos tercios suroccidentales están englobados en la parte más septentrional de la provincia de Navarra.

Los relieves montañosos son importantes, pertenecientes a los Pirineos Navarros, con cota máxima de 1457 metros en el vértice Adi (parte central de la mitad sur de la hoja). Las cotas van descendiendo hacia el borde norte de la hoja, donde se sitúan las cotas mínimas en los distintos valles allí modelados, alcanzando los 400 metros.

La principal corriente fluvial corresponde al río Arga que nace en la parte central de la mitad occidental de la hoja y como menos importantes los arroyos: Olazar, afluente del Arga por su margen derecha y Sorogain que discurre con dirección N-S en la mitad sur de la hoja.

En el sector español de la hoja de Olaberri la densidad de población es bajísima, no existiendo ningún núcleo de población en él. Los dos únicos puntos donde residen personas de manera continuada son: la casa forestal de Olaberri y la casa de Olazar el resto del territorio español está despoblado.

La única vía de comunicación aparece en la hoja es la CN 138 que con dirección SO-NE atraviesa la hoja y comunica con el sector francés.

Desde el punto de vista geológico la zona de estudio se encuentra en el denominado macizo de Aldudes-Quinto Real dentro de la Zona Axial Pirenaica, constituida por materiales paleozóicos correspondientes al Ordovícico, al Devónico y al Carbonífero. También se reconocen pequeños afloramientos del Triásico discordantes sobre el Paleo-

zoico, así como un afloramiento de sedimentos pertenecientes al Cretácico. Estructuralmente destacan los pliegues y cabalgamientos con dirección NO-SE y vergencia SO, así como fallas de desgarre de dirección E-O.

Los estudios previos en la zona, aún no siendo muy numerosos, sí son variados y correspondiendo a temas concretos y a veces en puntos muy localizados. Entre ellos, y de la zona que nos afecta cabe destacar:

- El Paleozóico del cuadrante suroriental de la hoja, entre el Collado Lindus-Monte Mendichuri y el Monde Adi, ha sido estudiado por H. ROTH, H. REQUARD y J. THIELE, de la Universidad Técnica de Clausthal (República Federal de Alemania).
- El Paleozoico de la mitad occidental de la hoja, ha sido estudiado por: R.E. ADLER, H.U. de BOER, H. JORDAN, A. PILGER, y J. THIELE, con datos de H.F. KRAUSSE, H. REQUARDT y W. WILLE (Universidad Técnica de Clausthal, Alemania Federal).
- Los Pérmicos y Triásicos aflorantes en la hoja han sido estudiados por D. MULLER y los afloramientos del Cretácico y del Terciario por A. CARBALLO.
- Otros datos de gran interés se deben a G. LE POCHAT, que realiza el estudio estratigráfico y estructural muy detallado del sector francés próximo al área de estudio.
- Para la realización de la cartografía y la redacción de la presente memoria ha sido de gran utilidad la documentación cedida por la Diputación Foral de Navarra.

1.- ESTRATIGRAFÍA

En el área de estudio aflora una sucesión paleozoica que se encuentra deformada por las fases hercínicas y que abarcan desde el Silúrico al Carbonífero Superior y discordantes sobre todos ellos, sedimentos pertenecientes al Triásico, al Cretácico.

1.1. PALEOZOICO

1.1.1. ORDOVÍCICO

Está constituido por una sucesión de cuarcitas y esquistos, en la que K. KLARR (1971) divide en tres unidades:

- Formación cuarcítica basal
- Formación alternancias de cuarcitas y esquistos
- Formación de esquistos y filitas bandeadas

En la hoja de Olaberri solamente aparece la segunda formación y aflora únicamente en la parte francesa. En la parte española no aparece el Ordovicio en superficie.

1.1.1.1 ESQUISTOS NEGROS CON ORTHIS Y CAPAS DE CUARCITA (5) ORDOVICICO SUPERIOR

El afloramiento de esta unidad cartografía dentro de la hoja aparece muy afectado por la tectónica de cabalgamiento y no se puede reconocer la serie completa.

En la hoja de Luzaide-Valcarlos (91-III) a escala 1/25.000 y situada inmediatamente al Oeste de la zona que nos ocupa, esta unidad está formada en su base por una serie de 250 m de potencia, en donde dominan los esquistos de tonos gris azulados a negros con cierto contenido en limos, entre los que se intercalan niveles milimétricos de areniscas cuarcíticas con laminación flaser, que en algunos casos pueden alcanzar los 5 cm de

grosor.

La serie continua con 100 m de esquistos mas arcillosos de colores oscuros que contienen fauna de **Orthis plicata SW**, **Calimene sp**, y **Cochella sp**.

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

Por su contenido faunístico que marcaría una edad posiblemente Asghiliense se atribuye la unidad al Ordovícico Superior.

1.1.2. DEVONICO1.1.2. DEVONICO

Regionalmente en la hoja 1/50.000 (91) Valcarlos se diferencian dos Dominios o Grupos: El Grupo Valcarlos situado hacia el NO y el Grupo Quinto Real situado en el sector suroeste donde se localiza la hoja 1/25.000 de Olaberri.

Ambos están claramente relacionados por cambios laterales de facies que en ocasiones son bastante bruscos con litofacies en un sector que no están representados en el otro.

1.1.2.1 ARENISCAS CON INTERCALACIONES DE CALIZAS Y ESQUISTOS (10). GEDINIENSE-SIEGENIENSE

.1.2.1 ARENISCAS CON INTERCALACIONES DE CALIZAS Y ESQUISTOS (10). GEDINIENSE-SIEGENIENSE

Esta unidad cartográfica unicamente aflora en la parte suroriental de la hoja y muy afectada por la tectónica de cabalgamiento. En la vecina hoja de Orreaga-Roncesvalles presenta buenos afloramientos a lo largo de la carretera entre Valcarlos y la frontera con Francia.

La unidad está constituida por una alternancia de capas de centimétricas a decimétricas, de aspecto tableado y microrítmico característico, constituidas por areniscas y esquistos

de tonos grises oscuros. Localmente hay bancos de carbonatos más potentes.

Las estructuras sedimentarias, visibles cuando los afloramientos son amplios, son laminaciones paralelas, ripples de oscilación y corriente y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo. Se interpretan estos materiales como una serie turbidítica en transición a una plataforma carbonatada.

El espesor estimado de esta unidad oscila entre 150 y 200 metros.

1.1.2.2 ARENISCAS CUARCÍTICAS BLANCAS (13). SIEGENIENSE-EMSIENSE INFERIOR

1.1.2.2 ARENISCAS CUARCÍTICAS BLANCAS (13). SIEGENIENSE-EMSIENSE INFERIOR

Afloran en la parte suroriental de la hoja de estudio afectadas por una estructura anticlinal de dirección NO-SE.

Se las conoce como Fm. Cuarcita de Aldudes. C. HEDDEBAUT (1965) las definió como areniscas cuarcíticas blancas con aspecto de azúcar y las sitúa en ambos márgenes E y O del río Nivé de Aldudes.

La potencia mínima de la formación es de 300 m. y los estratos cuarcíticos llegan a sobrepasar en algunos casos los 2 m de espesor.

Aunque dentro de la hoja los afloramientos de esta unidad son muy malos para la observación de estructuras sedimentarias, se pueden reconocer ripples de oscilación y corriente, así como estratificación cruzada de bajo ángulo.

Se trata de sedimentos depositados en una plataforma interna arenosa proximal. Según H. REQUART (1973) la edad de la formación es Sigeniense-Einsiense inferior, aunque no se descarta que en su base pueda llegar a situarse en el Gedinense.

1.1.2.3 DOLOMÍAS Y ARENISCAS CON BRECHAS (15). EMSIENSE INFERIOR-SUPE-

RIOR.1.2.3 DOLOMÍAS Y ARENISCAS CON BRECHAS (15). EMSIENSE INFERIOR-SUPERIOR

Se la reconoce en la literatura geológica como Formación Urepel. La serie estratigráfica comienza con una alternancia de dolomías y areniscas cuarcíticas de color gris claro, dominando las dolomías según se asciende en la serie estratigráfica, entre las que se intercalan esquistos dolomíticos y calcáreos de pequeño espesor. A techo de la formación dominan otra vez las areniscas cuarcíticas claras y aparecen dos niveles constituidos por brechas de tonos rojizos.

