

**HOJA A ESCALA 1:25.000 N° 90 - II**

**SUMBILLA**

**MEMORIA**

La presente Hoja y Memoria, ha sido realizado por “Informes y Proyectos S.A. (INYPSA)”, durante el año 1995, con normas, dirección y supervisión del Gobierno de Navarra, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

**Dirección y Supervisión (GOBIERNO DE NAVARRA)**

. Faci Paricio, E. Dirección del Proyecto

**Autores y Colaboradores (INYPSA)**

. Blas Balaguera, I.	Cartografía, Memoria e Informática
. Diaz de Neira, J.A.	Cartografía y Memoria
. García de Domingo, A,	Cartografía y Memoria
. Cabra Gil, P.	Geomorfología y Cuaternario
. Zamorano Cáceres, M.	Sedimentología
. Martinez Torres, L.	Tectónica
. Gálvez García, C.	Hidrogeología
. Gil Gil, J.	Informática, Geología y Geotecnia
. Mateos Marcos, L.M.	Informática, Geología

## ÍNDICE

### **0. INTRODUCCIÓN**

### **1. ESTRATIGRAFÍA**

#### 1.1. Paleozoico

##### 1.1.1. Macizo de Cinco Villas

- 1.1.1.1 Esquistos arenosos (nivel 4). Siegeniense-Emsiense.
- 1.1.1.2 Esquistos. Formación de Sumbilla (nivel 5) Siegeniense-Emsiense medio
- 1.1.1.3 Alternancia de arniscas y limos. Formación Sumbilla (nivel 6). Siegeniense-Emsiense medio.
- 1.1.1.4 Esquistos negros arenosos. Formación Oronoz (nivel 7) Emsiense superior.
- 1.1.1.5 Calizas. Formación Oronoz (nivel 8). Emsiense superior.
- 1.1.1.6 Esquistos con intercalaciones arcillo-calcáreas (nivel 9) y calizas alternando con esquistos (nivel 10). Formación Kalforro. Emsiense superior-Eifeliense.
- 1.1.1.7 Esquistos arenosos (nivel 11) y calizas (nivel 12). Formación Elorzuri. Givetiense.
- 1.1.1.8 Areniscas cuarcíticas. Areniscas de Arregui (nivel 13). Frasniense.
- 1.1.1.9 Esquistos arcillosos. Esquistos de Ezponga (nivel 14). Frasniense- Fameniense inferior.
- 1.1.1.10 Areniscas hematíticas (nivel 15) Fameniense.

##### 1.1.2. Macizo de Quinto Real.

- 1.1.2.1 Esquistos, margas con intercalaciones de calizas lenticulares (nivel 16). Fm. Argus. Givetiense-Frasniense.
- 1.1.2.2 Cuarcitas con intercalaciones de pizarras (nivel 17). Fm. Adarza. Arniscas y pizarras (nivel 19). Fm. Zuregún. Esquistos y areniscas (nivel 20). Fm. Zocoa. Frasniense.

- 1.1.2.3 Areniscos y esquistos (nivel 21). Fm. Trepa. Cuarcitas (nivel 22). Fm. Ocoro. Frasnense.
- 1.1.2.4 Esquistos (nivel 24). Fm. Artesioga. Frasnense.
- 1.1.2.5 Calizas (nivel 25). Fm. Picuda. Frasnense.
- 1.1.2.6 Areniscas y esquistos (nivel 26). Fm. Abartán. Frasnense-Tournasense.
- 1.1.2.7 Dolomías tableadas (nivel 30). Fm. Ochaverri. Veseense-Namuriense.
- 1.1.2.8 Dolomías. Fm. Asturreta (nivel 31). Namuriense B.
- 1.1.2.9 Dolomías, pizarras y esquistos. Fm. Basrdi (nivel 33) Namuriense B.
- 1.1.2.10 Pizarras, grauvacas y conglomerados. Fm. Olazar (nivel 35) Westfaliense.

#### 1.1.3. Análisis secuencial del Devónico-Carbonífero.

#### 1.1.4 Pérmico

- 1.1.4.1 Arcillas, limos y conglomerados (nivel 36). Pérmico.
- 1.1.4.2 Análisis secuencial del Pérmico.

### 1.2. Mesozoico

#### 1.2.1 Triásico

- 1.2.1.1. Conglomerados y areniscas (nivel 38). Areniscas rojas (nivel 39). Arcillas y areniscas (nivel 40). Facies Buntsandstein. Triásico inferior.
- 1.2.1.2. Calizas y dolomías (nivel 41). Facies Muschelkalk. Triásico medio.
- 1.2.1.3 Arcillas yesíferas abigarradas (nivel 43). “Facies Keuper”. Triásico superior.
- 1.2.1.4 Análisis secuencial del Triásico.

#### 1.2.2. Jurásico

- 1.2.2.1. Dolomías, calizas y brechas calcáreas (nivel 44). Triásico superior-Sinemuriense

- 1.2.2.2. Margas y calizas (nivel 45). Sinemuriense-Aalenense
- 1.2.2.3. Calizas y margas (nivel 48) Aalenense-Malm.
- 1.2.2.4. Análisis secuencial del Jurásico

### 1.2.3. Cretácico

- 1.2.3.1. Arcillas, margas arenosas, arenas y calizas. Facies “Weald”. (Nivel 50) Valanginiense-Barremiense.
- 1.2.3.2. Calizas con construcciones de rudistas (nivel 51) Aptiense-Albiense
- 1.2.3.3. Margas (nivel 52) Aptiense.
- 1.2.3.4. Mármol (nivel 56) Aptiense-Albiense.
- 1.2.3.5. Arcillas, areniscas y pizarras (nivel 57) Albiense-Cenomaniense inferior.
- 1.2.3.6. Calizas (nivel 58) Albiense Cenomaniense inferior.
- 1.2.3.7. Conglomerados calcáreos (nivel 60) Aptiense-Cenomaniense
- 1.2.3.8. Margas, areniscas y calizas (nivel 62) y calizas (nivel 63). Turnoniense-Santoniense.
- 1.2.3.9. Análisis secuencial del Cretácico

### 1.3. Cuaternario

- 1.3.1. Arcillas pardo rojizas. Arcillas de descalcificación (nivel 64)
- 1.3.2. Cantos, arenas y arcillas Glacis. (nivel 65)
- 1.3.3. Cantos, gravas, arenas y arcillas. Terrazas (nivel 66) fondos de valle (nivel 72) y llanura de inundación (nivel 73)
- 1.3.4. Arenas, gravas y arcillas. Conos de deyección (nivel 70)
- 1.3.5. Cantos gravas, bloques y arcillas. Coluviones (nivel 69)
- 1.3.6. Bloques y arcillas. Deslizamientos (nivel 67).

## 2. TECTÓNICA

### 2.1. Consideraciones generales

### 2.2. Descripción de las principales estructuras.

- 2.2.1. Discordancias
- 2.2.2. Pliegues
- 2.2.3. Fracturas.
  - 2.2.3.1 Falla de leiza
  - 2.2.3.2 Falla de Pamplona.

2.3. Cronología de la deformación

**3. GEOMORFOLOGÍA**

3.1 Descripción fisiográfica

3.2 Antecedentes

3.3 Análisis morfológico

3.3.1 Estudio morfoestructural

3.3.2 Estudio del modelado

3.3.2.1 Formas fluviales

3.3.2.2. Formas de ladera

3.3.2.3 Formas cársticas

3.3.2.4 Formas poligénicas

3.4 Formaciones superficiales

3.5 Evolución geomorfológica

3.6 Procesos actuales

**4. PETROLOGÍA**

4.1. Rocas ígneas

4.1.1. Diabasas, (nivel 1)

4.1.2 Lherzolitas, (nivel 2)

4.1.3 Ofitas, (nivel 3)

4.2. Rocas metamórficas

4.2.1. Metamorfismo regional

4.2.1.1 Metamorfismo hercínico.

4.2.1.2 Metamorfismo alpino

4.2.2. Metamorfismo de contacto.

## **5. HISTORIA GEOLÓGICA**

5.1 El ciclo Hercínico

5.2 El ciclo Alpino

## **6. GEOLOGÍA ECONÓMICA**

6.1. Recursos minerales

6.1.1. Minerales metálicos

6.1.1.1. Hierro

6.1.1.2. Cobre

6.1.1.3. Bario

6.1.2. Minerales y rocas industriales

6.1.2.1. Caolín

6.1.2.2. Mármol

6.1.2.3. Arenicas

6.1.2.4. Magnesitas

6.1.2.5. Calizas

6.1.2.6. Ofitas

6.1.3. Sustancias energéticas

6.1.3.1. Carbón

6.1.4. Interés potencial de los recursos mineros

6.2. Hidrogeología

6.2.1. Introducción

6.2.2. Descripción hidrogeológica

6.2.3. Características hidrogeológicas

6.3. Geotecnia

6.3.1. Introducción

6.3.2. Metodología

6.3.3. Zonificación geotécnica



#### 6.3.4. Características geotécnicas

6.3.4.1. Introducción

6.3.4.2. Área I

6.3.4.3. Área II

6.3.4.4. Área III

6.3.4.5. Área IV

## **0. INTRODUCCION**

La Hoja escala 1:25.000 de Sumbilla (90-II), es el segundo cuadrante de la Hoja a escala 1:50.000 de Sumbilla nº 90, y se encuentra incluida dentro de la Comunidad Foral de Navarra. Geográficamente se ubica situada en el sector septentrional navarro, ocupando la zona que individualiza el macizo de Cinco Villas al noroeste del macizo de Quinto Real al sur.

Los principales núcleos de población son Santesteban en el sector occidental con 1.191 habitantes y Sumbilla con 710 habitantes, teniendo el resto de las poblaciones menos de 500 habitantes, entre ellos Legasa, Navarte, Oyeregui, Oronoz, Irurita, Almandoz, situándose el límite de la Hoja en las afueras de la localidad de Eliozondo con 7.959 habitantes.

El resto de la Hoja se encuentra muy despoblada distribuyéndose la escasa población en casa rurales aisladas.

El relieve es muy abrupto, con profundos barrancos en los que se encajan ríos y arroyos. Los ríos Bidasoa y Ezcurra, divide la Hoja en dos sectores, el septentrional, situándose su mayor elevación en el Otesón con 685 m mientras que en el sector meridional existen elevaciones que superan los 1.000 m en el monte Abartan (1096 m) situado en el sector suroriental de la Hoja y en las estribaciones meridionales de Garmendi con alturas de unos 900 m.

Los cursos fluviales fluyen hacia la viertiente cantábrica y forman parte de la Cuenca del río Bidasoa, que adquiere este nombre desde Oronoz hasta su desembocadura mientras que de Oronoz a la cabecera fluvial se denomina río Batzan.

Este curso fluvial con precipitaciones en cabecera que oscilan 1.800 y 2.000 mm anuales, aporta en Oronoz 360 Hm<sup>3</sup> anuales que discurren en régimen de tipo pluvial oceánico, caracterizado por sus amplios períodos de altas aguas invernales y la poca intensidad de su reducido estiaje.

El río Ezcurra, desemboca en el río Bidasoa en las inmediaciones de Santesteban drenando parte del macizo de Cinco Villas, aportando un caudal de 190 Hm<sup>3</sup> anuales en régimen pluvial oceánico.

Respecto a las vías de comunicación, esta Hoja se encuentra bien comunicada por la carretera nacional 121 con Pamplona y por la comarcal 133 con Vera de Bidasoa y Leiza. Además existen varias carreteras comarcales, locales y pistas forestales que comunican los distintos núcleos de población.

La principal ocupación de la población se centra en la agricultura y la ganadería.

Desde un punto de vista geológico, la Hoja se enmarca en el Pirineo occidental en su confluencia con el Arco Vasco. A grandes rasgos, el orógeno pirenaico se caracteriza por un cinturón de pliegues y cabalgamientos de orientación E-O desarrollados entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior, como resultado de la convergencia entre las placas Ibérica y Europea; presenta una elevada simetría con respecto a su franja central denominada Zona Axial, integrada fundamentalmente por rocas plutónicas y materiales paleozóicos que constituyen el zócalo regional. Flanqueando a la Zona Axial se disponen las Zonas Nor y Surpirenaica, constituidas por materiales mesozóicos y paleógenos intensamente plegados, que integran la cobertera. Esta última zona cabalga sobre la Depresión del Ebro, cuenca de antepaís rellena por sedimentos neógenos postorogénicos.

En cuanto al Arco Vasco, se sitúa en el extremo oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica considerada tradicionalmente como un sector marginal de la cadena pirenaica y constituida por materiales mesozóicos y paleógenos moderadamente deformados que muestran cierta similitud con los de la Zona Norpirenaica. El límite entre el Pirineo occidental y la Cuenca Vasco-Cantábrica coincide con un accidente transversal a la cadena de dirección NE-SO, conocido como falla de Pamplona (o de Estella-Elizondo), cuyo reflejo superficial es la alineación de diapiros navarros, ya que a ambos lados del mismo se aprecia una importante variación de las características estratigráficas y estructurales de los materiales aflorantes.

Geológicamente esta zona es muy complicada tectónicamente ya que en ella convergen la falla de Pamplona con la falla de Leiza, continuación de la falla Norpirenaica, separando la primera de ellas el macizo de Quinto Real al sureste del Manto de los Mármoles y la Ulzama al suroeste y la segunda los dominios antes citados de la Depresión Intermedia y del macizo de Cinco Villas como se puede apreciar en la figura 1.

En líneas generales el macizo de Quinto Real, se caracteriza por un conjunto de pliegues de orientación submeridiana, vergentes hacia el O. El Manto de los Mármoles se caracteriza por presentar un ligero metamorfismo de edad Alpina y que afecta a materiales del Jurásico y Cretácico con pliegues de dirección E-O interferidos por estructuras transversales de dirección NNO-SSE, con una doble vergencia tanto hacia el norte como hacia el sur. La Depresión Intermedia en esta zona comprimida entre la falla de Leiza, (Manto de los Mármoles) y el macizo paleozoico de Cinco Villas que cabalga hacia el sur dando lugar a un sinclinorio de dirección E-O que en esta Hoja se curva hasta adquirir una dirección ENE-OSO. Este dominio presenta pliegues con vergencia norte. El macizo paleozoico de Cinco villas caracterizado por la presencia de una unidad autóctona constituida por terrenos del Fameniense superior- Westfaliense y una segunda unidad cabalgante, constituidas por terrenos devónicos y silúricos.

La cartografía de la presente Hoja, está basada en la Hoja de Sumbilla a escala 1:25.000 realizada por la Diputación Foral de Navarra y en la cartografía realizada por MARTINEZ TORRES L.M. (1989) para su Tesis Doctoral.

Así mismo ha sido de gran utilidad la Hoja a escala 1:50.000 (MAGNA) de Sumbilla (Nº90) realizada por DEL VALLE et al (1973).

Son muy numerosos los trabajos de carácter regional que pueden encontrarse en la literatura clásica acerca de el Pirineo y La Cuenca Vasca, en concreto, los trabajos de LAMARE (1.936), que realiza cartografías detalladas del Manto de los Mármoles. Posteriormente hay que destacar los trabajos de RAT (1.959), FEUILLEE (1.965), VILLALOBOS (1.971 Y 1.979) Y MATHEY (1.983).

Respecto al Manto de los Mármoles es importante destacar los trabajos de EWERT (1.964), en tectónica y metamorfismo y VOLTZ (1.964), que trata cuestiones estratigráficas y paleogeográficas. Posteriormente WALGENWITZ (1.976), estudia las ofitas y las lherzolitas, ALBARADE Y MICHAIR-VITRAC (1.978), y MONTAGNI (1.986), que datan el matamorfismo y MENDIA (1.987) que ha realizado un inventario de las rocas profundas. Así mismo DEL VALLE DE LERSUNDI, J. (1.986), ha realizado interesantes observaciones sobre la tectónica general del norte de Navarra.