La Formación tiene un espesor mínimo de 135 m. y contiene fauna que determina una edad Emsiense inferior, pero existen indicios de que pueda llegar al Emsiense medio. H. REQUART (1973) (det. P. CARLS) encontró entre otros los siguientes ejemplos fósiles:

Platyorthis cricularis (SOWEBY), **Euryspirifer cf. Pelicoi** (ARCHIAC-VERNEUIL, 1845) y **Lemtostrophia cf. magnifica** (HALL).

Sedimentológicamente, se trata de sedimentos depositados en una plataforma somera de naturaleza mixta, terrígeno-carbonatada.

1.1.2.4 CALIZAS Y DOLOMÍAS (17). EMSIENSE SUPERIOR. 1.2.4 CALIZAS Y DOLOMÍAS (17). EMSIENSE SUPERIOR

Se la conoce como Formación Urguiaga y presenta una potencia de 500 metros.

En su parte inferior está formada por una alternancia de dolomías y esquistos, a continuación se reconocen areniscas con estratificación cruzada, terminando la serie con calizas finamente bandeadas y calizas coralíferas de carácter arrecifal, que presentan abundantes restos de corales y braquiopodos. H. REQUART (1973) ha hallado fauna de Emsiense superior en la parte más baja de la formación; así, entre otros: **Leptostrophia cf. Magnífica**, **Anathyris ezquerrai** y **Euryspirifer paradoxus**.

Con la sedimentación de las calizas arrecifales de la Fm. Urguiaga, también llamada Fm. Oronoz regionalmente, termina el ciclo del Devónico inferior.

1.1.2.5 ESQUISTOS ARENOSOS Y FERRUGINOSOS (19). EIFELIENSE

Se les reconoce como Formación Eznazu y Odiá en la literatura geológica. La serie estratigráfica comienza con calizas y gradualmente se intercalan margas y esquistos. En la mitad inferior de la formación predominan los esquistos arenosos y ferruginos mientras que en la mitad superior se intercalan esquistos carbonatados y arcillosos. El conjunto presenta una potencia media de 250 m.

Según H. REQUART (1973) esta formación pertenece al Devónico medio (Eifeliense) y su base contiene fósiles que datan el límite Emsiense superior-Eifeliense, entre otros se encuentran los siguientes ejemplares: **Pseudocryphaeus sp**, **Platyorthis cf. Circularis**, **Schizophoria s.p.** y **Praspirifer cultijugatus**.

Sedimentológicamente el Devónico medio presenta depósitos de cuenca de mayor profundidad que los existentes en el Devónico inferior.

1.1.2.6 ESQUISTOS ARCILLOSOS NEGROS CON INTERCALACIONES DE CALIZAS (20). GIVETIENSE

Se trata de una monótona sucesión de esquistos y margas de color oscuro, de aspecto flyschoides con intercalaciones de calizas y calcarenitas nodulosas, conocida como Fm. Esquistos de Argús.

El espesor de la formación puede llegar a superar los 800 m. Su depósito se interpreta en un contexto de plataforma, no obstante, la presencia de granoselección positiva, laminación paralela y convolute lamintion en los niveles detríticos denuncia una cierta influencia turbidítica.

Las intercalaciones de calizas oscuras que presenta la formación aportan conodontos como fósiles característicos de edad Givetiense. H. REQUADT (1973) cita entre otros: *Icriodus obliquimarginatus*, ***Polygnathus linguiformis*** y ***Polygratus pseudofoliatus***.

No se descarta que la parte superior de la Fm. Esquistos Argús pueda pertenecer al Devónico superior, a juzgar por las determinaciones de los goniatites realizadas por KULLMANN (1970).

1.1.2.7 CALIZAS (21). GIVETIENSE

Afloran en la parte centro-sur de la hoja y se las conoce en la literatura geológica como Fm. Calizas de Iturrumbu. Se trata de un cambio lateral de facies de la Fm. Esquistos de Argús y yace sobre la Fm. Odiá. Las calizas presentan color gris claro, dispuestos en bancos y tienen una potencia total próxima a los 300 m.

M. WIRTH (1967) y H. REQUADT (1973) han encontrado fauna de conodontos, que en la parte baja datan zona de *obliquimarginatus*, con ***Spathognathodus bipennatus***, BISCHOFF y ZIEGLER (1957), e ***Icriodus aff. obliquimarginatus***, BISCHOFF y ZIEGLER (1957), entre otros. Las calizas suben pasando la zona de ***varcus***, con ***Polygnathus varcus***, STAUFFER; 1940; ***Polygnathus linguiformis micronatus***, WITTE-

KIND, 1965 y **Polygnathus linguiformis linguiformis**, HINDE (1879), entre otros; pasan por la zona **hermannicristatus**, con los conodontos **Schmidtognathus hermanni**, ZIEGLER (1965); **Schmidtognathus pietzeri**, ZIEGLER (1965); **Schmidtognathus wittekindti**, ZIEGLER (1965), entre otros, definiendo el límite entre Givetiense y Frasnense. Terminan las citadas calizas con la zona **asymétricus**, que data el comienzo del Frasnense, con los conodontos **Schmidtognathus wittekindti**, ZIEGLER (1965); **Palmatolepis transithaus**, MULLER (1956), y **Polignathus ordinatus**, BRYANT (1921), entre otros.

1.1.2.8 CUARCITAS CON INTERCALACIONES DE ESQUISTOS (23) Y ESQUISTOS (22) FRASNIENSE INFERIOR

El Devónico superior, comienza con la Fm. Adarza (Unidad cartográfica 23) y la Fm. Esquistos Lastur (Unidad cartográfica 22) que representa un cambio lateral de la anterior.

La Fm. Adarza supone un resalte morfológico sobre la Fm. Esquistos de Argus, y está constituida por una alternancia de cuarcitas y esquistos en niveles de orden decimétrico, presentando un espesor máximo próximo a los 300 m y un espesor medio de 150 m. En la parte NO de la hoja.

Las escasas estructuras que la formación presenta: ripples, flasers y estratificación cruzada, solo permiten señalar que se trata de un depósito en contexto de plataforma siliciclástica.

La Fm. Esquistos Lastur aflora en la parte central de la mitad sur de la hoja y se trata de una serie esquistosa muy similar a la Fm. Argus, que yace en contacto normal sobre la Fm. Calizas de Iturrubu. Se desconoce la potencia total de la serie estratigráfica ya que a techo está muy tectonizada por fallas inversas.

1.1.2.9 ARENISCAS CALCÁREAS Y ESQUISTOS (24), ESQUISTOS ARENOSOS (25), CUARCITAS Y ESQUISTOS (26) CUARCITAS (27). FRASNIENSE

Estas cuatro formaciones junto con la Fm. Adarza descrita anteriormente reciben el nombre de Grupo Irurita y tienen en común la naturaleza macroclástica de su litología.

Sobre la Fm. Adarza y de forma concordante se deposita la Fm. Zuregún (24), formada por una alternancia de areniscas con cemento calcareo, agrupadas en bancos gruesos con intercalaciones de esquistos y finos lentejones arenosos, su espesor alcanza los 250 metros.

A continuación y por encima, se deposita la Fm. Zocoa (25) constituida por esquistos alternantes con areniscas con una potencia próxima a los 180 m.

Los bancos de areniscas llegan a tener 20 cm de espesor y es característica la estratificación cruzada que poseen. La Formación Zocoa da lugar a una ligera depresión morfológica entre los niveles infra y suprayacentes que presentan mayor proporción de tramos cuarcíticos y areniscosos.

Sedimentológicamente las formaciones Zuregún y Zocoa presentan escasas estructuras que solo permiten señalar su depósito en un contexto de plataforma siliciclástica.

La asociación de Goriatites y Lamelibranquios que presentan ha permitido la asignación del conjunto al Frasnense.

A continuación y por encima se sitúa la Formación Trepá (26). Se trata de un conjunto fundamentalmente arenoso dispuesto concordantemente sobre la Formación Zocoa (25), en el que se intercalan tramos esquistosos. Las secuencias sedimentarias están constituidas por un tramo inferior de areniscas y otro superior de esquistos. Hacia la parte media de la formación desaparece la fracción esquistosa, mientras que en la parte superior, son los niveles de areniscas los que tienen escasa representación. El espesor total de la formación oscila entre 150 y 200 m.

A continuación y por encima se sitúa la Formación Cuarcitas de Ocoro (27) que presen-

ta gran similitud con la Formación Trepa descrita anteriormente, si bien, el contenido esquistoso es menor lo que le confiere una mayor resistencia a la erosión; no obstante, alberga el mismo tipo de secuencias, alcanzando 150 m de potencia.

La naturaleza de este conjunto de sedimentos, así como la presencia de estructuras de tipo flasers y ripples sugieren su depósito en un ambiente de plataforma siliciclástica.

Las asociaciones de Goniatites señaladas por KULLMANN (1970) permiten la asignación de edad Frasnense.

1.1.2.10 ESQUISTOS (28) FRASNIENSE

Se trata de una unidad muy característica que se conoce como Formación Artesiaga.

A grandes rasgos, se trata de una monótona serie de esquistos arcillosos, con intercalaciones de niveles de esquistos arenosos, más abundantes hacia la base de la formación, cuyo espesor está comprendido entre 150 y 300 metros.

Se integra en un contexto de plataforma siliciclástica probablemente en régimen de offshore y prodelta.

Las asociaciones de Goniatites (DE BOER y MOHR, 1996; KULLMAN, 1970) permiten asociar la Formación Esquistos de Artesiaga al Frasnense.

1.1.2.11. CALIZAS (29). FRASNIENSE

Reflejan un importante cambio litológico en la serie paleozóica, ya que suponen la aparición de términos carbonatados, tras el claro predominio de los términos detríticos ya descritos.

Se las reconoce en la literatura geológica como Formación Picuda y se trata de un conjunto de calizas de aspecto glandular, muy recrystalizadas y con abundantes restos de crinoides.

Lateralmente las calizas pasan a esquistos y en la mitad Sur de la hoja es difícil reconocer esta formación en los escasos afloramientos que presenta.

En la parte NO de la hoja, ha sido necesario crear la unidad cartográfica nº 30 que comprende la Formación Picuda (29), más la Formación Arbatán (31) que se describirá a continuación, dado que las calizas pasan lateralmente a esquistos y no es posible la cartografía del nivel 29.

El espesor de la Fm. Picuda es de 0 a 35 metros. En las escasas estructuras sedimentarias que la Formación presentan destacan las de tipo flasers, habiéndose interpretado su depósito en un ambiente de plataforma carbonatada, que sustituye al régimen siliciclástico previo.

Los conodontos hallados por WIRTH (1967), la sitúan en el Frasnense superior.

1.1.2.12 ARENISCAS Y ESQUISTOS (31) FRASNIENSE SUPERIOR-DINANTIENSE. LIDITAS Y ESQUISTOS (33) Y CALIZAS GRIOTTE (32)

Esta unidad cartográfica se la conoce como Formación Arbatán (31) en la literatura geológica.

Su potencia se aproxima a los 150 m y consta de tres tramos de aproximadamente 50 m. cada uno.

En el tramo inferior predominan los esquistos micáceos sobre los niveles de areniscas. El tramo intermedio está constituido por areniscas de aspecto amigdaloides. El tramo superior está formado únicamente por areniscas masivas.

La característica común para toda la formación es el dominio de los colores violáceos y rojizos.

Desde el punto de vista sedimentológico son abundantes las estructuras tractivas produci-

das por oleaje, que definen un contexto de nearshore, si bien las facies esquistosas recuerdan facies lagunares salobres.

La ausencia de restos fósiles determinantes impide asignar una edad precisa a la Fm. Arbatan que tradicionalmente se asigna al Frasmense superior-Dinantiense.

En el ángulo suroccidental de la hoja y en el núcleo de la estructura anticlinal que allí se encuentra, la Formación Arbatán pasa lateralmente a la Formación Sotalar (Unidades cartográficas 32 y 33).

La unidad 32 la constituyen las calizas griotte, de menos de 20 m de potencia, en donde M. WIRTH (1967) encontró conodontos correspondientes al Fameniense.

La unidad 33 está constituida fundamentalmente por esquistos arcillosos con intercalaciones de liditas que como ya hemos dicho anteriormente representan un cambio lateral de facies de la Fm. Arbatan (31).

1.1.3. CARBONÍFERO

1.1.3.1 CALIZAS (34). DINANTIENSE

Se trata de un conjunto de calizas micríticas en ocasiones dolomíticas de tonos rosados y claros. Se las reconoce como Formación Calizas Pastel Suriain, presentan abundantes crinoides, agrupándose en bancos gruesos. El espesor de la Formación es de 10 a 20 m. Dentro de la hoja de Olaberri, regionalmente puede llegar a superar los 50 m.

Su depósito se relaciona con un ambiente de plataforma carbonatada somera de baja energía, posiblemente en un contexto de lagoon.

La asociación de conodontos hallada por M. WIRTH (1967), han señalado la presencia de Viseiense.

1.1.3.2 ESQUISTOS Y DOLOMÍAS (35). NAMURIENSE

La presente unidad está integrada por un conjunto de esquistos arcillosos rojos o verdosos, con esporádicas intercalaciones dolomíticas cuya proporción aumenta hacia techo, conocida como Fm. Esquistos abigarrados de Arga; su espesor está comprendido entre 50 y 60 m.

El ambiente deposicional corresponde a un lagoon fangoso costero, posiblemente salobre, en tránsito a plataformas carbonatadas someras de baja energía.

Dentro de la formación se encuentra el límite entre el Carbonífero inferior y el superior.

Las dataciones realizadas por WIRTH (1.967), mediante conodontos señalan su pertenencia al Viseiense; igualmente, las determinaciones de los niveles superiores efectuadas por KULLMANN (1.970), mediante Goniatites indican una edad Namuriense B, para ellos.

1.1.3.3 DOLOMÍAS (36). NAMURIENSE

Constituyen el tramo inferior de una sucesión fundamentalmente dolomítica en la cual se intercalan los niveles de magnesita característicos de la región. Este tramo inferior, conocido como Fm. Dolomías de Ochaverri, se distribuye por el ámbito del macizo de Quinto Real, apoyándose generalmente sobre la Fm. Arga.

Se trata de dolomías, en ocasiones intensamente recrystalizadas bien estratificadas que intercalan en la base, niveles de calcoesquistos.

Su depósito se atribuye a un ambiente de plataforma carbonatada de baja energía.

El hallazgo de Goniatites del Namuriense B (KULLMANN, 1970), tanto en las unidades infra (Fm. Arga), como suprayacente (Fm. Asturreta), señala su pertenencia al Namuriense B. No obstante, su posible relación lateral con las Fms Suriáin y Arga sugiere su encuadre en el intervalo Viseiense-Namuriense B.

1.1.3.4 DOLOMIAS (37), MAGNESITAS (38). NAMURIENSE

Sobre la Fm. Ochaverri se dispone un tramo dolomítico muy semejante conocido como Fm. Dolomías de Asturreta, cuya principal característica es la intercalación de niveles de magnesita, que llegan a ser la litología dominante (38), lo que ha provocado un gran interés por ella y su intensa explotación en las proximidades de Eugui, en el ángulo suroccidental de la hoja..

La Fm. Asturreta está integrada por dolomías agrupadas en bancos gruesos, con esporádicas intercalaciones esquistosas, su espesor puede sobrepasar el centenar de metros. Ocasionalmente incluye materia orgánica.

Las inclusiones de magnesita poseen disposición estratiforme, aumentando su proporción lateralmente hasta constituir la litología dominante; no obstante, este “horizonte de magnesita”, que en zonas próximas alcanza 180 m. intercala de muro a techo; esquisto

arcillosos marrones y pardos con cubos de pirita, dolomías alternantes con esquistos, dolomías sacaroideas, nódulos de sílex, intercalaciones de dolomías y pizarras, y dolomías alternantes con esquistos negros.