Por último hay que destacar los trabajos efectuados por MARTÍNEZ TORRES, L.M. (1.989), sobre la “Geología Estructural y Evolución Geodinámica del

Manto de los Mármoles”, de MENDIA M.S. Y GIL IBARGUCHI (1.991), que estudian las rocas metamórficas a lo largo de la falla de Leiza y los trabajos de MELENDEZ G; FONTANA, B, GALLEGO M.R.; (1.993) sobre el Jurásico de la Cordillera Vasco-Cantábrica.

## 1. ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de esta Hoja se ha realizado en base a criterios secuenciales, definiendo unidades tectosedimentarias limitadas por rupturas deposicionales con expresión cuencial. En cada unidad así definida y delimitada se han cartografiado los distintos cuerpos litológicos, determinando hasta donde ha sido posible, sus variaciones espaciales y sus relaciones de facies.

La descripción de los niveles cartográficos se ha realizado con el apoyo de las distintas bases de datos elaboradas en esta Hoja. agrupándose dichos niveles en las diferentes unidades tectosedimentarias que se han definido en esta región, teniendo en cuenta la escala de trabajo y su carácter, eminentemente cartográfico.

Los materiales aflorantes en la Hoja de Sumbilla (90-II) pueden agruparse en tres grandes conjuntos: Paleozoico, Mesozoico y Cuaternario, cuyas características y distribución presentan acusadas diferencias estando totalmente ausentes los depósitos pertenecientes al Terciario.

El Paleozoico aparece representado en dos dominios estructurales diferentes, estos dominios son: El macizo de Cinco Villas (Dominio Nor-Pirenaico), que se prolonga hacia el País Vasco y el macizo de Quinto Real que se prolonga hacia Francia.

Ambos dominios presentan características litológicas, sedimentológicas y tectónicas diferentes, sin aparente correlación estratigráfica. debido a la localización de la falla Norpirenaica entre ambos macizos.

El Jurásico aflora fundamentalmente al sur de la falla de Leiza muy dislocados por la fuerte tectónica que afecta a esta zona. Está constituido por tres tramos cartográficos, disminuyendo en espesor el tramo margoso intermedio y aumentando, por lo tanto, el porcentaje en niveles carbonatados.

El tránsito Jurásico-Cretácico se realiza mediante un tramo cartográfico muy continuo en facies “Weald”.

El Cretácico inferior está formado por los niveles calcáreos con construcciones de rudistas del Aptiense, en facies urgonianas, culminando el Cretácico

inferior en los niveles detríticos pizarrosos del Albiense, que se asientan sobre una amplia discordancia que afecta al resto del Cretácico inferior alcanzando en el sector oriental al techo del Jurásico.

## **1.1 PALEOZOICO**

los materiales paleozoicos aflorantes en esta Hoja se distribuyen en dos dominios tectónicos diferentes; macizo de Cinco Villas y Macizo de Quinto Real sin continuidad estratigráfica y sedimentológica entre ellos.

### **1.1.1 Macizo de Cinco Villas**

Se extiende al norte de la falla de Leiza en afloramientos muy poco visibles y en general con una gran monotonía litológica.

#### **1.1.1.1. Esquistos arenosos.(nivel 4). Siegeniense-Emsiense**

Este tramo se puede observar en unos pequeños afloramientos situados en el sector nororiental de la Hoja muy afectados por fracturas y de muy mala calidad debido a la intensa meteorización que sufren este tipo de materiales y a la abundancia de vegetación. No obstante el mejor punto de observación se sitúa en la carretera que sale del punto kilométrico 50,500 de la C N-121 (Dancharinea) en una cantera de calizas y se dirige hacia el Legate-Txiki.

Litológicamente está formado por un conjunto de pizarras y areniscas atribuidas al Devónico inferior indiferenciado al no poseer ningún criterio de datación paleontológica.

1.1.1.2. Esquistos. Formación de Sumbilla (nivel 5) Siegeniense-Emsiense medio

Esta unidad aflora en una estrecha banda localizada en el sector noroccidental de la Hoja formando parte de la base del cabalgamiento principal que dispone los materiales de Devónico inferior sobre depósitos del Carbonífero.

Los mejores puntos de observación de este nivel se sitúan en la carretera N-133 a Vera de Bidasoa, a la altura del punto kilométrico 54.500.

Está formado por un conjunto de pizarras y esquistos, denominados “pizarras de Sumbilla” son de naturaleza arcillosa y arenosa, duras con intercalaciones de niveles arenosos, de color gris claro de grano fino. El conjunto de estas dos litologías dominantes constituyen la Formación Sumbilla dentro del Grupo Bertiz con una potencia conjunta estimada del orden de 200 m a 300m.

La Hoja 1:50.000, MAGNA, de Sumbilla (Nº90), indican la presencia de la fauna siguiente: Schellwienella sp, Leptostrophia sp, Hysterolites sp, Pleurodictyum sp, Donvillina sp, Gypidula reticulariopsis, Platyorthis circularis SOWERBY, Pliscostropheodonta cf murchisoni, que indican una edad comprendida entre el Siegeniense-Emsiense medio.

El ámbito de sedimentación, teniendo en cuenta la falta de estructuras sedimentarias tractivas, permite atribuir a estas facies a un ambiente deposicional marino somero de poca energía “offshore”.

1.1.1.3. Alternancia de areniscas y limos. Formación Sumbilla (nivel 6) Siegeniense-Emsiense medio.

Esta unidad se encuentra intercalada entre los niveles esquistosos descritos anteriormente, en cambio lateral y vertical de facies formando parte así mismo de la Formación Sumbilla dentro del Grupo Bertiz.

Está constituido por unos niveles de areniscas de tonos grises, muy arcillosas y limosas con nódulos ferruginosos de grano fino y una potencia aproximada que oscila entre 20 y 40 m.



Se ha asignado a este nivel una edad comprendida entre el Siegeniense y el Emsiense medio al encontrarse intercalado entre los niveles pizarrosos con fauna descritos anteriormente.

Estos niveles presentan una fina laminación paralela probablemente de decantación asociándose como la anterior, a ambientes marinos someros de poca energía “offshore”.

1.1.1.4. Esquistos negros arenosos. Formación Oronoz. (nivel 7) Emsiense superior.

De esta unidad cartográfica solo existe un pequeño afloramiento, situado al norte de Oronoz Mugaire, en la ladera derecha del arroyo de Bertiz, dentro del Señorío de Bertiz, con una potencia aproximada del orden del centenar de metros.

Este pequeño afloramiento está afectado por una intensa tectónica, concretamente constituye la base de un cabalgamiento que corta el muro de la unidad.

Litológicamente está constituido por pizarras negras arenosas con intercalaciones de niveles de areniscas. Este conjunto ha sido denominado como Pizarras de Oronoz ,dentro de la Formación Oronoz, a su vez incluido en el Grupo Bertiz, conteniendo la fauna siguiente: Leptagonia cf zlichovens, HAULICEK, Mesodouvillina sp, Leptostrophia sp, “Gypidula” sp, Acrospirifer sp, Alatiformia cf alatiformis (DREVERMANN). Citados en la Hoja MAGNA de Sumbilla (nº90), que asigna a esta unidad una edad comprendida dentro del Emsiense superior.

No se han encontrado criterios sedimentarios concluyentes por lo que se asocia a facies de “offshore”, en general.

1.1.1.5. Calizas. Formación Oronoz (nivel 8). Emsiense superior.

Este nivel, como el anterior, aflora al norte en Oronoz Mugaire dentro del Señorío de Bertiz, en un afloramiento alargado en dirección NE-SO, situándose sus mejores puntos de observación a lo largo del arroyo de Bertiz.

Está formado por un conjunto, con un espesor de 150 m de calizas bandeadas con intercalaciones de pizarras, que han sido denominadas como “Calizas de Oronoz” dentro de la Formación Oronoz, a su vez incluidas en el Grupo Bertiz.

Los estudios paleontológicos citados en la Hoja MAGNA de Sumbilla (Nº90) son: Schizophoria sp, Leptostrophia cf. magnifica (HALL), Schelwienella sp, Anathyris alejensis, COMTE; Paraspirifer cultrijugatus sp, Costisspirifer sp, Alatiformia Alatiformis (DREVERMANN), Euryspirifer paradoxus (SCHLOTHEIM) que indican el Emsiense superior.

Esta unidad presenta laminaciones asociándose a ambientes de plataforma carbonática somera.

1.1.1.6. Esquistos con intercalaciones arcillo-calcáreas. (nivel 9) y calizas alternando con esquistos (nivel 10). Formación Kalforro. Emsiense superior-Eifeliense.

Estas unidades afloran al norte de Oronoz Mugaire, incluidos en el Señorío de Bertiz, en un afloramiento alargado que continúan al norte por la vecina Hoja de Etxalar (65-II). Los mejores puntos de observación se sitúan en el arroyo de Bertiz.

Está constituido por un conjunto con una potencia que oscila entre 300 y 500 m de pizarras negras con intercalaciones arcillo-calcáreas y areniscosas, predominando estas últimas en la base de esta unidad. Las pizarras son arenosas o limosas sericíticas negras con intercalaciones de calizas margosas. En las areniscas son muy abundantes las estructuras de “flasers” arcillosos y “linsens” de areniscas que indican un ambiente de plataforma poco profunda. La fauna citada en la Hoja MAGNA de Sumbilla (Nº90) es la siguiente: Anathyris alejensis, COMTE; Euryspirifer paradoxus (SCHLOTHEIM); Paraspirifer cultrijugatus cf. cultrijugatus ROEMER,

Subcuspidella cf longeincisa sp Reticulariopsis curvata (SCHNUR), Leptostrophia cf magna (HALL) de Emsiense superior.

A techo afloran un conjunto calcáreo denominado como “Calizas de Marquesenea” (nivel 10). Se trata en concreto de una alternancia de esquistos, margas y calizas margosas, (biomicritas), recristalizadas y a veces algo dolomíticas, limosas con pirita y óxido de hierro, con un porcentaje de cuarzo que oscila entre el 4 y el 12%, asimilándose a un ambiente de plataforma carbonática somera.

Los estudios de microfauna han determinado Anathyris alejensis, Euryspirifer paradoxus, Paraspirifer cultrijugatus, Subcuspidella goslariensis que indican para esta unidad una edad comprendida entre el Emsiense superior y el Eifeliense. El espesor de esta unidad es muy variable oscilando entre 10 y 200 m. El conjunto de estas dos unidades han sido denominadas como Formación Kalforro, dentro del Grupo Bertiz.

#### 1.1.1.7. Esquistos arenosos (nivel 11) y calizas (nivel 12). Formación Elorzuri. Givetiense.

Estas unidades se disponen en continuidad estratigráfica con las definidas anteriormente. Sus afloramientos se extienden entre el arroyo de Bertiz y la carretera que partiendo de la cantera de Askape, situada en la carretera nacional 121 en el P.K. 50.500, se dirige hacia el monte Legate, situándose en esta vía de comunicación sus mejores afloramientos.

Este nivel ha sido denominado como “Formación Elorzuri” dentro del Grupo Bertiz. Está formado por un conjunto de esquistos arenosos y margosos (nivel 11), observándose en la base pizarras margosas alternando con niveles de calizas oscuras muy recristalizadas, margas y pizarras arcillosas y arenosas.

Estos niveles contienen estructuras “flasers” y nódulos arcillosos, intercalados en estos niveles esquistosos y hacia los tramos centrales de este conjunto se observan intercalaciones de niveles calcáreos de hasta 60 m de espesor (nivel 12).

La datación de estos niveles se han efectuado en la realización de la Hoja MAGNA de Sumbilla (nº90), estando basada tanto en macrofauna como en microfauna: Paraspirifer cultrijugatus, Subcuspidella crassifulcita, Alatiformia cf dorsocava,

Schizophoria cf schnuri, Polygnathus cf latus, WITTEKINDI; P. Linguiformis linguiformis, HINDE; P. Varcus, STAUFFER; P.pennatus; HINDE; Schmidtognathus wittekindti ZIEGLER, que indican una edad comprendida entre el Eifeliense superior y el Givetiense.

El espesor total de esta formación es del orden de 800 m, depositándose en un ambiente de plataforma marina somera mixta, terrígeno-carbonatada.

#### 1.1.1.8. Areniscas cuarcíticas. Areniscas de Arregui.(nivel 13) Frasnense

Se trata de una pequeño nivel, que aflora formando un resalte de dirección NE-SO, en la vertiente occidental de la Cuesta de Oronoz.

Está constituido por areniscas cuarcíticas de grano medio a fino y cemento calcáreo, y una potencia aproximada de 20 m.

Las dataciones efectuadas sobre estos niveles en base a estudios de conodontos indican para esta unidad una edad Frasnense.

No se han reconocido estructuras sedimentarias que permitan una interpretación sedimentológica precisa pero por el contexto en el que se encuentran podrían corresponder a facies arenosas de “shoreface”.

#### 1.1.1.9. Esquistos arcillosos. Esquistos de Ezponga (nivel14). Frasnense-Faminiense inferior.

Esta unidad aflora en continuidad estratigráfica sobre la unidad anterior, situándose sus afloramientos entre fallas y cabalgamientos, erosionado en parte por la entrada de los depósitos arenosos de la base del Triásico.

Litológicamente está constituido por un conjunto de pizarras arcillosas y limosas con intercalaciones de areniscas, que se asocian a facies de plataforma marina somera (“Offshore”).

Esta unidad ha sido denominada como “Esquistos de Ezponga”, con una potencia aproximada de 180 m, asignando una edad Frasnense-Faminiense inferior en base a la microfauna de conodontos.

1.1.1.10. Areniscas hematíticas, (nivel 15). Fameniense.

Esta unidad se puede observar en la ladera derecha del arroyo de Bertiz en un pequeño afloramiento limitado por cabalgamientos.

Se trata de un conjunto de areniscas ferruginosas de tonos rojizos con intercalaciones de pizarras negras y una potencia total aproximada de unos 50 m. Probablemente representan facies marinas someras.

La inclusión de esta unidad en el Fameniense es debido a las dataciones efectuadas en la Hoja MAGNA de Sumbilla, N° 90.

**1.1.2. Macizo de Quinto Real**

La serie paleozocia representada en este macizo está integrada por una potente serie sedimentaria de edad Devónico-Carbonífero, ligeramente metamorfizada y dermada durante la orogenia Herícinica.

Litológicamente esta serie está constituida por tres grandes conjuntos. El inferior constituido por esquistos y areniscas con un espesor aproximado de 1.500 m, cuya edad está comprendida entre el Devónico medio y el superior. El intermedio, de carácter fundamentalmente carbonatado con niveles de arenisca y magnesita y un espesor aproximado de 400 m, se atribuye al Devónico superior-Carbonífero. Por lo que respecta al superior, presenta una sucesión monótona, similar a la que existe en el macizo de Cinco Villas de pizarras y areniscas pertenecientes al Carbonífero superior, con un espesor, de 1200 m.

1.1.2.1. Esquistos, margas con intercalaciones de calizas lenticulares (nivel 16)  
Fm. Argus. Givetiense-Frasniense.

Esta unidad aflora a lo largo de los arroyos Artesiaga y Zocoa, constituyendo la base de la serie paleozoica aflorante en esta zona. Se trata de una monótona sucesión de esquistos y margas de aspecto flyschoides con intercalaciones de calizas y calcarenitas nodulosas, conocida como Fm. Esquistos de Argus; aunque no aflora su base, es posible que su espesor supere los 800 m. como ocurre en sectores cercanos.

Su depósito se interpreta en un contexto de plataforma externa. No obstante, la presencia de granoselección positiva, laminación paralela y “convolute lamination” en los niveles detríticos denuncia una cierta influencia turbidítica, con secuencias incompletas de Bouma del tipo b-c-d-e, o c-d-e, o bien d-e que podrían interpretarse como tempestitas.

El hallazgo de Icriodus obliquimarginates, Polygnatus lugnifanesis y P. pseudofoliate, señalan una edad Givetiense para los términos inferiores, en tanto que las asociaciones de Goniatites de la parte alta, sugieren su pertenencia al Frasnense. Por su posición estratigráfica esta unidad es equivalente a la Fm Elorzuri, del borde meridional de macizo de Cinco Villas.