La magnesita está constituida por grandes cristales, de 1 a 10 cm. de largo, crecientes perpendicularmente a la estratificación, describiendo una estructura en empalizada. Los cristales aparecen zonados, con un núcleo oscuro rico en materia orgánica y una envoltura de colores claros de espesor variable.

El depósito de la Fm. Asturreta se interpreta en un contexto de plataforma somera de baja energía, rica en materia orgánica y con desarrollo eventual de fondos anóxicos, presentando afinidad con facies de lagoon costero carbonatado. En cuanto a la magnesita, su origen es muy controvertido con autores que proponen un origen sedimentario o diagenético, si bien, los últimos modelos genéticos proponen un origen diagenético sobre sedimentos propios de una plataforma subsidente.

Los Goniatites hallados en los niveles esquistosos por GÓMEZ DE LLARENA (1950), han permitido incluir estos materiales en el Namuriense B.

1.1.3.5 DOLOMIAS, ESQUISTOS Y CALIZAS (39). NAMURIENSE

El conjunto esencialmente carbonatado del Carbonífero superior culmina mediante un tramo de mayor variabilidad litológica, denominado Fm. Dolomías y esquistos de Baserdi. Se trata de una sucesión alternativa de dolomías y esquistos, en la que se intercalan tramos de predominio esquistoso y, a techo, calizas en bancos gruesos. El espesor alcanza 100 m.

Los esquistos contienen finas laminaciones y ripples, igualmente los carbonatos incluyen estructuras tractivas, posiblemente producidas por tormentas y oleaje. Su depósito se relaciona con ambientes de plataforma carbonatada, en condiciones algo más profundas que en el caso de la Fm. Asturreta.

Los trabajos de WIRTH (1.967), relativos a Conodontos han permitido asignar la unidad al Namuriense B.

1.1.3.6 ALTERNANCIA DE ESQUISTOS Y GRAUWACAS (40). NAMURIENSE-WEST-FALIENSE

Es la unidad paleozoica con mayor superficie de afloramiento, pudiendo realizarse buenas observaciones sobre ella a lo largo del barranco Olazar, del que recibe su denominación como formación. Supone un importante cambio litológico y sedimentario con respecto al conjunto carbonatado namuriense.

Se trata de una monótona alternancia rítmica entre esquistos y grauvacas en facies Culm, cuya potencia puede llegar a los 1.000 m.

En cualquier caso, los niveles superiores han sido erosionados con posterioridad a la deformación hercínica, estando marcado su techo por una discordancia de envergadura peninsular, sobre ellas se disponen los depósitos triásicos en facies Buntsandstein y, localmente, materiales pérmicos.

Los niveles areniscosos presentan granoselección positiva, laminación paralela en la base y, ocasionalmente, ripples a techo; esporádicamente aparecen tramos de slumping y debris-flow. Su depósito presenta carácter turbidítico, con inclusión de olistolitos carbonatados procedentes de las plataformas carbonatadas namurienses, en la base de la serie.

El hallazgo de Goniatites y Lamelibránquios han permitido la asignación de la base de la unidad al Namuriense B (KULLMANN, 1.970); igualmente, la flora presente hacia techo ha señalado su pertenencia al Westfaliense.

1.2. PALEOZOICO POSTHERCINIANO Y MESOZOICO

En la presente Hoja se encuentran Pérmico y Bunstsandstein, ambos discordantes sobre el zócalo herciniano. P. LAMARE (1936) denominó como Permotriás al conjunto citado. Está formado por una secuencia detrítica muy potente y con pocos fósiles.

A causa de la ausencia de fósiles (excepción hecha de la flora) el Permotriásico se ha dividido mediante criterios litológicos. Los criterios litológicos y faciales son subjetivos pero válidos, ya que actualmente es imposible emplear criterios bio y crono-estratigráficos. D. MULLER (1969), basándose en la comparación detallada de perfiles estratigráficos, causas tectónicas y condiciones de sedimentación, dividió el Pérmico en dos formaciones, y el Bunstsandstein en cuatro.

Las formaciones pérmicas están constituidas, en su mayor parte, por sedimentos macroclásticos que proceden de materiales erosionados en puntos muy próximos. Son en su parte baja horizontes potentes, formados por brechas de naturaleza carbonatada y a veces con intercalaciones de arenas y limos también carbonatados. En la parte alta, pero sólo localmente, el Pérmico está constituido por conglomerados muy potentes.

El Triásico comienza con el conglomerado basal del Bunstsandstein y recubre todas las cuencas pérmicas, así como gran parte del zócalo herciniano. Dicho conglomerado está formado por cantos cuarcíticos y cuarzos lechosos bien redondeados, que sirven como límite neto de separación entre el Pérmico y el Triásico.

1.2.1. PERMICO

1.2.1.1 BRECHAS, ARENISCAS ROJAS Y PELITAS (42). PERMICO

La presencia de esta unidad dentro de la hoja de Olaberri se reduce a un pequeño afloramiento situado al Sur del Monte Quinto Real en donde mediante contacto discordante se sitúa sobre la Formación Odiá (19) y en contacto mecanizado con el Triásico inferior.

Se trata de brechas areniscas, rojas y pelitas que se han atribuido al Permico inferior por

similitud de facies con las litologías que afloran ampliamente al Norte y fuera del ámbito de la hoja de estudio.

1.2.2 MESOZOICO

1.2.2.1 DIABASAS (1). MESOZOICO

Las diabasas aflorantes en la hoja se sitúan en su ángulo noroccidental y al Norte del Monte Quinto-Real. Se trata de un pequeño afloramiento que mediante contacto mecanizado se sitúa entre las formaciones: Argus (20) y Adarza (23).

Este tipo de afloramiento y las rocas que lo componen han sido descritas en detalle por H.U. de BOER y K. MOHR (1966). Muy cerca del límite SO de la hoja y dentro de la que se sitúa inmediatamente al Sur. H.F. KRAUSSE (1973) describe un yacimiento de diabasas en los estratos del Namuriense B, lo que indica una edad más reciente para estas rocas. Los afloramientos no presentan vestigios de haber sido afectadas por la acción de la orogenia herciniana, y de aquí se deduce su edad mesozoica (H.F. KRAUSSE, 1973).

1.2.2.2 ARENISCAS ROJAS Y CONGLOMERADOS EN LA BASE (43). BUNTSAND-STEIN INFERIOR

Después de la sedimentación del Pérmico, como ya se ha citado, las formaciones del Buntsandstein invadieron con sus niveles basales los depósitos pérmicos, y la invasión fue de tal importancia que llegó a poner en contacto dichos niveles con las formaciones hercinianas, sobre las que quedaron discordantes.

Los afloramientos de esta unidad son muy reducidos y se sitúan al Sur del Monte-Quinto Real donde solamente se reconoce una parte muy reducida de la serie estratigráfica.

Regionalmente y fuera del área ocupada por la hoja de Olaberri, la serie estratigráfica del Buntsandstein comienza frecuentemente por un conglomerado, pero también

muchas veces lo hace con areniscas rojas.

El límite de Permiano y Trias se ha puesto donde terminan las intercalaciones limolíticas arcillosas del primero, en unos casos, y en otros, en los puntos donde cambian verticalmente los conglomerados de areniscas, con huecos, a otros de cemento silíceo y más compacto del Trias. El Buntsandstein comienza con el “conglomerado basal”, y donde este no existe, con la “formación arenisca”.

“Conglomerado basal”. Está formado por cantos de cuarzo lechosos, cuarcita, y, con menos frecuencia, sílex y areniscas; muy rara vez se encuentran otros componentes tales como esquistos verdes, magmatitas, como la “arenisca Abartan” del Devonico. Los cantos son bien redondeados y con un diámetro de 0,5 hasta 340 cm. Muchas veces los cantos mayores presentan vestigios de presión tectónica al tener pequeñas concavidades en su superficie. El cemento es de color rojo pálido hasta gris-rojo, de naturaleza arenosa y silícea, tan duro que las fracturas afectan igualmente a cantos y cemento. La potencia varía de 0 a 40 m como máximo. En la parte alta de la segunda mitad la formación se encuentran con frecuencia bancos de arenisca de poco espesor, como máximo de 1 m y que no tienen cantos o muy pocos. La potencia de dichas areniscas intercaladas aumenta o disminuye en relación directa con las variaciones de potencia de la formación.

En conjunto dicha formación presenta un color rojo claro hasta gris rojo.

“Formación de areniscas”. Esta suprayace al “conglomerado basal” y también se pone en contacto con las formaciones paleozoicas. Con ella comienza una secuencia que muestra uniformidad, continuidad y vasta extensión. En el muro y techo tiene límites netos.

Se presenta generalmente en bancos gruesos, con menos frecuencia en forma de placas duras. Tiene color rojo claro violáceo hasta gris rojo; a veces también rojo gris claro. El grano de las areniscas varía de tamaño medio a fino. El cemento es silíceo arenoso y rara vez cuarcítico secundario.

La arenisca tiene mica fina, distribuida en desorden espacial.

1.2.2.3 PELITAS Y ARENISCAS (44). BUNTSANDSTEIN SUPERIOR

Aflora en el mismo punto que la unidad anterior y en contacto por fallas.

La serie estratigráfica es muy reducida y al afloramiento se le atribuye esta edad por comparación con las facies que presenta regionalmente y fuera del área de estudio.

Con límite neto se sitúa sobre la formación arenisca una alternancia arenisca, limolita y arcillita que D. MULLER (1969) ha denominado "Wechsel-Folge". Hacia la mitad de esta formación hay un nivel con el conglomerado superior del Buntsandstein; este se cartografía con facilidad y sirve como subdivisión de la formación alternante. Debajo de dicho nivel, en la citada alternancia, la proporción arenosa es mayor que la de limolitas y arcillitas.

La formación, sin considerar el nivel de conglomerados, está constituida por una alternancia de areniscas rojas marrón a marrón rojo, violáceas y a veces amarillentas a blancas, de grano fino a medio, con limolitas y arcillitas de color rojo marrón. Verticalmente hay una variación irregular de potencia en las capas.

Los niveles son placas finas y medianas, rara vez gruesas, generalmente de límite neto.

Estas rocas tienen cemento arenoso muy poroso y deleznable y esporádicamente es silíceo arenoso.

Los planos de estratificación son con frecuencia ricos en mica; el relleno de ésta entre las capas es del orden de 1 mm a 1 cm.

En el borde Sur de la hoja aparece un pequeño afloramiento de sedimentos del Buntsandstein muy tectonizados y cabalados por sedimentos del Paleozoico pertenecientes a

la Formación Cuarcitas de Ocoro. Dada la fuerte tectónica no ha podido definirse con exactitud la edad (superior o inferior) del Buntsandstein y se ha cartografiado como indiferenciado. Unidad cartográfica 41.

1.2.2.4 ARENAS ARCILLOSAS (58). MAASTRICHTIENSE

Su afloramiento se situa en el borde Sur de la hoja y aparece cabalgado por la Formación Urepel.

La unidad está constituida por arenas arcillosas amarillentas dispuestas a veces en finos bancos.

El espesor es indeterminable, dadas las dificultades de observación del afloramiento. Se le atribuye edad Maastrichtiense, por estar situado bajo el Paleoceno, a pesar de que los sedimentos descritos son azoicos.

1.3. Terciario

1.3.1. PALEOCENO

1.3.1.1 CALIZAS, MARGOCALIZAS, FLYSCH (59). MAASTRICHTIENSE-PALEOCENO

Se encuentra esta serie al sur del cabalgamiento de Roncesvalles, situada en el sur de la Hoja. Se ha comprobado en algunos puntos que el Paleoceno está constituido frecuentemente por un flysch de areniscas calcáreas, arcillas calcoarenosas y arcillas calcáreas, todas ellas de espesor variable. Esta litofacies puede corresponder también al Maastrichtiense, según se ha constatado mediante fauna en un punto. J.P. MANGIN (1963) en el flysch determinó la existencia del género **navarella**, que claramente corresponde al Maastrichtiense. Asimismo ha ocurrido para la base del Paleoceno en esa facies. Sin embargo, parcialmente se ha resuelto el problema, puesto que en varios puntos se ha reconocido un tramo calizo que indudablemente representa la base del Paleoceno y

dispuesto generalmente en contacto mecánico con el paleozoico. Pero desgraciadamente hay zonas donde este nivel calizo no ha sido localizado, y este hecho puede ser debido a diversas razones, bien porque el cabalgamiento lo haya ocultado, bien porque exista un cambio lateral de facies a flysch, o por último, pueda existir un hiato estratigráfico que le haya afectado. Por tanto, al desconocer la existencia en general del referido límite cronoestratigráfico se ha adoptado el criterio de definir toda la formación como correspondiente a Maastrichtiense-Paleoceno.

El tramo calizo ya citado presenta color gris beige, grano muy fino y potencia que oscila entre 20 y 28 m. Contiene en su base un fósil característico que es la **Globigerina Daubjergensis**, BRONNMANN, y que data la base del Paleoceno. El techo ha suministrado la **Globigerina aff. Tricolulinoides**, PLUMM, también del Paleoceno.

Se superponen unos 220 m de flysch, constituido por capas de arenisca con cemento calcáreo y fino espesor, alternando con niveles más potentes de arcillas calcáreas y arenosas, ambas en proporción variable y de color beige. De esta formación se ha reconocido, entre otros, la **Globigerina velascoensis**, que data el techo del Paleoceno.

1.4. CUATERNARIO

1.4.1. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS (62). PLEISTOCENO

Las morfologías con depósitos correspondientes a glacis y glacis degradados se localizan, exclusivamente, en la parte suroriental de la hoja en la vertiente Sur del Mendiandí

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

En el ámbito de la hoja solamente se reconocen las zonas de cabecera del depósito. 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.

Su edad es Pleistoceno.

1.4.2. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (66). HOLOCENO.

Asociados a algunas laderas, se localizan unos depósitos con morfología de coluvión (66). Debe señalarse que el proceso de regularización de vertientes es bastante generalizado en el área, aunque solamente se ha representado en cartografía cuando presenta morfología y extensión más notable.

Están formados por cantos de litología condicionada por la que constituye la parte más elevada 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.

1.4.3. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. FONDOS DE VALLE (63). CONOS DE DEYECCION (64). HOLOCENO.

Los rellenos aluviales, correspondientes a los fondos de valle (63), son escasos en el ámbito de la hoja por corresponder a zonas de cabecera de la red fluvial. Los más importantes son los del río Arga, en la esquina suroccidental, y el del arroyo Sorogain, algo más al este.

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 las salidas de algunos barrancos, se han cartografiado morfologías con depósito de conos de deyección (64), 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. TECTONICA REGIONAL

La Hoja de Olaberri se localiza entre el dominio definido por la Cuenca Vasco-Cantábrica o Cuenca Vasca, y el dominio Surpirenaico. Esta cadena alpina se extiende desde el Golfo de Vizcaya hasta el Mediterráneo, transversalmente presenta una aparente simetría a partir de un eje constituido por los materiales paleozoicos. Esta alineación montañosa es la resultante de la compresión producida entre las placas Europea e Ibérica. Ha sido clasificada y subdividida en numerosas ocasiones, siendo una de las más utilizadas la realizada por MATTAUER y SEURET (1.971), basada en criterios estructurales y estratigráficos. En ella se diferencia la zona Axial, constituida fundamentalmente por materiales paleozoicos dispuestos a modo de eje de simetría de la cadena, dos zonas mesoterciarias despegadas, denominadas Nor y Surpirenaica y dos antepaises terciarios plegados.

La cobertera mesozoico-terciaria ubicada al O de la terminación Occidental de la zona Axial es conocida tradicionalmente como Cuenca Vasco-Cantábrica, dividida en tres zonas: Bloque Alavés, Bloque Santanderino y Arco Vasco. El límite entre la Cuenca Vasco-Cantábrica de características semejantes a la zona Norpirenaica, y las Zonas Surpirenaica y Axial, viene determinado por la falla de Pamplona, coincidente con la alineación de diapiros navarros, de dirección NE-SO.