1.1.2.2. Cuarcitas con intercalaciones de pizarras (nivel 17). Fm. Adarza.  
Areniscas y pizarras (nivel 19) Fm. Zuregún. Esquistos y areniscas (nivel 20) Fm. Zocoa Frasnense.

Sobre la unidad esquistosa anterior y en aparente concordancia con ella, se dispone un conjunto esencialmente arenisco-pizarroso, cuyo espesor está comprendido entre 800 y 900 m.

Estas unidades afloran a lo largo del barranco de Zocoa que con dirección NNE-SSO recorre el vértice suroriental de la Hoja, formando parte de la estructura del anticlinal de Artesiaga. El espesor de estas formaciones disminuye hacia el oeste del macizo de Quinta Real.

La unidad inferior (nivel 17) supone un ligero resalte morfológico sobre la Fm Argus, estando integrada por una alternancia de cuarcitas y pizarras dispuestas en niveles de orden decimétrico, presentando un espesor máximo próximo a 300 m; ha sido denominada Fm. Cuarcitas de Adarza. En esta unidad son frecuentes las amalgamaciones de capas, a menudo tapizadas de cantos de arcilla que pueden presentar granoselección decreciente, láminas paralelas o “ripples”. Este conjunto se interpreta como turbiditas de alta densidad, representando depósitos de lóbulo y franja de lóbulo de un abanico submarino asociado a un sistema turbidítico de tipo 1 (MUTTI, 1985), formado durante un descenso del nivel del mar.

La unidad intermedia (nivel 19) conocida como Fm. Areniscas calcáreas de Zuregún, está integrada por una alternancia de areniscas con cemento calcáreo agrupadas en capas gruesas y pizarras con finos lentejones arenosos, su espesor alcanza 250 m. Se interpretan, como la Fm Adarza, de facies de lóbulo y franja de lóbulo en un sistema turbidítico.

Por lo que respecta a la unidad superior (nivel 20), denominada Fm. Esquistos de Zocoa, se trata de una sucesión de esquistos alternantes con areniscas, próximo a 180 m. de espesor. Da lugar a una ligera depresión morfológica entre los niveles infra y suprayacentes, que presentan una mayor proporción de tramos areniscosos y cuarcíticos.

Estos facies presentan “ripples” de olas y raramente estroficación cruzada de bajo ángulo que podrían representar facies de plataforma marina externa dominada por procesos de tempestad.

Las asociaciones de Goniatites y Lamelibranquios, han permitido la asignación del conjunto al Frasnense (DE BOER y MOHR, 1.966, KULLMANN, 1970).

#### 1.1.2.3. Areniscas y esquistos (nivel 21) Fm. Tropa. Cuarcitas (nivel 22) Fm Ocoro. Frasnense.

En esta Hoja afloran en el vértice suroriental de la Hoja, formando parte del anticlinal de Artesiaga, proporcionando un ligero resalte morfológico. Como la unidad anterior, disminuyendo su espesor hacia el oeste del macizo de Quinto Real.

Se trata de un conjunto fundamentalmente arenoso, dispuesto concordantemente sobre la Fm. Zocoa, en el que se intercalan tramos esquistosos cuya diferente proporción ha permitido la individualización cartográfica de dos niveles.

El inferior, denominado Fm Areniscas de Tropa (nivel 21), presenta una serie de secuencias constituidas por un nivel inferior de areniscas y otro superior de esquistos, hacia la parte media de la unidad desaparece la fracción esquistosa, en tanto que hacia la superior son los niveles de areniscas los que poseen una escasa representación. El espesor total oscila entre 150 y 200 m.

Presenta varias secuencias estrato y grano-decrecientes de espesor decamétrico con estratificación ondulada o lenticular con numerosas estructuras

“flaser”. Este conjunto parece corresponder a ciclos profundizantes de “shoreface” y transición a “offshore” depositados en un contexto esencialmente transgresivo que culmina con facies netamente de “offshore”

En cuanto al superior, conocido como Fm. Cuarcitas de Ocoro, (nivel 22) presenta gran similitud con la Fm. Tropa, si bien, el mayor contenido esquistoso de aquella la confiere una mayor resistencia a la erosión; no obstante, alberga el mismo tipo de secuencias, alcanzando 150 m. de potencia.

La naturaleza del conjunto, así como la presencia de estructuras de tipo “flasers” y “ripples”, sugieren su depósito en un ambiente similar al anterior por lo que pueden interpretarse también como depósitos transgresivos de “shoreface”

Las asociaciones de Goniatites señaladas por KULLMANN (1.970) han permitido la asignación del conjunto al Frasniense.

#### 1.1.2.4. Esquistos (nivel 24) Fm. Artesioga. Frasniense

Se trata de una unidad muy característica en la región, situándose sus mejores afloramientos en la vertiente septentrional del monte Abartan.

A grandes rasgos, se trata de una monótona serie de esquistos arcillosos con intercalación de niveles areniscosos, más frecuentes hacia la base, cuyo espesor está comprendido entre 150 y 300 m., recibe el nombre de Fm. Esquistos de Artesioga. A techo presenta una interrupción sedimentaria conocida regionalmente.

Se integra en un contexto de plataforma siliciclástica, probablemente en régimen predominante de “offshore” y prodelta.

Las asociaciones de Goniatites (DE BOER y MOHR, 1.963; KULLMAN, 1970) han permitido su asimilación al Frasniense.

#### 1.1.2.5. Calizas (nivel 25). Fm. Picuda. Frasniense

Forman el importante resalte morfológico que constituye el monte Abartan, constituyendo un importante cambio litológico en la serie paleozoica, con la aparición de diversos términos carbonatados tras el claro predominio de los términos



detríticos ya descritos. Presentan una amplia distribución así como un reducido espesor, que solo parece superar los 50 m en los alrededores del monte Picuda, situado al sur en la vecina Hoja de Arraiz (90-IV)

Se trata de un conjunto de calizas y calizas glandulares recristalizadas y con abundantes crinoideos que tanto lateralmente como hacia techo, pasan a términos esquistosos con lentejones de areniscas. Entre las escasas estructuras sedimentarias predominan las de tipo “flasers”, habiéndose interpretado su depósito en un ambiente de plataforma somera, lo que implica la sustitución del régimen siliciclástico previo.

Los conodontos hallados por WIRTH (1967), han sugerido su asimilación al Frasnense superior.

#### 1.1.2.6. Areniscas y esquistos (nivel 26). Fm. Abartán. Frasnense-Tournaisense

Constituye uno de los conjuntos más característicos y fácilmente identificables de la zona, situándose sus mejores puntos de observación en la vertiente occidental del monte Abartán. Su potencia se aproxima a 150 m, pudiendo distinguirse tres tramos de espesor equiparable: inferior, con predominio de esquistos micáceos, que incluyen niveles areniscosos; medio, con areniscas de aspecto amigdaloides; y superior, de areniscas masivas que dan lugar a un ligero resalte. En cualquier caso, su rasgo distintivo son sus tonos violáceos y rojizos.

Esta unidad presenta frecuentes estructuras tractivas propias de procesos de oleaje. Este conjunto parece formar una secuencia somerizante de progradación costera o deltaica, que pasa a facies de “offshore” a “shoreface” y posiblemente a facies costeras o continentales con paleosuelos.

La ausencia de restos fósiles determinativos impide asignar una edad recisa a esta unidad, tradicionalmente asimilada al Famenense-Tournaisense, no obstante, el acuñamiento de la Fm. Picuda, en el sector oriental de la Hoja de Arraiz (90-IV), debido posiblemente a un cambio lateral de facies a la Fm Abartán, sugiere la inclusión de este nivel cartográfico dentro del intervalo Frasnense superior-Tournaisense.

#### 1.1.2.7. Dolomías tableadas (nivel 30) Fm. Ochaverri. Veseense-Namuriense

Esta unidad constituye el tramo inferior de una sucesión fundamentalmente dolomítica que intercalan los niveles de magnesitas características de esta región. Este tramo conocido como Fm Dolomías de Ochaverri se distribuye por el ámbito de macizo de Quinto Real, apoyándose en esta zona sobre la Fm Abartán, si bien en el sector meridional se apoyan sobre la Fm Arga no aflorante en esta Hoja.

Se trata de dolomitas, en ocasiones intensamente recristalizadas bien estratificadas que intercalan en la base, niveles de calcoesquistos, siendo su espesor del orden de 200 m.

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

El hallazgo de Goniátites 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 Suriaín y Arga sugiere su encuadre en el intervalo Viseiense-Namuriense B.

#### 1.1.2.8. Dolomías. Fm. Asturreta (nivel 31) Namuriense B

Este nivel se dispone sobre la Fm Ochaverri, en un tránsito aparentemente normal, se trata de un tramo fundamentalmente dolomítico, muy semejante al anterior cuya principal característica consiste en intercalar niveles, de magnesita, que llegan a ser la litología dominante, lo que ha provocado un gran interés, explotándose en las proximidades de Eugui.

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 con pirita.

Las inclusiones de magnesita poseen disposición estratiforme, aumentando su espesor lateralmente.

El depósito de la Fm. Asturreta se interpreta en un contexto de plataforma somera de baja energía, rica en materia orgánica y con desarrollo vertical de fondos anóxicos presentando afinidad con facies de “lagón” costero carbonatado.

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

1.1.2.9. Dolomías, pizarras y esquistos. Fm. Baserdi (nivel 33) Namuriense B

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 dolonitas y esquistos, en la que se intercalan tramos con predominio esquistosos y a techo calizas en bancos gruesos. El espesor alcanza 120m.

Los esquistos continen finas laminaciones y ripples, igualmente los carbonatos incluyen estructuras tractivas, posiblemente producidas por tormentas y oleaje. Su depósito se relaciona con ambientes de plataforma mixta terrígena-carbonática y ambientes deposicionales de “offshore” y de transición a “shoreface”.

Los trabajos de WIRTH (1957), relativos a Conodontos han permitido asignar la unidad al Namuriense B.

1.1.2.10. Pizarras, grauvacas y conglomerados. Fm. Olazar, (Nivel 35) Westfaliense.

Es la unidad paleozoica con mayor superficie de afloramiento, observándose tanto en el macizo de Quinto Real como en Cinco Villas con facies similares, indicando un importante cambio litológico y sedimentológico con respecto al conjunto carbonatado namuriense.

Se trata de una monótona alternancia rítmica entre esquistos y grauvacas en facies “Culum” , cuya potencia puede llegar a los 1000 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 Bustrandstein 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. Estas turbiditas son de tipo talud, asimilables a un sistema turbidítico de tipo III (MUTTI, 1985)

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 en el techo ha señalado su pertenencia al Westfaliense.

### **1.1.3. Análisis secuencial del Devónico-Carbonífero**

Mientras que en el sector de Conco Villas, no es posible establecer con precisión las distintas secuencias deposiciones en el sector del macizo de Quinto Real, la serie paleozoica, abarca al menos de forma parcial cinco secuencias deposicionales.

La secuencia inferior, representada por la Fm. Argus (nivel 16) corresponde a facies de plataforma con una tendencia transgresiva, y episodios de apariencia turbidítica.

La secuencia Givetiense-Frasniense anterior aparece interrumpida por la implantación de una plataforma siliciclástica representada por los términos detríticos del Grupo Irurita (niveles 17 a 24), desarrollada durante el Frasnense.

La tercera secuencia marcada por un nuevo cambio en la naturaleza de la plataforma acontece aún en el Frasnense, adquiriendo carácter carbonatado, como refleja el depósito de la Fm. Picuda (nivel 25), si bien esta secuencia parece ser efímera, siendo sustituida de forma gradual, pero rápida, por un nuevo régimen siliciclástico, con facies de “nearshore”, con episodios lagunares salobres, propios de la Fm. Abartan (nivel 26) desarrollados durante el intervalo Frasnense-Tournaisiense.

Una discordancia de envergadura regional ha sido señalada en las proximidades del límite Devónico-Carbonífero por diversos autores en la cadena pirenaica. No obstante, tal discordancia no resulta evidente en la Hoja, pudiendo corresponder a la base de la Fm Suriaín equiparable a la “Caliza griotte” de los autores franceses, bajo la cual se sitúa dicha discordancia. En cualquier caso, con la Fm. Suriaín se inicia la cuarta secuencia, que durante el intervalo Visiense-Namuriense B supone la instalación de una plataforma carbonatada somera, con predominio de los ambientes de

“lagoon” costero. Tan solo a techo de este intervalo esencialmente carbonatado, la Fm. Baserdi (nivel 33) representa facies menos someras, de tendencia somerizante.

La quinta y última secuencia marca un importante cambio paleogeográfico, con instalación de aparatos turbidíticos en cuyos episodios iniciales se refleja el desmantelamiento de las plataformas carbonatadas namuriense. El final de esta secuencia, representada por la Fm Olazar (nivel 35), está marcado por una importante discordancia, reflejo de la orogenia hercínica en la región.

#### **1.1.4. Pérmico**

En contraste con la serie devónico-carbonífera, el registro pérmico está representado tan solo por un pequeño afloramiento de materiales detríticos, representantes de los primeros episodios del ciclo alpino.

##### **1.1.4.1. Arcillas, limos y conglomerados (nivel 36). Pérmico**

Se encuentran escasamente representados en esta Hoja, solo aflorando sobre los sedimentos carboníferos del macizo de Cinco Villas, en una estrecha banda que corta el río Bidasoa aguas abajo de Sentesteban, siendo erosionado por los depósitos conglomeráticos del Triásico inferior.

Se trata del registro posthercínico más antiguo, disponiéndose discordantemente sobre el sustrato paleozóico (nivel 35). Está constituido por un conjunto de arcillas-limolíticas en el que se intercalan niveles de conglomerados y brechas polimícticas. En su techo se observa una nueva discordancia sobre la que se disponen los conglomerados basales de la serie triásica (nivel 38).

La naturaleza del afloramiento impide establecer precisiones sedimentológicas sobre el depósito de la unidad que, en cualquier caso, tuvo lugar bajo un régimen continental de tipo aluvial en cuencas intramontanas implantado tras la orogenia hercínica; la sedimentación se llevó a cabo en un ambiente distensivo reflejado por la emisión de las coladas basálticas.

No se han hallado restos paleontológicos que permitan su datación, habiéndose atribuido al Pérmico por su posición estratigráfica y su similitud con diversos materiales pérmicos de otras zonas.

##### **1.1.4.2. Análisis secuencial del Pérmico**

La orogenia hercínica supuso una elevación regional con la consiguiente retirada marina. Con la reestructuración tardihercínica se crearon diversas fosas cuyo relleno se efectuaría mediante aparatos aluviales, registrándose en la zona facies proximales en una clara tendencia granodecreciente. El final de la secuencia pérmica estuvo condicionada por una nueva reestructuración de la región con la que se inició la sedimentación triásica.

## 1.2. MESOZOICO

Está representado por tres conjuntos claramente diferenciados, correspondientes al Triásico, Jurásico y Cretácico.

El Triásico orla a los depósitos paleozoicos tanto del macizo de Cinco Villas como el de Quinto Real, estando representado por los tres litotipos característicos de las facies germánicas: el tramo inferior de naturaleza detrítica y tonos rojos característicos (facies “Buntsandstein”); el tramo intermedio, fundamentalmente carbonatado (facies “Muschelkalk”) y el tramo superior, arcilloso-evaporítico (facies “Keuper”).

El Jurásico está integrado por un conjunto esencialmente carbonatado, con tres términos característicos, el inferior dolomítico-calcareo, el intermedio margoso y el superior calcáreo.

El tránsito Jurásico-Cretácico se realiza mediante las facies “Weald” erosionadas por los niveles aptienses en el sector central de esta Hoja. Estos niveles aptienses del Cretácico inferior están constituidos por calizas en facies urgonianas. El ciclo del Albiense representado por arcillas, areniscas y pizarras llega a erosionar en algunos sectores al resto del Cretácico inferior, llegando hasta la parte alta del Jurásico.

El Cretácico superior está representado por los depósitos de las “Unidades Intermedias”.