El diferente comportamiento de los materiales frente a la deformación permite distinguir los siguientes dominios estructurales: zócalo, constituido por los materiales hercínicos; tegumento, formado por los depósitos de las facies Buntsandstein y Muschelkalk; nivel de despegue, integrado por las facies Keuper; y cobertera, constituida por la serie sedimentaria jurásico-paleógena. En general, el zócalo y la cobertera se han deformado independientemente gracias al nivel de despegue triásico, con una deformación mucho más acusada de la cobertera, si bien en la Zona Axial el zócalo también ha sido estructurado e incorporado a las estructuras alpinas.

A grandes rasgos, la zona de estudio comprende parte del Dominio denominado como macizo de Quinto Real.

Los estudios de esta zona comenzaron en los años treinta con la fuerte controversia ejercida entre LAMARE (1.931, 1.932, 1.944 Y 1.954) y LOTZE (1.931, 1.932 y 1.946) discutiendo el origen de las vergencias contrarias, al norte y al sur y las estructuras derivadas de ellas. Posteriormente, CHOUKROUNE (1.976) distingue en Huici la fase principal con esquistosidad N-110 subvertical y de edad post-luteciense, una fase tardía con pliegues NE-SO verticalizados y una esquistosidad tardía subhorizontal de crenulación.

HEUSCHMIDT (1.977) estudia el macizo paleozoico de Cinco Villas en el que asocia las fases 5, 6 y 7 reconocidas en los terrenos hercínicos al ciclo alpino. CAMPOS (1.979) y CAMPOS et al (1.980), reconocen una fase principal de vergencia norte en la cobertera del borde occidental de Cinco Villas. Posteriormente LLANOS (1.983), distingue dentro del ciclo alpino dos etapas, la primera intracretácica y otra posterior de vergencia norte tardicretácica. ZUAZO (1.986) distingue una fase principal con desarrollo de pliegues de vergencia norte de edad terciaria y reconoce la existencia de una tectónica polifásica posterior. EGUILUZ et al (1.988) establece las características y relaciones mutuas de las dos esquistosidades descritas por ZUAZO (1.986).

Por último MARTÍNEZ TORRES (1.989), establece tres fases de plegamiento, una prealbiense, otra terciaria de vergencia norte, y por último, otra terciaria de vergencia sur. La intersección de estas tres fases de plegamiento da lugar a la aparición de distintas figuras de interferencia.

2.2.DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Las manifestaciones de la deformación sufrida en el territorio ocupado por la Hoja son de gran importancia, e imprimen el carácter geológico dominante en esta zona, dando

lugar a un gran número de estructuras.

Entre los materiales que afloran en esta Hoja, existen varias discordancias que determinan el límite de las secuencias deposicionales y que pueden estar asociadas a impulsos tectónicos que afectan de forma global a toda la cuenca.

Los principales procesos de deformación intrapaleozoicos se localizan entre el Westfaliense y el Estephaniense, sin ninguna evidencia de fases orogénicas anteriores.

2.2.1. LAS ESTRUCTURAS HERCINIANAS

Según H.F. KRAUSSE, 1973 los elementos tectónicos dominantes muestran una fuerte vergencia de rumbo O y SO, son frecuentes los pliegues y a menudo están volcados y cizallados. A estas estructuras se suma una, clara esquistosidad, cuyo rumbo corre aproximadamente paralelo al eje y al plano axial. Sobre los flancos normales de los pliegues tendidos se constituyen, en muchos casos, pliegues parásitos, que en parte, están seccionados por fallas inversas y cabalgamientos. Son muy frecuentes también los pliegues de empujes transversales (“Querstauchungsfalten”), así como los cizallamientos de igual sentido (“Querstauchungsscherflächen”).

Los flancos verticales o subverticales volcados poseen a veces un plegamiento especial, con frecuencia aplastado y cizallado. En muchos casos los deslizamientos sobre los planos de estratificación compensan los efectos resultantes de las fuertes compresiones. En ocasiones la distensión resultante de los empujes transversales es acompañada por fallas normales, transversales también. No es rara la esquistosidad deslizante horizontal (Gleitbrett-schieferung”), de la cual resulta un plegamiento en escamas. Al término de la orogénesis se presentan unos grandes corrimientos y fallas que producen la estructura en grandes escamas y cabalgamientos.

En cuanto al rumbo de las formaciones plegadas y corrimientos de la hoja, se diferencia claramente la parte occidental de la oriental. En aquella, en la zona de la magnesita de la Fm. Asturreta predominan los pliegues y cabalgamientos de dirección N-S y NNO-

SSE. Merecen ser citados aquí anticlinales de Ocoro y Asturreta.

El anticlinal muestra una inmersión hacia el S, lo que motiva el asomo de capas cada vez más recientes. Se observa bien el rumbo hacia el S del techo de la magnesita y dolomía. Este anticlinal muestra una vergencia hacia el O, en la cual el flanco O está volcado, y de trecho en trecho plegado isoclinalmente. La esquistosidad marcha paralela al rumbo axial. Por el N el anticlinal está cruzado por fallas inversas de rumbo O-E. Según H.V. DE BOER, estas fallas son de edad herciniana. La zona de escamas cobijadas que se encuentra también en este anticlinal se ha originado en la orogenia herciniana y más tarde ha adquirido su estructura tectónica actual.

Más al sur el anticlinal describe una boveda de plegamiento en cuyo núcleo afloran estratos o capas famenienses y del Carbonífero Inferior, que se sumerge axialmente lo mismo por el N que por el S bajo los sedimentos del flysch namuriense.

Por la zona de la magnesita, en la parte SO de la hoja, pasa, según K. MOHR y A. PILGER (1965), el lineamiento de Elizondo, orientado de N a S, que es un antiguo elemento de dirección N-S el cual cruza toda la cadena pirenaica y presenta claramente los caracteres propios tanto estratigráficos como tectónicos mineros y morfológicos que lo integran.

En el tercio occidental de la Hoja, en la cual se define bien el rumbo N-S de los elementos tectónicos que la constituyen aparece el cabalgamiento de Urquiaga, de gran amplitud que se prolonga según el rumbo NMO-SSE en el cual el Devónico inferior y Medio se apoyan sobre el Devónico Superior.

Según H.F. KRAUSSE, 1973 b la tendencia regional de los ejes de pliegues, cabalgamientos y fallas inversas en el Macizo Quinto Real Aldudes es NO-SE. La tendencia local en algunas partes es N-S (NNO-SSE).

Las partes central y oriental de la Hoja están formadas por estructuras tectónicas y cabalgamientos, de rumbo N-S predominante.

2.2.2. LA ACTIVIDAD TECTÓNICA ALPÍDICA

Con el plegamiento herciniano una gran parte de los Pirineos occidentales entre los que se cuenta los que comprende esta Hoja, se consolidan de modo casi definitivo, ya que durante la orogenia alpídica constituyen bloques autóctonos. Sólo en algunos puntos son afectados por la nueva orogenia, si bien se fragmentan y chocan unos contra otros. Mas tarde, quedan sometidos a los empujes de la orogenias alpidica. Se observa la aguda discordancia del Triasico, que resposa sobre los terrenos hercinianos arrasados y convertidos en amplias penillanuras. En la parte S de la Hoja aflora el flysch cretacico y terciario antiguo, el cual queda cubierto por el gran cabalgamiento de edad herciniana, cuya orientación general es la de E a O.

En cuanto a la deformación de los estratos en los tiempos posteriores al herciniano, conforme con las observaciones de H.F. KRAUSSE (1973), diremos que los movimientos tectónicos de edad alpídica son de carácter de pliegues y fallas, en donde predominan, entre estas últimas, las inversas.

El gran cabalgamiento herciano sobre el flysch de la zona externa de los Pirineos es de edad pirenaica, es decir situado entre el Eoceno y el Oligoceno. La fase orogénica pirenaica es así la más importante de las que se han ido sucediendo en la orogénesis alpidica.