## 1.2.1. Triásico

### 1.2.1.1. Conglomerados y areniscas (nivel 38). Areniscas rojas (nivel 39). Arcillas y areniscas (nivel 40). Facies Buntsandstein. Triásico inferior.

Sus afloramientos se sitúan orlando los depósitos paleozoicos tanto en el macizo de Quinto Real como en el de Cinco Villas, situándose sus mejores puntos de observación en la ribera izquierda del río Bidasoa, al norte de Santesteban. En general las facies “Buntsandstein” poseen un marcado carácter detrítico, así como una tendencia granodecreciente y típicos tonos rojizos; su espesor, aunque variable, puede alcanzar 500 m.

Su base está marcada por una discordancia sobre la que se dispone un tramo conglomerático poligénico muy cementado (nivel 38), de cantos subredondeados de cuarzo, cuarcita, y liditas con diámetro medio de 3-8 cm y tamaño máximo 12 cm con soporte clástico en matriz arenosa de grano grueso a medio, mal clasificada y cemento de naturaleza silíceo. Intercalados entre estos conglomerados se observan niveles de areniscas de geometría lenticular, con tamaño de grano medio a grueso, cicatrices irregulares de erosión tapizados por “lag” de cantos, con laminación paralela hacia techo se observan láminas cruzadas de bajo ángulo y estratificación cruzada de surco laxo. En general, se organizan en niveles de tendencia tabular groseramente gradados, con eventual estratificación cruzada planar de láminas muy inclinadas. Su potencia puede alcanzar 25 m.

Sedimentológicamente, se integran en un contexto de barras longitudinales de gravas localizadas en la orla proximal-media de abánicos aluviales en la que coexisten procesos de transporte en masa y por agua, con desarrollo de bancos de gravas en canales de baja sinuosidad, muy tractivos.

Sobre el tramo conglomerático se dispone un conjunto esencialmente arenoso rojo (nivel 39), próximo a 450 m. de espesor. En su mitad inferior predominan las areniscas de grado medio y composición cuarcítico-micáceas, con cemento silíceo y a veces ferruginoso, así como matriz limosa frecuentemente alterada a limonita. Se organizan en secuencias positivas de relleno de canales fluviales de baja sinuosidad integrados por sets tabulares de láminas cruzadas y cosets de estratificación cruzada de mediana escala, de tipo surco y planar. Estas facies son típicas de barras



arenosas longitudinales y transversales de cauces trenzados asociados a las zonas intermedias de un abanico fluvial.

En la mitad superior se aprecia la progresiva incorporación de tramos limolíticos rojos, que dan lugar a una alternancia de areniscas y limolitas. Las areniscas de grano medio a fino con cemento silíceo y carbonatado, se disponen en bancos de aspecto canalizado cuyo espesor no suele superar los 30 cm, apreciándose una importante concentración de micas en los planos de estratificación, en la vertical existe un incremento progresivo de la sinuosidad de los canales como sugiere el paso de cosets tabulares de láminas cruzadas, enfrentadas o normales al sentido de acreción, y “climbing ripples”. Los niveles limolíticos poseen carácter masivo o bien intercalan capas decimétricas de areniscas de grano fino o muy fino, muy bioturbadas, asimilables a depósitos de desbordamiento de tipo “crevasse splay”.

Culminando la unidad se aprecia la presencia de un tramo arcilloso de colores abigarrados (nivel 40), que puede alcanzar 40 m de espesor. Generalmente aparece en afloramientos de mala calidad, pudiendo confundirse puntualmente con niveles arcilloso triásicos correspondientes a las facies “Muschalkalk” y “Keuper”. Hacia la base se intercalan niveles de areniscas de orden decimétrico que presentan bases canalizadas con probables retoques mareales, como sugieren cierta bimodalidad en las láminas cruzadas, “drappers” y posibles “wave-ripples”, si bien predominan los procesos puramente fluviales; con estratificación cruzada de surco planar que hacia techo presentan laminación cruzada ascendente, por contra, hacia el techo se intercalan niveles calcáreos muy delgados que sugieren el tránsito a la facies “Muschelkalk”.

No se han encontrado restos fósiles que permitan la datación de la unidad, que de forma tentativa se ha asignado al Triásico inferior.

Los análisis petrológicos de areniscas han señalado ciertas variaciones composicionales y texturales, pero en general los valores están comprendidos entre 50 y 75% de cuarzo, e inferiores al 10% de fragmentos de rocas metamórficas y plagioclasa; en la mayor parte de los casos se observa matriz arcilloso (10-12%) y cemento silíceo o ferruginoso (15-30%). Dichos análisis han permitido su clasificación como sublitoarenitas en la mayor parte de los casos, con cuarzoarenitas en menor proporción.

#### 1.2.1.2. Calizas y dolomías (nivel 41). Facies Muschelkalk. Triásico medio.

Afloran en el límite oriental de la Hoja, en los alrededores de Ariztegui y en Garzaín.

A grandes rasgos, se trata de una sucesión de dolomías y calizas tableadas y en bancos, de tonos oscuros, cuyo espesor máximo se aproxima a 70 m. El único corte completo de la unidad en las proximidades de la Hoja ha sido descrito en el puerto de Velate (EWERT, 1965), donde se ha señalado la existencia de tres tramos : inferior, constituido por 35 m de dolomías y calizas en bancos gruesos; medio, con 9,5 m de calizas laminadas; y superior, integrado por 10 m de calizas y margas dolomíticas. Las observaciones llevadas a cabo han permitido la identificación de calizas dolomíticas en bancos gruesos de aspecto uniforme, dolomías tableadas de aspecto pulverulento, calizas en bancos gruesos de aspecto masivo, así como calizas tableadas con Lamelibránquios. Al microscopio aparecen como micritas, micritas biogénicas, dolomías y calizas recristalizadas.

La naturaleza de los afloramientos no permite precisiones sedimentológicas de la unidad, que parece haberse depositado en ambientes de plataforma somera carbonatada de baja energía.

En lámina delgada, los niveles calizos aparecen fundamentalmente como micritas (> 90%), con presencia ocasional de fósiles (< 7%) y cuarzo (1%). En cuanto a los niveles dolomíticos, se trata de dolomicritas (80-85%) con cemento esparítico (15-20%).

El contenido fosilífero no permite precisar la edad de la unidad que, tentativamente, se ha asignado al Triásico medio. No obstante en facies similares a esta, se han citado la presencia de Fronicularia Weadwardi, que confirma la pertenencia de esta unidad a las facies Muschelkanlk.

#### 1.1.1.3. Arcillas yesíferas abigarradas (nivel 43). “Facies Keuper”. Triásico superior

Esta unidad aflora con mayor entidad entre las localidades de Gaztelu y Donamaria y al sur de Irurita además de en varios afloramientos de reducidas dimensiones siempre unidos a importantes lineamientos tectónicos.

Su deficiente calidad de afloramiento, debido a su naturaleza litológica y a su intensa tectonización, dificulta el conocimiento de su espesor aproximado así como de su reconocimiento en campo y descripción.

El tránsito con la unidad superior se realiza cuando no está afectado por procesos tectónicos, de forma gradual concordante, coincidiendo con la aparición de los niveles calcáreos que constituyen la base de la serie jurásica.

Presenta una composición de arcillas abigarradas de colores rojos y verdosos, con delgados nivelillos de limolitas micáceas, junto a masas evaporíticas asociadas (yeso y sales).

No es posible realizar estudios sedimentológicos sobre la presente unidad, que regionalmente se ha enmarcado en un contexto litoral de tipo “sebkha”, en condiciones de aridez que favorecerían la acumulación de evaporitas.

Su carácter azoico no permite precisión cronológica alguna, aunque de forma tentativa se ha atribuido al Triásico superior, si bien los últimos episodios de éste se encuentran representados en zonas próximas por materiales carbonatados tratados conjuntamente con la serie jurásica.

#### 1.2.1.4. Análisis secuencial del Triásico

Pese a las imprecisiones relativas a la interpretación sedimentológica de la facies “Keuper”, es posible señalar, a grandes rasgos, la existencia de tres ciclos sedimentarios principales dentro de la serie triásica.

El inicio del ciclo inferior, no aflorante en esta Hoja a comienzos del Triásico, se caracteriza por el desarrollo de orlas proximales y medias de abanicos aluviales correspondientes a la facies “Buntsandstein” (nivel 38), que reflejan la reactivación del relieve tras la reestructuración tardihercínica. La evolución secuencial está caracterizada por una disminución del tamaño de grano, relacionada con una

degradación del relieve o con una mayor extensión del área de relleno en las fosas generadas durante el período tardihercínico. Con ello, se produce la aparición sucesiva de sistemas fluviales de alta sinuosidad, sistemas fluviales de sinuosidad media y sistemas meandriiformes, con episodios de desbordamiento.

Los últimos episodios de las facies Buntsandstein reflejan cierta influencia mareal, precursora de la instalación de los ambientes de plataforma interna característicos de la sedimentación de la facies “Muschelkalk”. A lo largo del depósito de ésta, posiblemente durante el Triásico medio, se produjeron diversas oscilaciones eustáticas que favorecieron la implantación de condiciones mareales. En cualquier caso, los últimos episodios de este período reflejan la progresiva desaparición de las facies típicamente marinas a expensas de las facies litorales de tipo “sebkha”, totalmente implantadas en el Triásico superior, bajo las cuales se produjo el depósito de la facies “Keuper” (nivel 43), dentro del segundo ciclo.

En un momento impreciso del Triásico superior, la tendencia regresiva sufrió una inversión, dando paso al tercer ciclo, culminado a finales del Triásico superior con la implantación de un nuevo régimen marino, característico de la sedimentación jurásica de la región.

### **1.2.2. Jurásico**

Aflora con mayor extensión al sur de la falla de Leiza, presentando las características estratigráficas típicas de la región, reduciéndose el tramo intermedio calco-margoso.

#### **1.2.2.1. Dolomías, calizas y brechas calcáreas (nivel 44). Triásico superior - Sinemuriense**

Este nivel aflora en una banda que surca el sector central de la Hoja así como en varios afloramientos de menos extensión repartidos por toda la Hoja como el localizado al sur de Almandoz. Los mejores cortes se localizan al sur de Arce.

Litológicamente, esta unidad comienza por un conjunto de brechas, dolimias y calizas dolimíticas en la base. Las brechas son polimicticas heterométricas y generalmente angulosas. La matriz está compuesta por granos de tamaño arena o limo de composición silíceo, lutítica y carbonatada. Los clastos carbonatados y dolimíticos

proviene de los niveles calcáreos triásicos. Esporadicamente se observan clastos con cuarzo, anhidrita y minerales metamórficos. Las dolomias presentan un aspecto masivo y oqueroso, estratificadas en bancos de 1 m. Esta unidad se ha interpretado como depósitos de ambientes costeros restringidos hipersalinos de tipo “sebkha”. A techo pasa un conjunto de calizas wackestones laminadas y oolíticas estratificadas en bancos de 10 a 60 cm, de espesor con laminación algal, “tepees” y porosidad fenestral y en ciertas zonas oolitos y peloides que se asocian a ambientes de llanura mareal carbonatada, intramareales y submareales que corresponden a zonas proximales de una rampa carbonatada.

Estas calizas a techo comienzan a intercalar niveles de caliza margosa lajosa, con niveles de concentración de bioclastos que se interpretan como depósitos de plataforma carbonatada somera.

Este conjunto calcáreo dolomítico varía mucho de espesor de unas zonas a otras, oscilando entre 50 y 400 m.

Las dataciones efectuadas en el muro de este nivel no son totalmente determinativas, atribuyéndose el Hettangiense por su posición estratigráfica.

#### 1.2.2.2. Margas y calizas (nivel 45) Sinemuriense-Aalenense

Esta unidad aflora en continuidad con los materiales descritos anteriormente y en los mismos afloramientos, ya que debido a su naturaleza blanda (“Lías margosa” de LAMARE, 1936) se encuentran muy cubierto por la vegetación, no obstante los mejores puntos de observación se sitúan en la carretera que sale del Km 51 de la N-121 hacia el monte Legate, pasada la cantera de Askape y el mismo afloramiento descrito para la unidad 44.

Litológicamente se trata de una alternancia de margas y calizas (mudstone-wackestone) de bioclastos y fósiles con frecuente bioturbación.

Hacia techo, la serie se hace más margosa con esporádicas intercalaciones decimétricas de calizas margosas (wackestone), con intensa bioturbación.

Esta unidad posee un abundante contenido fosilífero, de ammonites, belemnites y microfauna, permitiendo su datación en el intervalo Sinemuriense Aalenense.

El espesor es muy variable oscilando entre 80 y 150 m sedimentándose en los dominios medios y externos de una rampa de gran extensión, con acumulación de bioclastos que indican periodos de tormentas.

#### 1.2.2.3. Calizas y margas (nivel 48) Aalenense-Malm.

Este nivel aflora en continuidad estratigráfica con los niveles margosos descritos anteriormente y se distribuye aproximadamente por las mismas zonas donde se pueden observar los niveles descritos anteriormente del Jurásico.

Este nivel comienza con una sucesión calcárea con intercalaciones margosas que pasa hacia techo a calizas tableadas estratificadas en bancos tabulares de 0,3 a 1 m. de espesor. Es frecuente la presencia de nódulos de silex. El límite con la unidad anterior es neto, incluso con superficies carstificadas incipientes. Hacia techo estos niveles pasan a un conjunto de calizas estratificadas en bancos gruesos, del tipo peloidales, oncolíticas y bioclásticas arrecifales.

El espesor de esta unidad es del orden de 70 m, asignándole una edad comprendida entre el Aalenense y el Malm en función de la presencia de Valvulinidos, Lithistidae, Lenticulina, Eothrix alpina (LOMB.) Globochaete alpina (LOMB:), Cornuspira cf orbicula TERQ, Astacolus cf Tricarinella (REUSS), Ostrácodos. MELENDEZ, G; et al (1.993), cita en depósitos similares a este la presencia de Macrocephalites cf. versus BUCKMAN, que indica los tramos basales del Calloviense, Poltoceras sp, del Calloviense superior y Perisphinales sp. del Oxfordiense medio.

La Hoja MAGNA a escala 1:50.000 de Sumbilla, cita en las proximidades de Beruete la presencia de Perisphinales tiziani del Calloviense-Oxfordiense

El ambiente de depósito se corresponde con el de una plataforma restringida en condiciones de baja energía. Hacia el oeste parece que pasa a condiciones más abiertas. Los depósitos del techo se depositarán en dominios internos y medios de una rampa carbonatada.

#### 1.2.2.4 Análisis secuencial del Jurásico

El Jurásico forma una megasecuencia, limitada por dos discordancias erosivas, de bajo ángulo, de ámbito regional. Se caracteriza por el desarrollo de facies

carbonáticas, en una extensa y relativamente poco profunda plataforma epicontinental. Melendez et al. (1993), distinguen cinco secuencias deposicionales (A, B, C, D y E) de rango menor, que abarcan desde el Liásico inferior hasta el Kimmeridgiense. Sus límites están marcados por disconformidades o cambios bruscos de litología.

El Liás inferior corresponde a una secuencia de plataforma interna somera que evoluciona verticalmente a plataforma media (ROBLES et al., 1989; MELENDEZ et al., 1993). El límite inferior de la secuencia lo constituye una superficie de erosión que superpone a esta secuencia sobre el Triásico, e incluso sobre el Paleozoico (GALLEGO et al., 1993). La discordancia se asocia a la ruptura de la plataforma triásica como consecuencia de la actividad tectónica extensional. GALLEGO et al. (1993), relacionan la ruptura con la reactivación de la falla de Leiza, que daría lugar a una serie de cuencas semigraben, originadas por fallas lítricas normales.

El relleno de las cuencas de semigraben se iniciaría con brechas y conglomerados, procedentes de la erosión de los bloques menos subsidentes. En continuidad vertical y lateral, sobre las brechas, se depositaron facies costeras carbonático-evaporíticas, en un ambiente restringido de tipo "sabkha". El carácter expansivo de estas facies hacia el sur, sugiere que se depositaron en un contexto general transgresivo. Este hecho se confirma además por el progresivo cambio vertical a facies carbonáticas más marinas y menos someras. La secuencia culmina con facies carbonáticas depositadas ya en un medio submareal, muy uniforme (MELENDEZ et al. (1993).