3.- GEOMORFOLOGÍA

La hoja de Olaberri se localiza en la parte más septentrional del territorio navarro en las proximidades del límite con Francia, quedando comprendida en las comarcas del Macizo de Aldudes-Quinto Real.

En el ámbito de la hoja predomina el modelado estructural labrado sobre los materiales detríticos paleozoicos que constituyen el sustrato.

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. SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

La hoja de Olaberri 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 acia el Atlántico encontrándonos, en esta zona, la representación del equivalente de la zona axial, que viene definida por el Macizo de Aldudes-Quinto Real.

Morfográficamente, la hoja se caracteriza por la presencia de un relieve montuoso. Las alturas culminantes en el ámbito de la hoja son: Adi (1.457 m.), Iturrumburu (1.312 m.), Putzuzar (1.287 m.), Burdindogieta (1.245 m.) y Zotalar (1.207 m.), todos ellos en la zona centromeridional de la hoja.

El drenaje en el ámbito de la hoja de Olaberri presenta la característica principal de incluir la divisoria de aguas Cantábrico-Mediterráneo, ya que la parte meridional contiene las cabeceras del Arga y Erro, correspondientes a la Cuenca del Ebro, mientras que la zona septentrional es tributaria del Baztán (Bidasoa), incluyendo también algunas cabeceras de barrancos de la cuenca del Nive (Francia).

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

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

La hoja se encuentra ocupado, en su totalidad, por sedimentos predominantemente detríticos del Paleozoico (esquistos y cuarcitas).

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** principales, que constituyen el rasgo estructural más característico en el área.

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 deprimi-

das, 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 Olaberri, 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 morfologías de **deslizamientos** en las laderas.

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**, escasamente importantes al tratarse de zonas de cabecera de la red.

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.

Entre las morfologías de génesis poligénica presentes en la hoja de Maya de Baztán, en

algunas áreas se han representado las morfologías de **glacis** que se reconocen en el ángulo suroriental.

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**.

3.2.2.4 FORMAS GLACIARES/PERIGLACIARES

Se han reconocido en el ámbito de la hoja algunas morfologías relacionables con génesis glaciar y periglacial correspondientes a **circos degradados** y **corredores de avalancha**.

En la zona de Argintzu y Larrautx, en la vertiente orientada al NE del Macizo de Quinto Real, y cotas relativamente bajas (1.000-1.100 m.), se han cartografiado una serie de cuatro morfologías excavadas que se atribuyen a circos glaciares degradados. Quedan englobadas en una morfología de dimensión mayor y límites imprecisos, por lo que no ha sido representada en el mapa, y que puede corresponder a una morfología de un circo preexistente.

En la zona suroriental de la hoja se han reconocido una serie de pequeños corredores de avalancha en la vertiente occidental de la alineación de Mendiandi.

En la Bibliografía regional ya es citada la presencia testimonial de cuatro focos glaciares pleistocenos en esta zona pirenaica: Ortanzurrieta, Ibañeta, Artesiaga y este correspondiente a la zona de Adi y aldaños.

3.2.2.5 FORMAS ANTROPICAS

Por su extensión e importancia morfológica, se han cartografiado los vaciados de las **canteras** de magnesitas localizados en el ángulo suroccidental de la hoja.

3.2.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En el capítulo de Estratigrafía, se incluye una breve descripción de los depósitos cuaternarios cartografiados en la hoja de Olaberri. 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. 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.

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

Asociados a algunos cauces, tanto de la red principal como de la secundaria, se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle. En todos los casos son de escasa extensión y desarrollo.

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.

3.2.3.3 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS (c). POLIGENICO. PLEISTOCENO.

Corresponden a las zonas más proximales de unas morfologías de glacis que se localizan en el ángulo suroriental de la hoja.

Están formados por cantos heterométricos, en matriz limoarcillosa y de escaso espesor en esta zona (2-3 m.)

3.3.EVOLUCIÓN DINÁMICA

El registro morfológico más antiguo existente en la hoja de Olaberri, 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 el depósito de las morfologías de glacis que, en otras zonas, son coetáneos con terrazas fluviales.

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.MORFOLOGÍA 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 Olaberri.

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 minimizar las consecuencias de la actividad de estos procesos, se recomienda favorecer, en lo posible, el desarrollo de una cobertura 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

En el terreno ocupado por la Hoja número 91 a escala 1/50.000, VALCARLOS, en donde se localiza la hoja 1/25.000 Olaberri, la serie sedimentaria comienza con el Ordovícico, cuyo espesor, de unos 1.500 m lo constituyen depósitos psamíticos, como fundamento del geosinclinal en su fase inicial. Los sedimentos se hacen cada vez más arcillosos e indican la transición al Silúrico. Los graptolitos indican una fase de tranquilidad. El paso al Devónico se hace sin una interrupción sedimentaria. Como ya los antiguos indicaban, y KURAUSSE lo confirma en 1973, no existe ningún indicio de orogenia caledoniana, bien fuera tectónica (entre Ordovícico y Silúrico) ni ericónica (entre Silúrico y Devónico).

En el Devónico inferior se nota la inestabilidad del subsuelo por la notable variedad de facies, unas veces domina el carácter clástico, otras la formación de los carbonatos en medio tranquilo (calizas y dolomías). Son típicas las brechas de este periodo y la rápida evolución de los depósitos (REQUADT, 1972). Los deslizamientos de las masas brechoideas confirman el estado de movilidad con que se encuentra el terreno.

En cambio, las facies de quietud marina se desarrollan durante el Devónico Medio y llegan hasta el Frasnense, en donde vuelve a constituirse el grupo macroclástico arenoso. Otra facies de agua tranquila la encontramos en los potentes “esquistos Artesiaga”, que con la “caliza “con flaser” Picuda” cierra este subperiodo de Frasnense.

Existe una facies especial del Fameniense en la cuenca del río Arga, definida por la facies Sotolar, ya antes descrita. Luego sigue el grupo Eugui del Carbonífero Inferior. El límite Frasnense-Fameniense se encuentra sobre la “caliza con “flaser” Picuda”, con la fauna de conodontos y bajo la “caliza pastel Surian” con conodontos en nivel equivalente a los esquistos abigarrados, que podrían corresponder al “marbre griotte”. El paso del Devónico al Carbonífero debemos suponerlo entre la “caliza con “flaser” Picuda” y la “caliza pastel Surian”. Es posible que esté situada sobre el lentejón calizo de la facies Sotolar.

El límite Carbonífero Superior debe estar situado entre la “caliza pastel Suriain” (con conodontos) y la serie carbonatada (con goniatites del Namuriense B). El espacio que queda entre las dos series es de unos 60 m. que suponemos están ocupados por los “esquistos abigarrados Arga”.

Establecida así la fijación de niveles de horizontes y pisos estratigráficos, podremos reflexionar sobre el gran espesor que tiene el Franiense, ya antes citado, que en un corte normal va desde la parte superior de los “esquistos Argús” hasta por encima de la “caliza con “flaser” Picuda”, lo que hace suponer una potencia total de 1.300 a 1.550 m.

En cambio, el Devónico Superior (Fameniense) tiene un espesor muy pequeño, que está comprendido entre los 30 y 90 m. Un espesor semejante lo muestra también el Carbonífero Inferior, en el cual se miden series de estratos de 70 a 100 m. El Fameniense junto con el Carbonífero Inferior, alcanza en el corte normal una potencia máxima de unos 190 m. y una mínima de por lo menos 90. El espesor medio más probable que poseen debe ser de unos 120 m (A. PILGER; 1973).

Desde luego, en el límite entre el Devónico y el Carbonífero no ha debido existir una auténtica deformación orogénica herciniana de cierta intensidad, puesto que por ninguna parte se ha podido hallar una estructura anterior al Carbonífero Inferior o una patente discordancia en el plegamiento. Sí, en cambio, atribuimos a este rápido cambio de facies, y de espesor sedimentario -desde luego, de poco desarrollo- tanto del Devónico Superior como del Carbonífero Inferior, o bien si atribuimos el límite entre Devónico y Carbonífero a fuertes movimientos epirogénicos tectónicos de carácter macrorregional, entonces podríamos pensar en la posible existencia de una orogénesis de edad bretonica. Incluso podríamos hablar de movimientos sinorogénicos (H.F.KRAUSSE, 1973).