Durante el Liás medio y superior, predomina la sedimentación rítmica de margas y calizas bioclásticas, con una tendencia general profundizante. La sedimentación tuvo lugar en un ambiente de plataforma externa, afectada periódicamente por procesos de oleaje de tempestad.

A finales del Liás se inicia una tendencia a la somerización que continúa durante el Dogger inferior-medio. Durante ese intervalo de tiempo se depositaron margocalizas y calizas bioclásticas bioturbadas, también en un ambiente sedimentario de plataforma externa, relativamente profunda.

La somerización culmina a finales del Bajociense con la sedimentación de calizas bioclásticas con esponjas y filamentos, depositados en un ambiente de

plataforma carbonática relativamente somera. El nivel de calizas con esponjas tiene una gran continuidad regional y representa unas condiciones energéticas moderadamente altas, por encima del límite de acción del oleaje de tempestad (ROBLES et al., 1989; MELENDEZ et al., 1993).

Durante el Dogger medio-superior se produce una nueva profundización de la cuenca, que dio lugar a la sedimentación de calizas micríticas y calizas margosas depositadas en un ambiente general de plataforma pelágica (ROBLES et al., 1989).

Durante el el Malm (Oxfordiense - Kimmeridgiense) persisten la sedimentación carbonática de plataforma marina en toda el área que abarcan las cartografías, aunque en unas condiciones de menor profundidad. La mayor influencia de aportes terrígenos, probablemente marcan ya el inicio de la regresión que dará lugar a las facies “Purbeck” y “Weald”.

### **1.2.3. Cretácico**

Corresponden al Cretácico la mayor parte de los afloramientos situados en el sector suroccidental de la Hoja.

Pueden agruparse en cuatro grandes conjuntos separados por discordancias de envergadura regional. La inferior está constituida por los depósitos arcillosos que constituyen la transición entre el Jurásico y el Cretácico. La segunda megasecuencia está constituida fundamentalmente por depósitos calcáreos en facies “Urgonianos”, la tercera, cuya edad está comprendida entre el Albiense y el Cenomaniense está formada fundamentalmente por arcillas y areniscas mientras que la cuarta, que constituye las “Unidades intermedias” están formadas por depósitos alternantes de calizas y margas.

En conjunto estos materiales han sido estudiados por LAMARE (1.936), RAMIREZ DEL POZO (1.971), SOLER Y JOSE (1.971), DUVERNOIS et al (1.972), CAMPOS (1.979) y últimamente por PUJALTE (1.982).

#### **1.2.3.1. Arcillas, margas arenosas, arenas y calizas. Facies “Weald” (nivel 50) Valanginiense-Barremiense.**



Esta unidad aflora exclusivamente en el sector suroccidental de la Hoja, formando una estrecha banda que es erosionada por la secuencia supraurgoniana al sur de Mokoro.

Los mejores afloramientos se sitúan a lo largo del regato de Charuta, al sur de Arce.

Litológicamente está formado por un conjunto de margas azuladas en la base, micáceas con delgadas intercalaciones calcáreas, y niveles de arenas amarillas micáceas con estratificación cruzada y abundantes concreciones ferruginosas. Los niveles calcáreos se encuentran muy recristalizados con abundantes restos de Serpúlidos y concreciones algales.

A techo se observa unos niveles de calizas arcillosas grises y esquistos con abundante materia orgánica. La potencia media de este conjunto es del orden de 50 m llegando a desaparecer.

La fauna observada en esta unidad es muy escasa y en la mayoría de los casos banal, sin posibilidad de datación fiable, asignando una edad Valanginiense superior-Barremiense, por posición estratigráfica.

El medio de depósito se asocia a ambientes continentales de agua dulce con etapas de transición hacia condiciones marinas someras de aguas salobres.

#### 1.2.3.2. Calizas con construcciones de rudistas (nivel 51) Aptiense-Albiense.

Esta unidad constituye los flancos del sinclinal del monte Demanda y equivale a la Fm Arrarás (GARCIA MONDEJAR 1982), formando parte del “Complejo Urganiano” definido por RAT (1959). En las proximidades del arroyo de Charuta, los últimos niveles de este tramo, se encuentran marmolizados debido al metamorfismo provocado por su proximidad a la falla de Leiza, así como al norte de Almandoz, en donde existen varias explotaciones de mármol.

Litológicamente está formado por un conjunto de calizas micríticas (mudstone y wackestone), con construcciones de rudistas de distintos tamaños. Alternando con estos niveles se observan algunos tramos de calizas bioclásticas, formados por fragmentos de la bioconstrucción. Estos niveles, de color

gris, se encuentran muy recristalizados y localmente marmorizados y dolomitizados, presentando un alto contenido en materia orgánica.

El espesor es muy variable, con potencias que oscilan entre 350 y 100 metros.

Los estudios faunísticos han determinado la presencia de moluscos, políperos, equinodermos, corales, algas calcáreas y rudistas como Pseudotoucasia santanderensis. DOUV. En la Hoja 1:50.000 MAGNA de Tolosa, se cita: Palorbitolina lenticularis (BLUM), Orbitolinopsis simplex (HENSON), Simplorbitolina manasi CIRY y RAT, Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana (ROEMER), O. (Mesorbitolina) texana parva DOUGLASS, Simplorbitolina conulus, SCHROEDER, Everticyclammina greigi (HENSON), Sabaudia minuta (HOFKER), Cuneolina cf. scarcelai SARTONI y CRESCENTI, Bacinella irregularis (RADOICICI), Agardhiellopsis cretacea LEMOINE, Lithophyllum rude LEMOINE, que asignan a esta unidad una edad Aptiense-Albiense.

Esta unidad se asocia a depósitos de una amplia plataforma carbonatada, compuesta por facies micríticas con rudistas y corales distribuidos en bancos de orden métrico, con entradas de material terrígeno en un pequeño surco desarrollado en la zona de Oroquieta.

Los estudios petrográficos han señalado para las calizas el predominio de biomicritas y biomicritas pelletíferas, con variaciones notables del contenido micrítico (47-80%), foslilífero (12-35%) y pelletífero (<20%) y presencia ocasional de cuarzo (<6%) e intraclastos (<7%)

#### 1.2.3.3. Margas (nivel 52) Aptiense

Esta unidad aflora en el flanco septentrional de la estructura sinclinal de Moco-ro-Pechorrocoerreca, en donde presenta un mayor espesor que los niveles calcáreos descritos anteriormente.

Sus afloramientos son de mala calidad, ya que debido a la naturaleza de estos materiales, se encuentran muy cubiertos por la vegetación.

Litológicamente está formado por margas arcillosas y calizas margosas de tonos oscuros, de aspecto masivo. Generalmente aparecen afectadas por una esquistosidad muy desarrollada.

Esta unidad pasa lateralmente a los niveles calcáreos descritos anteriormente y por lo tanto, su espesor presenta grandes variaciones de unas zonas a otras, llegando a alcanzar unos 200 m, de potencia.

El contenido faunístico es muy elevado, con: Quinqueloculina sp, Tritaxia sp, Spiroplectammina sp, Valulínidos, Cytherella ovata (ROEMER), C. paralela (REUSS), Cythereis bucherae OERTLI, Neocythere mertensis OERTLI, Paracypris cf. jonesi, BONN, Pseudotextulariella cretosa CUSHM y Gyroidinoides , que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Aptiense y el Albiense.

El ambiente sedimentario asociado a estos niveles más margosos se relaciona con zonas restringidas, de energía moderada, posiblemente ligadas a sectores de sombra entre los arrecifes.

#### 1.2.3.4. Mármol (nivel 56) Aptiense-Albiense.

Esta unidad aflora a techo de la unidad calcárea urgoniana que constituye el nivel 54, así mismo y con distinta intensidad se puede observar incluido en el nivel calcáreo antes citado, y que difícilmente permiten su cartografía a la escala del mapa.

Los mejores afloramientos se sitúan en una banda localizada en las proximidades del arroyo de Charuta y en otras zonas incluidas en las calizas urgonianas, como al norte de Almandoz y al norte de Irurita.

Está formado por un conjunto de mármoles de colores blancos, azules, cremas y grisáceos. Las texturas son mayoritariamente granoblásticas, con tamaño de grano muy variable.

En general muestran una cierta pobreza mineralógica, aunque son mayoritarias las texturas equigranulares desorientadas.

Las asociaciones principales de minerales reconocidos son:

-clorita- talco

-talco? - flogopita - turmalina  
 -talco? - flogopita - plagioclasa  
 -talco - clorita - plagioclasa - anfíbol  
 -plagioclasa - flogopita - esfena - opacos  
 -flogopita - opacos - turmalina  
 -plagioclasa - flogopita - escapolita - opacos - esfena  
 -talco - escapolita - anfíbol  
 -flogopita - escapolita - feldespato - plagioclasa - anfíbol

En todas las asociaciones pueden estar presentes carbonato y cuarzo, este último con hábito idiomorfo.

#### 1.2.3.5. Arcillas, areniscas y pizarras (nivel 57) Albiense-Cenomaniense inferior

Esta unidad aflora en el sector suroccidental de la Hoja, formando parte del núcleo de la estructura sinclinal de Demanda. RAT (1959), incluyó a estos niveles en el “Complejo Supraurgoniano”, Así mismo, GARCÍA MONDÉJAR (1982), ha denominado a esta unidad como Formación del Alto de Huici.

En su base existe una importante discordancia, que si bien puede no ser muy evidente puntualmente debido a la deficiente calidad de los afloramientos resulta espectacular a nivel regional, al apreciarse la disposición de los materiales albienses sobre diversas unidades cretácicas.

Litológicamente está constituido por pizarras negras compactas de aspecto masivo que pasan hacia techo a margas y arcillas esquistosas con intercalaciones de limolitas arenosas. Intercalados entre estos niveles se pueden observar niveles de calizas arenosas y en algunas zonas, conglomerados de cantos silíceos y calcáreos.

Los niveles de margas esquistosas presentan una composición de 15-30% de cuarzo, 15-30% de micas (moscouita y clorita), un 5-20% de materia orgánica carbonosa y pirita. Las arcillas esquistosas están formadas por minerales micáceos, 40% como máximo de cuarzo y un 5% de materia orgánica y pirita

La ausencia de cortes representativos del conjunto hace que la interpretación de éste se realice en base a observaciones puntuales. Así, el carácter

euxínico, con inclusiones de pirita y nódulos ferruginosos, su marcada uniformidad, y su elevada potencia, sugieren que su depósito tuvo lugar en una cuenca marina muy subsidente, abierta hacia sectores occidentales. Por su parte, los niveles detríticos reflejan la influencia de los relieves emergidos del macizo de Quinto Real, habiéndose interpretado las areniscas de sectores cercanos (Hoja de Erro, 116-I), como canales fluviomareales en régimen supra e intermareal.

Entre los restos faunísticos que alberga la unidad se han citado Ammonites piritosos, Lamelibránquios y Gasterópodos, además de una rica microfauna que ha proporcionado una edad albiense para la unidad: Ammobacolites parvispira, Thalmoniella ticmensis, Rotolipora apenninica, Dorothia gradatta, Epistomina spinulifera, Cytherella ovata, Dentalina nana, Gravelinella intermedia, Textulara of. edkinsi y Arenobulimina macfadyeni. Igualmente, la presencia Neoiraquia convexa en los niveles superiores señala su pertenencia a la base del Cenomaniense, por lo que el conjunto se ha incluido en el Albiense-Cenomaniense inferior.

#### 1.2.3.6 Calizas (nivel 58). Albiense-Cenomaniense inferior.

Estos niveles se encuentran incluidos entre el conjunto detrítico descrito anteriormente, situándose los mejores afloramientos en la regata de Cevería.

Litológicamente está constituido por calizas grises con construcciones de rudistas y por calizas tableadas (grainstone) bioclásticas con abundantes laminaciones y estratificaciones cruzadas.

El espesor de este nivel es del orden del centenar de metros, acuñándose lateralmente.

Estratigráficamente se considera a esta unidad como Albiense-Cenomaniense, ya que se encuentra intercalada entre el nivel arcilloso anterior, asociándole sedimentológicamente con etapas de instalación de una plataforma carbonatada con el desarrollo de construcciones de rudistas y barras bioclásticas progradantes en esa incipiente plataforma.

#### 1.2.3.7. Conglomerados calcáreos (nivel 60). Aptiense-Cenomaniense.

Estos niveles se encuentran intercalados entre los niveles de arcillas, areniscas y pizarras del nivel 57, descritos anteriormente

Sus afloramientos se limitan al oeste de la regata de Ceveria estando constituidos por cantos redondeados calcáreos de varios tamaños, con base erosiva y estratificación y laminación cruzada.

El espesor medio de estos niveles es del orden de 20 m, acuñándose lateralmente muy rápidamente.

Estratigráficamente se considera Aptiense-Cenomaniense ya que se encuentra incluido entre los niveles arcillosos del tramo 57

#### 1.2.3.8 Margas, areniscas y calizas (nivel 62). y calizas (nivel 63). Turoniense-Santoniense.

Esta unidad cartográfica aflora en el sector central de la Hoja, encontrándose surcada por la carretera de Santesteban a Saldias en donde se encuentran situados sus mejores afloramientos..

LAMARE (1936) ha denominado a estos materiales como “Flysch Norpirenaico” que se extiende desde Elizondo hasta Tolosa y rellena la denominada también por LAMARE (1936) como “Depresión Intermedia”, siendo equivalente al descrito en el “Arco Vasco” y en la “Zona Norpirenaica.”

Este conjunto comienza con unos niveles de brechas o conglomerados de naturaleza calcárea y matriz siempre calcárea de modo que aparece en campo como un tramo calcáreo homogéneo (nivel 63) cuando no existen soportes detríticos. Hacia techo continúa por una alternancia de margas y calizas margosas bioclásticas y areniscas calcáreas de tonos cremas.

El espesor total de este tramo no se conoce ya que siempre falta el techo no obstante se puede estimar en un mínimo de 500 m.

Los niveles calcáreos son mudstone-wackestone arcillosos con pequeñas cantidades de limo y arena (5-30%), generalmente de cuarzo.

La fauna citada por la Hoja 1:50:000 MAGNA de Tolosa, no es determinativa, clasificándose: Pithonella sphaerica. (KAUFMANN), Globotruncana cf. helvética BOLLI, Dicyclina cf. schlumbergeri, Pseudolituonella cf mariae , Monouxia cónica GENDROT, Triaxia sp, Heterohelix sp, Hedbergella sp, Dictyopsella sp, Rotalipora sp, Marsonella sp. y Pseudovalvulinera sp, con una edad comprendida entre el Cenomaniense y el Santoniense.

Sedimentariamente esta unidad se asocia a depósitos de tipo turbidíticos, observándose gran cantidad de “slumps” y laminaciones paralelas y onduladas depositados en un ambiente de talud-cuenca.

#### 1.2.3.9 Análisis secuencial del Cretácico

En el Cretácico inferior se pueden distinguir tres principales megasecuencias que en conjunto marcan la progresiva profundización de la cuenca.

La megasecuencia inferior está formada por las denominadas "facies Weald" y abarca un intervalo estratigráfico que va desde el Neocomiense superior hasta el Barremiense. Representa un episodio regresivo similar al de las "Facies Purbeck", con la sedimentación de facies terrígenas y carbonáticas en ambientes sedimentarios continentales, o costeros salobres, tipo "lagoon", e incluso marinos someros. Al igual que las "facies Purbeck", la sedimentación se desarrolló en subcuencas limitadas por fallas normales.

La megasecuencia intermedia, de edad Aptiense - Albiense, corresponde al denominado Complejo Urgoniano (RAT, 1959). Se caracteriza por la presencia de importantes masas de rocas carbonáticas de origen arrecifal con rápidos y frecuentes cambios laterales a margas y lutitas. El límite inferior de la megasecuencia está marcado por una discordancia de bajo ángulo jalonada por un nivel de areniscas, brechas o conglomerados, probablemente de origen aluvial o costero.

En el área que abarcan las cartografías no se ha reconocido discordancias ni cambios bruscos de facies que permitan subdividir esta megasecuencia en secuencias de rango menor, pero sí existen en otras áreas de la Cuenca Vasco - Cantábrica. En la zona occidental (dominio peri-asturiano), GARCÍA MONDEJAR (1982) distingue cuatro secuencias deposicionales que abarcan al conjunto Aptiense - Albiense. Las discordancias que limitan estas secuencias, el mismo autor, las relaciona con pulsaciones asociadas a la tectónica extensional.

Esta megasecuencia (Aptiense - Albiense) presenta una tendencia general transgresiva que se relaciona con un incremento de la subsidencia, debido no sólo a la fracturación de bloques, sino también a una flexuración general. En los depocentros, la sedimentación era esencialmente lutítico-margosa, y a menudo en condiciones anóxicas. En los bloques elevados y en los márgenes, se desarrollaron plataformas carbonáticas, con numerosas bioconstrucciones arrecifales de rudistas o corales (GARCÍA MONDEJAR, 1982).

La megasecuencia superior, de edad Albiense - Cenomaniense inferior, es expansiva con respecto a las infrayacentes y casi siempre se apoya discordante o en contacto brusco sobre ellas. En el área que abarcan las cartografías, está representada casi exclusivamente por depósitos turbidíticos de talud, que muestran una tendencia



general progradante que culmina con facies de plataforma carbonática. Lateralmente estos depósitos se relacionan con formaciones deltaicas (Fm. de Valmaseda) o fluvio-aluviales (Fm. de Utrillas). Hacia el norte equivalen a otras formaciones turbidíticas de pie de talud (Fm. de Durango) y cuenca (Fm. de Deva).

En el área estudiada, la escasez y mala calidad de los afloramientos, junto con la ausencia de niveles guía, no permiten el establecimiento de unidades deposicionales de rango menor. No obstante, en áreas próximas (litoral vizcaíno) ROBLES et al. (1988), distinguen cuatro macrosecuencias deposicionales que abarcan desde el Albiense inferior - medio, hasta el Cenomaniense medio. Los mismos autores relacionan la génesis de estas secuencias, con la actividad tectónica regional y los consecuentes cambios relativos del nivel marino.

El carácter predominantemente siliciclástico y expansivo de esta megasecuencia (Albiense - Cenomaniense), se relaciona con un incremento de la subsidencia en la cuenca y el rejuvenecimiento del relieve en los márgenes.

Durante el intervalo Cenomaniense - Santoniense, toda la cuenca experimenta un hundimiento progresivo, menos acusado en los márgenes, que se relaciona con la etapa de deriva continental y subsidencia térmica del margen pasivo. Al sur del área estudiada se desarrolla un área de plataforma, mientras la zona septentrional se halla ocupada por un surco donde se depositan potentes series turbidíticas, calcáreas y siliciclásticas.

### **1.3. CUATERNARIO**

El Cuaternario de la Hoja de Sumbilla (90-II) se limita a algunos depósitos de carácter fluvial y de gravedad (fondos de valle, conos de deyección, llanura de inundación, coluviones, etc), glaciais y arcillas de descalcificación que vienen a completar el espectro de los depósitos recientes.

#### **1.3.1. Arcillas pardo rojizas. Arcillas de descalcificación. (nivel 64)**

Se reducen a las arcillas rojas de descalcificación que quedan en el fondo de algunas dolinas. Son de color pardo rojizo y constituyen el producto residual de la disolución de los carbonatos que aparecen tapizando el fondo de algunas dolinas así como rellenando los huecos y cavidades del microrrelieve a que dan lugar las formas

nenores del carst. La naturaleza de este material es principalmente arcillosa, aunque siempre contiene un cierto porcentaje de limo, arena e incluso fragmentos de rocas carbonatadas desprendidas de las paredes de las dolinas. La potencia es difícil determinar debido a la inaccesibilidad del terreno y a que es difícil ver el perfil transversal de una dolina, pero se supone de gran variabilidad. Los procesos cársticos parecen iniciarse a finales del Terciario, más o menos en el Plioceno, y continúan durante todo el Cuaternario, siendo, en muchos casos funcionales en la actualidad.

### **1.3.2. Cantos, arenas y arcillas, Glacis. (Nivel 65)**

Los glacis son formas de enlace entre los interfluvios y los fondos del valle. Los que aquí aparecen son pequeños, de bordes lobulados y perfil longitudinal plano-cóncavo, aumentando la concavidad hacia la cabecera. A veces presentan escarpes netos hacia los valles, producidos por la disección de la red fluvial. Los únicos ejemplos se localizan en el valle del Bidasoa, en el sector más oriental y en ambas márgenes.

Son un conjunto de cantos y gravas de cuarcitas y areniscas cuya proporción varía según la naturaleza del área madre. La matriz es arenosa con cierto contenido en limo más arcilla. La potencia está comprendida entre 1 y 3m.

### **1.3.3. Gravas, cantos, arenas y arcillas. Terrazas (nivel 66), fondos de valle (nivel 72) y llanura de inundación (nivel 73).**

Se reconocen depósitos de terrazas en el río Bidasoa y en un afluente, el Belzuri, disponiéndose todas ellas en el sector nororiental, a excepción de un afloramiento en las proximidades de Navarte. Se han cartografiado dos niveles a +3-7 m y +10-15 m. Litológicamente están constituidas por cantos y gravas de cuarcitas, cuarzo, calizas y areniscas, dentro de una matriz arcilloso arenosa. La morfología que ofrecen es en general la de terrazas solapadas y encajadas con un escarpe neto hacia el valle. Son zonas llanas con un suelo de vega poco evolucionado, de color pardo que se utiliza mayoritariamente para cultivos y huertos familiares.

Las observaciones realizadas en campo muestran que se trata de depósitos de cantos y gravas de naturaleza cuarcítica y caliza fundamentalmente, apareciendo además elementos de cuarzo y areniscas. El tamaño medio está comprendido entre 6 y 8 m, con algunos tamaños mayores. La matriz arenoso-arcillosa

es pardo o pardorajiza y presenta algunas concentraciones de carbonatos. La potencia de estos depósitos oscila entre 2 y 3m, aunque puntualmente puede ser mayor. Los cortes no son muy buenos y es difícil realizar algún perfil, no obstante se observan puntualmente estratificaciones cruzadas, cicatrices erosivas e imbricaciones de cantos. La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno superior, aunque es muy posible que la terraza más baja pueda llegar al Holoceno.

Los fondos de valle, al igual que en las Hojas contiguas están constituidos por los mismos elementos que las terrazas e incluso poseen una similar textura, aunque hay un aumento de sedimentos finos hacia techo. Sobre estos depósitos también se desarrolla un suelo algo más potente que el de las terrazas. Se corresponde con un suelo pardo de vega, poco evolucionado. La potencia total de esas formaciones no es visible pero por lo que se observa en unos y otros valles, debe estar comprendida entre 2 y 5m. Se les asigna una edad holocena.

Por lo que se refiere a la llanura de inundaciones del río Bidasoa, tiene una anchura media de 500-600m, aunque en algunos puntos como en Irurita estas dimensiones pueden aumentar llegando a tener casi 800 m. En otros puntos, por el contrario, se reduce considerablemente, llegando casi a desaparecer, como ocurre en la zona del Señorío de Bertiz. El cauce discurre dentro de la llanura con un trazado entre sinuoso y meandriforme con algunos tramos rectilíneos. En las zonas de meandro el cauce produce erosiones laterales en su margen cóncava.

La litología de la llanura de inundación es también muy similar a la de las terrazas, puesto que el área madre es la misma, por presentar a techo un nivel limoso-arcilloso que corresponde a las facies de desbordamiento. La edad atribuida a estas formaciones es Holoceno por constituir el último episodio sedimentario producido por los ríos.

#### **1.3.4. Arenas, gravas, cantos y arcillas. Conos de deyección. (nivel 70)**

Son muy frecuentes en el valle del río Bidasoa. Se originan a la salida de algunos arroyos y barrancos en su confluencia con otros cauces de rango superior. Su tamaño varía desde 100 a 500 m<sup>2</sup>. Se caracterizan por su típica forma en abanico y por su perfil convexo. Se relacionan lateralmente con los coluviones, con los que se interdentan.

Los conos de deyección puesto que proceden de los arroyos menores ofrecen variaciones locales en la litología de sus elementos dependiendo del conjunto litológico que los alimente. Los cantos son muy variables del sector apical al distal, en el que dominan los sedimentos finos. La potencia dentro del mismo depósito puede oscilar desde pocos cms, hasta varios metros. Los mejores ejemplos son los que aparecen en el valle del Bidasoa donde se instalan sobre la llanura de inundación interdentándose con ella.

#### **1.3.5. Cantos, gravas, bloques y arcillas. Coluviones (nivel 69)**

Los coluviones son formas de ladera que se desarrollan, por lo general, al pie de las mismas, formando bandas alargadas paralelas a los cauces. Son normalmente de pequeño tamaño, aunque a veces pueden alcanzar un mayor desarrollo, como el que se sitúa, en el límite S0 de la Hoja. Están formadas por una acumulación caótica de cantos y bloques, con una abundante matriz arcillosa. Cada uno de ellos depende de los materiales existentes en la parte superior de la ladera, así, un coluvión puede estar constituido por una acumulación de bloques con pocos finos, mientras otros lo están por una acumulación de finos con fragmentos angulosos de varios tipos, es decir de calizas, cuarcitas, areniscas, etc. Son frecuentes en los principales valles y aparecen alternado con los conos de deyección. En definitiva se trata de depósitos poco coherentes con un espesor muy variable.

### **1.3.6. Bloques y arcillas. Deslizamientos (nivel 67)**

Los deslizamientos son de pequeño tamaño, siendo mucho más abundantes en la margen norte del Bidasoa que en la sur, sobre todo en el sector noroeste en las proximidades del Alto de la Cruz. Como se observa en la cartografía es fácil determinar en todos ellos la cicatriz de despegue y el depósito. Algunos son de carácter rotacional y otros de carácter mixto entre rotacionales y solifluidales.

Los deslizamientos están constituidos por una masa caótica de bloques y arcillas, a veces estos bloques son de gran tamaño y consisten en el material original con escasas modificaciones. Lo que suele suceder en los deslizamientos rotacionales. La potencia de la masa en movimiento puede llegar en algunos casos a tener unos 15-20 metros.

## **2 TECTONICA**

### **2.1. CONSIDERACIONES GENERALES**

Esta Hoja se sitúa entre la Cuenca Vasca o Cuenca Vasco-Cantábrica, la zona Norpirenacia y el Dominio Surpirenaico siendo el primer dominio el más representativo de esta Hoja. 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 paleozóicos. Esta alineación montañosa es la resultante de la compresión producida entre las placas Europea e Ibérica. Esta cadena montañosa ha sido clasificada y subdividida en numerosas ocasiones, siendo una de las más utilizadas la realizada por MATTAUER y SEGURET (1.971), basada en criterios estructurales y estratigráficos. En ella se diferencian la Zona Axial, constituida fundamentalmente por materiales paleozóicos dispuestos a modo de eje de simetría de la cadena, dos zonas mesoterciarias despegadas, denominados Nor y Surpirenáica 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 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-paleogena. 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 el sector meridional del macizo pirenaico axial de Cinco Villas, la Depresión Intermedia, la zona oriental del Manto de los Mármoles y el sector occidental del macizo de Quinta Real.

Los estudios de esta zona comenzaron en los años treinta con la fuerte controversia ejercida entre LAMARE (1931, 1932, 1944 y 1954) y LOTZE (1931, 1932 y 1946) discutiendo el origen de las vergencias contrarias, al norte y al sur y las estructuras derivadas de ellas. Posteriormente, CHOUKROUNE (1976) 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 (1977) 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 (1979) y CAMPOS et al (1980), reconocen una fase principal de vergencia norte en la cobertera del borde occidental de Cinco Villas. Posteriormente LLANOS (1983), distingue dentro del ciclo alpino dos etapas, la primera intracretácica y otra posterior de vergencia norte tardicretácica. ZUAZO (1986) 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 (1988) establece las características y relaciones mutuas de las dos esquistosidades descritas por ZUAZO (1986).

Por último MARTÍNEZ TORRES (1989), 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. DESCRIPCION DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS**

Las manifestaciones de la deformación sufrida en el territorio ocupado por la Hoja son de gran importancia, e imprimen al carácter geológico dominante en esta zona, dando lugar a un gran número de estructuras.

### **2.2.1. Discordancias**

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 manera 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.

El límite Paleozoico-Mesozoico, constituye una discordancia importante y muy visible tanto en el sector de Cinco Villas como en Quinto Real

El paso Triásico- Jurásico no es visible en esta zona, ya que este contacto se encuentra mecanizado.

El límite Jurásico-Cretácico se realiza a través del depósito de los materiales en “facies Weald”, aflorantes en el sector suroccidental de la Hoja. Este límite, en esta Hoja no es muy incisivo y siempre se observa sobre los niveles superiores jurásicos.

La discordancia urgoniana, así mismo de carácter erosivo, presenta en esta Hoja escasa intensidad, como sucede con el límite anterior.

El límite del supraurgoniano, es muy importante en esta zona, presentando un carácter incisivo llegando a erosionar en el sector de Almandoz los depósitos urgonianos.

La discordancia del Cretácico superior, formada por los depósitos incluidos en la “Depresión Intermedia”, adquiere en esta zona una gran importancia, llegando a afectar a los sedimentos del Jurásico superior, con erosión total del “Complejo Urgoniano y Supraurgoniano”



### 2.2.2. Pliegues

En el dominio de la “Depresión Intermedia” se puede apreciar un sector afectado por una intensa tectónica situado concretamente al sur de Narbarte en la zona de Mokoro en donde se observan las dos discordancias angulares más significativas: la discordancia del Albiense y del Cretácico superior de la “Depresión Intermedia”. Además, se reconocen estructuras con direcciones subortogonales en el Jurásico y en el Albiense suprayacente.

En Mokoro puede observarse como aparece una serie completa de materiales jurásicos, repetida a favor de una falla inversa que pone en contacto los materiales del Lías inferior sobre el Dogger-Malm. La dirección de la falla es NNO-SSE con vergencia al OSO.

Discordante sobre esta falla se reconoce una sucesión albiense, fundamentalmente calcárea, dispuesta en un sinclinal y anticlinal concéntricos, de dirección E-O y ligeramente vergentes hacia el S. Es obvio, por tanto, que existe una deformación previa a las estructuras desarrolladas en el Albiense, que se repiten igualmente en otros puntos del Manto de los Mármoles. La falla inversa desarrollada en los materiales jurásicos corresponde a la denominada "fase prealbiense".

Las relaciones estructurales observables en Mokoro, han sido explicadas previamente por LAMARE (1936) y EWERT (1964) en relación con movimientos halocinéticos prealbienses.

Al sur del anterior, y ya en la zona del Manto de los Mármoles, existe un sinclinal de dirección NE-SO cuyo núcleo está constituido por los materiales arcillo-arenosos del Albiense. Esta estructura ha sido denominada como sinclinoiro de Amezketa-Almandoz, cuyo flanco septentrional está afectado por la falla de Leiza.

En el sector de Quinto Real existe importantes elementos de deformación con orientación N-S y vergencia muy pronunciada hacia el oeste, que pueden llegar a volcarse en algún caso. El eje de los pliegues presentan una inclinación hacia el sur de 10 a 25°.

La principal estructura visible en esta zona, con estas características es el anticlinal de Artesiaga, que según MOHR Y PILGER (1985) se abre en abanico al sur de Berueta, dando lugar a varios anticlinales de diferentes direcciones.

### **2.2.3 Fracturas**

En esta Hoja hay que destacar, respecto a este tipo de elementos las fallas de Leiza y Pamplona.