No hay indicios de carácter tectónico en el paso del Carbonífero Inferior al Superior. El límite entre uno y otro de este Carbonífero se encuentra en los “esquistos abigarrados Arga”, en cuya época no han existido movimientos orogénicos.

En el Namuriense B tenemos un sorprendente cambio de facies en las series sedimentarias carbonatadas con la aparición de la magnesita y la dolomía. Se ve una sucesión de, por lo menos, 800 a 1000 de potencia de estratos portadores de restos animales y vegetales, con sedimentos de tipo flysch, esquistos arcillosos y grauwacas con intercalaciones conglomeráticas datadas del Carbonífero Superior, que incluye también tramos altos del Namuriense y Westfaliense. A este Carbonífero Superior pertenecen también las series de idéntica composición variada del macizo de Cinco Villas. Debido al gran espesor de esta formación carbonífera y a las masas de cantos rodados o guijarros intercaladas, se tiende a considerar la posible existencia de una fosa o de una depresión marginal, que indicará haber pertenecido a un orógeno herciano antiguo.

4.1. CICLO POSTHERCINIANO

La considerable potencia, así como la naturaleza litológica de las formaciones pérmicas, indican una continua subsidencia en la cuenca con aportes también incesantes de materiales hercianos próximos y sometidos a una fuerte erosión.

Comienza el Buntsandstein con una invasión de materiales clásticos, de tal importancia, que no sólo cubrió los sedimentos pérmicos, sino también el zócalo herciano. La deposición sobre éste último fue discordante, pero no así sobre el Pérmico, y de aquí se deduce la inexistencia de movimientos tectónicos durante esta época.

5.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1. YACIMIENTOS MINERALES

En la hoja de Olaberri (91-III) se localizan las canteras que benefician las magnesitas en el área de Eugui, como actividad minera más destacable. También en la zona de Arroyo de Zubiando, existe una antigua explotación de hierro en los materiales del Devónico. Por otra parte, están citados indicios de oro, cobre, hierro, fluor, barita y cinabrio que no han sido objeto de explotación.

5.1.1. LA MAGNESITA DE ASTURREA-EUGI (A. PILGER, 1973)

La “serie carbonatada”, cuyo espesor llega a ser de 160 m, constituida por magnesita cristalina, es un elemento estratigráfico del Namuriense Inferior B (perteneciente al Carbonífero Superior).

J. GOMEZ DE LLARENA ha descrito las circunstancias del descubrimiento y extracción de este valioso mineral en varias de sus publicaciones de las que anotamos aquí algunas (1950, 1951, 1954, 1965, 1965, 1972). A. PILGER (1959) considera la magnesita como una serie concordante con los restantes elementos constituyentes del Namuriense y que, junto con ellos, ha tomado parte en el plegamiento herciniano. La erosión deja al descubierto aquí y allá la magnesita, lo que al principio, antes de conocerse su verdadera disposición, inducía a pensar que se trataba de pequeños lentejones de este mineral.

Comprobada su continuidad, como muestra el Mapa geológico a escala 1/25.000, publicado por el Instituto Geológico de la Universidad Técnica de Clausthal-Zellerfeld, se han podido señalar tres grandes anticlinales (entre otros, Asturreta-Ocoro) y un pequeño sinclinal en la magnesita de serie carbonatada, comprendida en la Hoja de Valcarlos, cuyos ejes llevan un rumbo N-S y se hunde hacia el S. Al mismo tiempo se reconoce que la magnesita, en donde alcanza su mayor potencia, parece estar situada en la zona

afectada por el lineamiento de Elizondo, de rumbo N-S que, como hemos dicho antes (K. MOHR y A. PILGER, 1965), atraviesa los Pirineos occidentales en toda su anchura.

Lo mismo en el muro que en el techo, la magnesita está rodeada por la dolomía; además, en el techo se encuentra también envuelta por calizas y esquistos negros. Los lentejones dolomíticos se presentan en cantidades variables, lo mismo que ocurre con los esquistos, incluso en el interior de la bien estratificada magnesita. Lateralmente, hacia el No y SE, la magnesita se acuña, viéndose así que las bandas de este mineral se van reduciendo cada vez más y acaban por indentarse con las dolomías. Suponiendo que los estratos plegados se desarrollaran hasta quedar completamente extendidos, la superficie ocupada por la magnesita tendría una extensión comprendida entre 30 y 50 km². En cuanto a la amplitud de la parte explotable, teniendo en cuenta su espesor y la proporción correspondiente de MgO, tienea entre 1/6 y 1/8 de la extensión total. Resultan así valores comprendidos entre 95 y 98 de MgO.

Sobre la génesis de la magnesita haremos aquí únicamente una breve referencia, prescindiendo además de tratar sobre los problemas mineralógicos y geoquímicos. En cambio, señalaremos que se halla en preparación el cuaderno 12 de los "Clausthaler Geologischen Abhandlungen" (Cuadernos Geológicos de Clausthal). J.G. DE LALRENA, desde su primera publicación en 1950, supone la génesis puramente sedimentaria de la magnesita durante el Carbonífero Superior, seguida de una recristalización. La lista completa de las publicaciones de este autor muestra la invariabilidad de su hipótesis. Entre otros argumentos presentados por G. DE LLARENA, anotamos aquí los estratos esquistosos portadores de goniátites contenidos en la magnesita bien estratificada y, además, su indentamiento con la dolomía, J. P. DESTOMBES (1955, 1956), F. LOTZE (1955), E. CLARR /1956), A. PILGER (1959), R. ADLER y D. RICHTER (1961), etc. interpretan la magnesita con una sustitución (Verdrängung) metasomática de las calizas y dolomías carboníferas por las soluciones hidrotermales magnesianas durante la era elpídica. Sobre todo, estos autores indican que en la inmediata cercanía del yacimiento se encuentra también la magnesita en el Emsiense y en el Triásico. A. PILGER (1959) pudo probar su formación hidrotermal. Primeramente J. MOHR (1964), luego RH.

REQUADT (Asociación Geológica de Clausthal, no publicada todavía) admiten desde 1964 el origen profundo de la magnesita y la aportación posterior de las soluciones magnesíferas al mar del Carbonífero Superior. Según esta hipótesis, ambos autores consideran la magnesita de Eugui como una formación sinsedimentaria-hidrotermal, constituida durante el Namuriense B, la cual fue seguida por una recristalización.

5.2. HIDROGEOLOGÍA

5.2.1. INTRODUCCIÓN

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.

Hidrológicamente, 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 cobertura vegetal existente.

5.2.4. PRINCIPALES ACUÍFEROS

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 Valcarlos todos los manantiales inventariados presentan caudales muy bajos, habitualmente inferiores a 10 l/seg., que proporcionan exclusivamente abastecimientos a particulares o pequeñas comunidades. Solo cabe destacar, en orden a su caudal, algunos manantiales que superan los 20 l/seg., en el Bidasoa (manantial de Negusarai II, con 65 l/seg.) y en el río Luzaide (manantiales de la Regata del Infierno con 26 l/seg.)

6.- BIBLIOGRAFIA

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'Íraty, 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 Sean. 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.

FRUTE, J.Y. (1988). "Le role de l'accident D'estella 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'Arizakun 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 struckturkarte i. D. Aulage, Clausthal-Zellerfeld.

KULLMANN, J. (1970). "Oberdevonische und karbonische Goniaticen Faunen in den Spanischen Westpyrenäen." Clausthaler Geol. Abh., H. 12 (In Vorbereitung), Mskrpt. 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 á 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. 3º Cycle, Fac. Sc. Univ. París, 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 crétae des Massifs des Aldudes et de Mendibelza (Pyrénées basques)". C.R. Acad. Sc., 262, Sér. D. Pp. 2.413-2.434, 2 figs., Paris.

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.