#### **2.2.3.1 Falla de Leiza**

Este lineamiento discurre entre Elizondo y Tolosa, a lo largo de 45 Kilómetros, se reconoce en superficie una estrecha banda que delimita netamente el borde septentrional del “Manto de los Mármoles” y el borde sur de la “Depresión Intermedia”. El primer autor en reconocerla fue LLAMARE (1.924), denominándola “Franja milonítica”, debido a la presencia de granitos y granulitas, y a una intensa brechificación. Este autor la consideró como la base de un manto: el “Manto de los Mármoles” (Nappe des marbres).

Con posterioridad EWERT (1964) y VOLTZ (1964), siguiendo a LOTZE (1.930 -31), la denominan “Zona de Dislocación”, cuestionando la aloctonía del “Manto de los Mármoles”. Más tarde, LLANOS (1980) denominó a esta accidente falla de Leiza.

La falla de Leiza presenta unas características idénticas a las descritas para la falla Norpirenáica: traza rectilínea kilométrica, disposición subvertical, metamorfismo alpino asociado y presencia de rocas profundas.

Morfológicamente la falla de Leiza condiciona el desarrollo de los valles de Areso, Ezkurra y Bidasoa. Sin embargo, la traza de la falla rara vez se encuentra en el fondo del valle aflorando casi siempre a media ladera. Esta disposición quizás pudiera estar relacionada con una actividad tectónica reciente.

La zona de falla tiene una anchura variable difícil de determinar, pues sobre ella, se reconocen importantes depósitos de brechas del Cretácico superior de la “Depresión Intermedia”. En ningún punto se observa un único plano de falla.

La mayor parte de los materiales afectados por la falla presentan un cierto grado de brechificación. Por el grado de fracturación de los materiales pueden distinguirse dos texturas predominantes siguiendo a HIGGINS (1.971): brechas y salbandas.

Las brechas de falla son muy heterométricas y localmente poligénicas, aunque suelen predominar una litología en cuerpos más o menos anastomosados. Los materiales brechificados pertenecen a todas las edades hasta el urgoniano, inclusive. No se observan brechas del Albiense ni del Cretácico superior. Entre las litologías más características aunque difíciles de observar, deben citarse granulitas ácidas y básicas, migmatitas, lherzolitas y filitas paleozóicas.

Del análisis sistemático de la fracturación se deduce un grado de brechificación muy variable dentro de la banda de falla, aún con litologías idénticas, observándose una distribución en bandas.

Intercaladas entre las brechas que delimitan la falla de Leiza aparecen siempre algunos niveles de 0,5 a. 1 m. de potencia de materiales con un aspecto general de arcillas marrones de descalcificación que, a primera vista tienen aspecto de niveles edáficos, concretamente de rendzinas. Sin embargo, su omnipresencia en todos los cortes de la falla, su desarrollo en planos verticales concordantes con la banda de falla y su falta de relación con suelos actuales, hacen suponer que se trata de materiales asociados a la falla. Por otra parte, las granulitas y lherzolitas, que aparecen en la falla, suelen estar asociadas a estos niveles.

El análisis de estos niveles por difracción de rayos X, permite detectar calcita, cuarzo, yeso, pirita, albita, tremolita y clorita. Por todo ello, puede afirmarse que estos niveles proceden de la tectonización de idénticos materiales a los observados en la brecha de falla y han sido considerados como salbandas de falla.

Las salbandas no se localizan en un determinado plano o planos ordenados, pudiéndose reconocer varias bandas según el corte considerado. Por otra parte, cabe la posibilidad de que estos materiales pudieran presentar alguna cohesión primaria sin estructura foliada, es decir, puede suponerse un desarrollo local de cataclastitas (SIBSON 1977), con disgregación posterior.

Si atendemos a la profundidad de los materiales antes de la tectónica prealbiense, se obtiene una potencia media total de aproximadamente 2.000 metros, desde el pérmico hasta el techo del urgoniano, lo cual se corresponde en el esquema de falla propuesto por SIBSON (1977), a un nivel superficial entre 1 y 4 Km., con desarrollo de brechas y harinas incohesivas. En este sentido, la presencia de materiales de falla no cohesivos, como brechas de falla y salbandas de falla, y la presumible existencia de cataclastitas correspondería, dentro del modelo de falla citado, a una zona de comportamiento elástico-friccional superficial desarrollada por encima de los 10-15 Km. de profundidad.

Por otra parte, el carácter de la brechificación, supone un argumento más a tener en cuenta en el emplazamiento prealpino de las lherzolitas, granulitas y migmatitas, ya que la génesis de esas rocas no se corresponde con las condiciones de fracturación observadas en la falla de Leiza.

Otras formas de deformación asociadas a la falla son pliegues mesoscópicos con ejes muy inclinados, desarrollados en mármoles liásicos y del Dogger-Malm. En ninguno de los pliegues observados, puede determinarse con claridad una longitud de onda completa de los mismos.

La otra estructura mesoscópica que puede observarse en la banda de falla es una débil lineación que concuerda, aparentemente, con minerales de neoformación (tremolitas y escapolitas), en planos subverticales de mármoles jurásicos. Sin embargo, en el análisis microscópico de muestras orientadas, no se observa una relación clara de la posible lineación con una estructuración interna, por lo que su origen es discutible.

Las estructuras asociadas a la falla corresponden a un accidente subvertical en relación a una componente de cizalla. Todo ello, se relaciona congruentemente con la fase prealbiense, tal como se deduce de los materiales implicados en la banda de falla. Concretamente, su actividad se extendería entre el Oxfordiense y el Albiense, en un régimen deformado, como marcador pasivo, por las dos fases terciarias.

Sobre la actividad tectónica prealbiense se solapa una actividad metamórfica más larga en el tiempo, en el tránsito Cretácico inferior-Cretácico superior, que hemos denominado antecenomaniense. Con posterioridad, algún tipo de actividad debió acontecer en la falla de Leiza, probablemente de tipo distensivo, para poder

explicar el depósito en la “Depresión Intermedia” de brechas con cantos de mármoles procedentes del “Manto de los Mármoles”.

La falla de Leiza tiene asociado un metamorfismo precenomaniense y su traza está jalonada por granulitas y lherzolitas. Estos rasgos permiten considerarla como la continuación occidental de la falla Norpirenaica.

La falla Norpirenaica es, sin duda, el rasgo geológico más característico del Pirineo y ha sido considerada por muchos autores como el contacto entre las placas Ibérica y Europa. Las medidas paleomagnéticas realizadas en los macizos paleozoicos occidentales parecen demostrar el giro relativo de Cinco Villas respecto Alduides; el primero pertenecería a Europa y el segundo a Iberia (VAN DER VOO, 1973; SCHOTT, 1985).

La falta de correlación estratigráfica y las significativas diferencias en el plegamiento hercínico entre Cinco Villas y Alduides; permiten considerar a la falla de Leiza como un límite de dos dominios bien diferenciados. Asimismo, la comparación de diferentes características y parámetros geológicos al norte y sur de la falla de Leiza apuntan a esa posibilidad (MARTÍNEZ-TORRES, 1989).

#### 2.2.3.2 Falla de Pamplona

En superficie, la falla de Pamplona está marcada por la alineación de diapiros navarros y ha sido estudiado por diversos autores, entre ellos: BRINKMANN et al (1967) FEUILLEE et al (1971) GALDANO et al (1980), GALLART et al (1981), DEL VALLE DE LERSUNDI (1986) y MARTINEZ TORRES (1989). Este accidente delimita dos dominios estructurales distintos, la Zona Surpirenaica al este, y el Arco Vasco al oeste. Esta fractura presenta un evidente carácter poshercínico correspondiendo al sistema de la falla de Plasencia-Alentejo. Más que de una falla en el sentido estricto, se trata de un accidente profundo complejo enmascarado por los depósitos mesozoicos resultando difícil de observar en esta zona.

Durante el Lias, representa una zona de tensión que permite el alojamiento de las masas ofíticas en las facies “Keuper”. Posteriormente durante el Mesozoico, separa un área de fuerte subsidencia al oeste. Esta estructura tiene un importante componente de desgarre que desplaza la falla Norpirenaica unos 20 Km al SO, hasta la falla de Leiza.

Esta estructura produce una fuerte tectonización en los bordes de los macizos de Quinto Real y Cinco Villas, en una franja amplia. La dislocación puede ser debida a la rigidez de los macizos. Las masas de ofitas, permiten seguirla hasta el Puerto de Velate.

La falla de Pamplona se considera como un accidente posthercínico que ante un movimiento regional de salto en dirección sinextroso, esta se comportaría a modo de una gran grieta de tensión que favorecería la formación de las cuencas estefano-pérmicas. Este mismo modelo podría ser aplicable al ascenso de las ofitas en el Lacolito de Almandoz.

### **2.3. Cronología de la deformación.**

La evolución tectónica de la región puede referirse a dos grandes ciclos, desigualmente representados en la Hoja : el ciclo hercínico, puesto de manifiesto por los materiales paleozoicos, y el ciclo alpino, caracterizado por los materiales mesozoicos.

El ciclo hercínico está caracterizado tan solo por sus manifestaciones más tardías, cosistentes en pliegues y cabalgamientos orientados de NO-SE a N-S, junto con dos familias de esquistosidades.

Durante el intervalo Estefaniense-Pérmico. tuvo lugar una fase de fracturación de escala continental, conocida como etapa tardihercínica y caracterizada por la génesis de desgarres de direcciones NE-SO y NO-SE. Entre los accidentes tardihercínicos más destacados en la historia posterior de la región, se encuentran las fallas de Pamplona y Norpirenaica, esta última actuando como límite entre las placas Ibérica y Europea, desempeñando un papel fundamental en la apertura del Golfo de Vizcaya, y como línea transformante durante la deriva de Iberia.

En general, los accidentes tardihercínicos constituyen un elemento fundamental durante el posterior ciclo alpino, puesto que su reactivación durante la distensión mesozoica controló la geometría de las cuencas de sedimentación y durante la compresión terciaria actuaron como zonas de debilidad, a favor de las cuales se produciría el desplazamiento de cabalgamientos y desgarres.

A grandes rasgos, el ciclo alpino comprende dos períodos de carácter geodinámico diferente: una larga etapa coincidente con el Mesozoico, en la que la región se encontraba situada en un dominio de divergencia y traslación de placas, con creación de cuencas de sedimentación, y un período más corto, que abarca parte del Terciario, en el que la convergencia y posterior colisión de las placas Ibérica y Europea daría lugar a la génesis del orógeno pirenaico.

La historia tectónica de la zona durante el Mesozoico, sólo puede reconstruirse a través de algunos rasgos fragmentarios, entre los que se encuentra la etapa ditensiva reconocida a comienzos del Jurásico por el ascenso de magmas basálticos de composición toleítica, que dieron lugar a las masas ofíticas englobadas en los materiales triásicos.

MARTÍNEZ TORRES, L. (1989), reconoce las siguientes fases tectónicas:

- fase prealbiense con desarrollo de estructuras de dirección NNO-SSE.
- una fase con desarrollo de vergencias hacia el N.
- y una tercera fase con desarrollo de vergencias hacia el S.

La edad de la fase prealbiense está bien establecida por la discordancia basal albiense sobre las correspondientes estructuras. Los movimientos iniciales de esta fase quizás sean oxfordienses.

Las fases de vergencia N y S., con claramente terciarias, pues son reconocibles estructuras asociadas a estas fases en materiales del Cretácico superior de la “Depresión Intermedia” y del valle de Ulzama. Sin embargo, al no conservarse materiales post-tectónicos, debemos remitirnos a áreas cercanas que permitan su datación.

En relación con la fase de vergencia N puede asegurarse que es post-eocena, si consideramos que afecta al flysch eoceno del “Monoclinal de Zumaia” (CAMPOS, 1.979), en el NO. del macizo de Cinco Villas, no pudiéndose concretar más precisamente su edad, al no conservarse materiales postectónicos. En este sentido, se ha reconocido en la plataforma continental, al norte del “Monoclinar de Zumaia”, una discordancia transgresiva Luteciense sobre estructuras previas (WINNOCK, 1971), que

bien pudiera datar las vergencias al N. Todo ello, se corresponden con las observaciones realizadas en la Zona Norpirenaica (CHOUKROUNE, 1976).

En referencia a la fase de vergencia hacia el S. los materiales en la Cuenca Vasco-Cantábrica afectados por esta fase se encuentran en el límite sur del Bloque Alavés, concretamente en la sierra Cantabria-Montes Obarenes. La datación de los primeros materiales posteriores al paroxismo alpino en esta zona, corresponde al Oligoceno (RIBA, 1.974). Más concretamente, en la sierra de Codés, en la intersección de la sierra Cantabria con la falla de Pamplona, DEL VALLE DE LERSUNDI (1.986), se refiere a una fase oligo-miocena, por datación de los conglomerados del frente de la sierra de Codés. Más específicamente, ésta se iniciaría en el Chattiense y perduraría hasta el Vindoboniense superior. Este mismo autor, en la Zona Surpirenaica, al este de la falla de Pamplona, en referencia a estructuras de vergencia S, reconoce una fase paroximal en el Luteciense.

En cualquier caso, la lejanía de las dataciones realizadas, así como sus relaciones espacio-temporales, obliga a considerar con cautela las observaciones previas y, por ello, es preferible referirse a una primera fase terciaria de vergencia N. y otra, posterior, fase terciaria de vergencia S.



### **3. GEOMORFOLOGIA**

#### **3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA**

La Hoja, a escala 1:25.000, de Sumbilla (90-II) pertenece a la Comunidad Foral de Navarra, situándose en el sector septentrional de la misma. En general se trata de una zona de grandes relieves con importantes contrastes altimétricos.

Fisiográficamente existen dos sectores bien diferenciados y son el macizo de Quinto Real, al sudeste y la denominada “Depresión Intermedia”, en el sector central y suroccidental. Esta depresión se sitúa entre el macizo de Quinto Real y el macizo de Cinco Villas y que ocupa una pequeña parte del sector noroccidental de la Hoja.

Administrativamente pertenece a la Comunidad Foral de Navarra, de carácter uniprovincial, e hidrográficamente forma parte de la vertiente cantábrica, destacando el río Bidasoa como cauce principal.

Geológicamente, ofrece gran diversidad de materiales que van desde el Paleozóico hasta el Cuaternario, afectados por una tectónica muy complicada, al converger las fallas de Pamplona y de Leiza, esta última continuación de la falla Norpirenáica (Figura 1).

Por lo que se refiere al relieve, como ya se ha señalado más arriba, es muy abrupto, con diferencias altimétricas acusadas, debido a un fuerte encajamiento de los ríos y arroyos. Las mayores desviaciones se sitúan en el sector meridional superando los 1.000m como sucede con el pico de Arbatán con 1096m. Más al oeste en los alrededores del Garmendi, se alcanzan alturas de 900 m aproximadamente. En la mitad septentrional las cotas son bastante más bajas, siendo la mayor elevación el pico del Ofeson con 685 m.

La red de drenaje se ordena en torno al río Bidasoa, que desemboca en la vertiente cantábrica. Este río, desde la localidad de Oronoz a su nacimiento recibe el nombre de río Baztan y recibe en cabecera precipitaciones de 1800 y 2000 mm anuales, que discurren en régimen de tipo pluvial oceánico, caracterizado por un amplio período de altas aguas invernales y la poca intensidad de un reducido estiaje. Destaca también el

río Ezcurra que desemboca en el Bidasoa en las inmediaciones de San Esteban, drenando gran parte del macizo de Cinco Villas.

Las características climáticas más generales, referidas a precipitación y temperatura, se reflejan en el esquema morfoclimático, a escala 1:100000 que acompaña al mapa geomorfológico. En él se observa que la precipitación media está comprendida entre los 1400 y 1700 mm, correspondiendo los valores más altos del sector septentrional y los más bajos al meridional. Las temperaturas medias oscilan entre 8 y 10° C con máximas de 36°C y mínimas de -8° C. Aunque estos datos definen un tipo climático Mediterráneo con régimen de humedad Mediterráneo Húmedo, lo cierto es que hay una cierta tendencia a la continentalidad y, una cierta influencia del clima de montaña con precipitaciones de carácter sólido.

La red de comunicaciones es bastante buena destacando la carretera nacional 121 que une este sector con la localidad de Pamplona y la comarcal 133 que lo hace con Vera de Bidasoa y Leiza. Como se puede observar en el mapa topográfico, la mayoría de las carreteras existentes circulan por los valles poniendo en comunicación unos centros urbanos con otros. En los sectores de menor topografía, hay una red de caminos terreros importante, que disminuye considerablemente a medida que hay una elevación en el relieve.

Los principales núcleos de población son Santesteban, en el sector occidental con 1.191 habitantes y Sumbilla 710. El resto de las poblaciones no alcanzan los 500 habitantes, destacando entre ellos Legasa, Navarte, Oyeregüi.

La principal ocupación de la población se centra en la agricultura y la ganadería. Existe una importante riqueza maderera debido a los numerosos bosques existentes. Son de interés los bosques de hayas, además de tejos, serbales y una gran variedad de arbustos y plantas herbáceas. En algunos casos existen prados con apariencia alpina aunque no son demasiado frecuentes.

### **3.2. ANTECEDENTES**

Los trabajos geomorfológicos relativos a este sector del Pirineo Navarro Occidental, son muy escasos, por no decir prácticamente inexistentes. Existen sin embargo algunas cartografías y algunos textos de carácter general o regional que han servido de punto de partida a este estudio.

Uno de los mayores avances es el que se produce en las últimas décadas con motivo de la realización de las hojas geológicas, a escala 1:50.000, del Plan MAGNA. Entre ellas destacamos la de Tolosa (1.983), en la que ya se incluye un mapa geomorfológico a escala 1:100000, donde se destacan algunos de los rasgos principales del relieve de la zona. Con anterioridad se realiza una cartografía a escala 1:25000, de la Hoja de Leiza, por la Diputación Foral de Navarra. Ambas cartografías han sido la base de partida para el desarrollo de este trabajo.

Por otra parte, la realización por el I.T.G.E. del “Mapa del Cuaternario de España” a escala 1:1.000.000 y por el I.T.G.E y ENRESA del “Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España”, también a escala 1:1000000 contribuye con algunos datos, al conocimiento de este sector de Navarra.

Finalmente, hay que destacar los trabajos efectuados por MARTÍNEZ TORRES (1.989), sobre el Manto de los Mármoles, donde hace mención a algunos aspectos del Cuaternario y de la tectónica reciente.

### **3.3 ANALISIS MORFOLÓGICO**

En este apartado se describe el relieve teniendo en cuenta dos aspectos, uno estático o morfoestructural y otro dinámico o relativo a la actuación de los procesos exógenos sobre un determinado sustrato y bajo unas condiciones climáticas dadas.

#### **3.3.1. Estudio morfoestructural**

Desde el punto de vista geológico-estructural, esta zona se enmarca en el Pirineo occidental, en su confluencia con el Arco Vasco. El límite entre el Pirineo occidental y la Cuenca Vasco-Cantábrica es un accidente transversal a la cadena, de dirección NE-SO, conocido como falla de Pamplona, cuyo reflejo en superficie, dentro y fuera de la Hoja, es la alineación de una serie de diapiros, conocidos como diapiros

navarros. La tectónica se complica aquí, al interferir dicho accidente con otro de gran importancia que es la falla de Leiza.

Más concretamente y centrándose al ámbito de la Hoja de Sumbilla, la estructura general de la misma se manifiesta según una dirección ENE-OSO, con materiales paleozóicos en las esquinas NO y SE correspondientes al macizo de Cinco Villas y Quinto Real respectivamente. Entre uno y otro aparecen sedimentos de edad mesozóica muy plegadas y fracturadas.

La influencia de esta estructura, junto con la litología, es muy patente reflejándose en la distribución y disposición de la red de drenaje y en los grandes escarpes que caracterizan algunos de los relieves principales de la hoja.

Más en detalle, entre las principales formas estructurales hay que destacar las grandes cuevas del cuadrante NO, con escarpes de más de 50 metros en el pico de Otesón y alrededores. También en este cuadrante y al oeste del Bidasoa resalta una gran cresta de dirección NO-SE. Crestas de este tipo también son frecuentes en el cuadrante suroriental, muy próximas al pico de Abartán. Se reconocen también pequeños escarpes, replanos estructurales y algunos cerros cónicos.

Este tipo de estructuras son debidas a la erosión en una zona donde existe una litología alternante afectada por pliegues. Las capas duras, más resistentes a la erosión, resaltan en el proceso erosivo marcando la dirección de las principales estructuras. La intensa fracturación mutila el desarrollo de escarpes y crestas de largo recorrido como son frecuentes en otros sectores septentrionales de Navarra.

La observación de la red de drenaje, aporta también datos sobre la gran influencia de la estructura en el relieve. La linealidad de algunos cauces, la orientación preferente de muchos de ellos, según directrices regionales y los cambios bruscos en los perfiles longitudinales de los ríos, indican que las líneas de agua buscan preferentemente las zonas de debilidad como pueden ser una falla o fractura, una zona de materiales blandos o un contacto litológico. En la figura 2 se representa un esquema de la red de drenaje, donde se señalan las principales direcciones de circulación de las aguas.

En este esquema se observan dos direcciones preferentes: una submeridiana ENE-OSO y la otra N-S. La primera corresponde a las estructuras

principales y la segunda, se acerca más a la fracturación y a la dirección de máxima pendiente. Aparece una tercera dirección que es la NO-SE, pero lo hace mayoritariamente en el macizo de Quinto Real, coincidente con las estructuras del mismo.

Por lo que se refiere a la morfología general de la red de drenaje, en planta, se reconoce como de tipo dentrítico y densidad media. Este tipo de red es característica de zonas donde la litología es muy homogénea o donde existe una litología alternante dispuesta en series monoclinales. Este último es el caso de la Hoja de Sumbilla.

### **3.3.2. Estudio del modelado**

En este apartado se consideran todas las formas cartografiadas, tanto erosivas como sedimentarias, así como los procesos que las han generado. Se describen por su forma, distribución especial y desarrollo, analizando las relaciones entre unas y otras.

#### **3.3.2.1. Formas fluviales**

Dentro de la Hoja de Sumbilla, las formas fluviales alcanzan un notable desarrollo, siendo los depósitos del río Bidasoa las formas más características.

Se reconocen depósitos de terrazas en el río Bidasoa y en un afluente, el Belzuri, disponiéndose todas ellas en el sector nororiental, a excepción de un afloramiento en las proximidades de Navarte. Se han cartografiado dos niveles a + 3 - 7 m y + 10-15 m. Litológicamente están constituidas por cantos y gravas de cuarcitas, cuarzo, calizas y areniscas, dentro de una matriz arcilloso-arenosa. La morfología que ofrecen es en general la de terrazas solapadas y encajadas con un escarpe neto hacia el valle. Son zonas llanas con un suelo de vega poco evolucionado, de color pardo que se utiliza mayoritariamente para cultivos y huertos familiares.

Por lo que se refiere a la llanura de inundación del río Bidasoa, tiene una anchura media de 500-600 m, aunque en algunos puntos como en Iruritia estas dimensiones pueden aumentar, llegando a tener casi 800 m. En otros puntos, por el contrario, se reduce considerablemente, llegando casi a desaparecer, como ocurre en la zona del Señorío de Bertiz. El cauce discurre dentro de la llanura con un trazado entre

sinuoso y meandriforme con algunos tramos rectilíneos. En las zonas de meandro el cauce produce erosiones laterales en su margen cóncava.

Los fondos de valle son las formas fluviales más frecuentes y se presentan, en planta, alargadas y estrechas con direcciones preferentes según las estructuras y la fracturación. La anchura de los mismos es muy variable oscilando entre 100 y 400 m.

Los conos de deyección, también pertenecen a este grupo y son muy frecuentes en el valle del río Bidasoa. Se originan a la salida de algunos arroyos y barrancos en su confluencia con otros cauces de rango superior. Su tamaño varía desde 100 a 500 m<sup>2</sup>. Se caracterizan por su típica forma en abanico y por su perfil convexo. Se relacionan lateralmente con los coluviones, con los que se interdentan.

En cuanto a las formas de carácter erosivo se han reconocido y cartografiado zonas de excavación lateral de los cauces, muy notables en el valle del Bidasoa, con formación de escarpes de paredes verticales en los que se producen inestabilidades. También hay procesos de incisión vertical en las cabeceras de ríos y arroyos, dando lugar a una importante red de incisión. Entre arroyo y arroyo, y debido a esta incisión acusada, las divisorias son muy agudas, dando lugar a lo que se conoce como aristas.

Por otra parte, los procesos de incisión, no sólo dan lugar a barrancos en “v” sino que también dan otras morfología como hoces y cañones como ocurre en el arroyo de Artesiaga y en el río Ezcurra.

### 3.3.2.2. Formas de ladera

Dentro de este grupo existen varios tipos de formas reconocidas; coluviones, deslizamientos, desprendimientos y laderas inestables.

Los coluviones dan formas de ladera que se desarrollan por lo general al pie de las mismas, formando bandas alargadas paralelas a los cauces. Son normalmente de pequeño tamaño, aunque a veces pueden alcanzar un mayor desarrollo, como el que se sitúa en el límite SO de la Hoja. Están formadas por una acumulación caótica de cantos y bloques, con una abundante matriz arcillosa.

Los deslizamientos son también de pequeño tamaño, siendo mucho más abundantes en la margen norte del Bidasoa que en la sur, sobre todo en el sector noroeste en las proximidades del Alto de la Cruz. Como se observa en la cartografía, es fácil observar en todos ellos la cicatriz de despegue y el depósito. Algunos son de carácter rotacional y otro de carácter mixto entre rotacionales y solifluidales.

Se consideran también los desprendimientos aunque no constituyen una unidad geomorfológica en sí: conviene mencionarlos a pesar de ello por las dimensiones que a veces alcanzan. Se distribuyen, en general, por debajo de algunos taludes, escarpes y aristas, de gran envergadura, donde el frente se desarrolla sobre una roca carbonatada, afectada por una intensa fracturación. El proceso de desencadena cuando el agua meteórica penetra por las numerosas discontinuidades (grietas, fracturas, etc...) provocando la apertura de las mismas por los cambios de temperatura. Es entonces cuando se produce el aislamiento de los bloques que, en una posición de inestabilidad, como es el frente del escarpe, tienden a caer por gravedad, depositándose a cotas inferiores del talud.

Por último, se han señalado en la cartografía una serie de zonas, en las laderas, en las que se han observado una serie de movimientos como cajamiento, cicatrices de erosión y pequeños movimientos que le confieren un carácter de inestabilidad. Se han denominado laderas inestables.

### 3.3.2.3. Formas kársticas

La unidad más característica dentro del sistema kárstico es la dolina. Se trata de una forma exokárstica, suficientemente conocida pero que puede ofrecer morfologías muy diversas. En el mapa geomorfológico sólo se han diferenciado dolinas. No tienen un gran desarrollo en ningún sector, apareciendo de forma muy dispersa y poco abundante por toda la Hoja, siempre sobre materiales carbonatados.

Sus dimensiones son muy similares, aproximadamente de 100 m<sup>2</sup>. Dada la gran dispersión no puede reconocerse su relación con la fracturación ni con las directrices regionales.

Existe también un desarrollo de las formas menores del karst como son los lapiaces con sus crestas y senos, alveolos y pasillos, pero la presencia de una intensa vegetación y el desarrollo de suelos que impide muchas veces observarlas con facilidad.

Los productos residuales del Karst, arcillas rojas de descalcificación, pueden cubrir total o parcialmente este complicado microrelieve.

### 3.3.2.4.- Formas poligénicas

Se consideran como tales, todas aquellas formas en las que han intervenido más de un proceso para su formación. Dentro del ámbito de la Hoja se reconocen glaciales y aluviales coluviales.

Los glaciales son formas de enlace entre los interfluvios y los fondos del valle. Los que aquí aparecen son pequeños, de bordes cableados y perfil longitudinal plano-cóncavo, aumentando la concavidad hacia la cabecera. A veces presentan escarpes netos hacia los valles, producidos por la disección de la red fluvial. Los únicos ejemplos se localizan en el valle del Bidasoa, en el sector más oriental y en ambos márgenes.

La otra forma diferenciada son los aluviales-coluviales. Se denominan así todos aquellos fondos de valle constituidos por depósitos fluviales y por aportes laterales procedentes de las laderas, cuando es difícil la separación entre unos y otros se ha cartografiado uno de gran tamaño en el cuadrante SO de la Hoja.



### 3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales han sido definidas por Goy et al (1981) como todos aquellos materiales coherentes o no, que han podido sufrir una consolidación posterior y que están directamente relacionados con la evolución del relieve que se observa en la actualidad.

La principal característica que poseen es su cartografiabilidad a la escala de trabajo. Por otra parte deben quedar definidas por una serie de atributos tales como geometría, textura, génesis, potencia y, en ocasiones, edad.

En primer lugar se consideran las formaciones superficiales de carácter fluvial, por ser las más representativas dentro de la Hoja. De entre ellas hay que destacar las terrazas. Como ya se ha señalado anteriormente se han diferenciado dos niveles: + 3-7 m y + 10-15 m sobre el “talweg” actual. Las observaciones realizadas en el campo muestran que se trata de depósitos de cantos y gravas de naturaleza cuarcítica y caliza fundamentalmente, apareciendo además elementos de cuarzo y areniscas. El tamaño medio está comprendido entre 6 y 8 m con algunos tamaños mayores. La matriz arenoso-arcillosa es parda o pardo-rojiza y presenta algunas concentraciones de carbonatos. La potencia de estos depósitos oscila entre 2 y 3 m aunque puntualmente puede ser mayor. Aunque los cortes no son muy buenos y es difícil realizar algún perfil, se observan puntualmente estratificaciones cruzadas, cicatrices erosivas e imbricaciones de cantos. La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno superior, aunque es muy posible que la terraza más baja pueda llegar al Holoceno.

Los fondos de valle, al igual que en las hojas contiguas están constituidos por los mismos elementos que las terrazas e incluso poseen una similar textura, aunque hay un aumento de sedimentos finos hacia el techo. Sobre estos depósitos también se desarrolla un suelo, algo más potente que el de las terrazas. Se corresponde con un suelo pardo de vega, poco evolucionado. La potencia total de estas formaciones no es visible pero por lo que se observa en unos y otros valles, debe estar comprendido entre 2 y 5 m. Se les asigna una edad holocena.

La llanura de inundación del río Bidasoa, es también muy similar a la de las terrazas, puesto que el área madre es la misma, pero presenta a techo un nivel limoso-arcilloso que corresponde a las facies de desbordamiento. La edad atribuida a

estas formaciones es Holoceno por constituir el último episodio sedimentario producido por los ríos.

Los conos de deyección puesto que proceden de los arroyos menores ofrecen variaciones locales en la litología de sus elementos, dependiendo del conjunto litológico que los alimenta. Sus cantos son muy variables del sector apical al distal, en el que dominan los sedimentos finos. La potencia dentro del mismo depósito puede oscilar desde pocos cms hasta varios metros. Los mejores ejemplos son los que aparecen en el valle del Bidasoa donde se instalan sobre la llanura de inundación interdentándose con ella.

De las formaciones superficiales de ladera sólo se tendrán en cuenta los coluviones y los deslizamientos. Los primeros se caracterizan por tener litología y textura heterogéneas y una escasa compacidad. Cada uno de ellos depende de los materiales existentes en la parte superior de la ladera, así, un coluvión puede estar constituido por una acumulación de bloques con pocos finos, mientras otros lo están por una acumulación de finos con fragmentos angulosos de varios tipos, es decir, de calizas, cuarcitas, areniscas, etc. Son frecuentes en los principales valles y aparecen alternando con los conos de deyección. En definitiva se trata de depósitos poco coherentes con un espesor muy variable.

Los deslizamientos están constituidos por una masa caótica de bloques y arcillas, a veces estos bloques son de gran tamaño y consisten en el material original con escasas modificaciones, lo que suele suceder en los deslizamientos rotacionales. La potencia de la masa en movimiento puede llegar en algunos casos a tener unos 15-20 metros.

Las formaciones superficiales de origen kárstico se reducen a las arcillas rojas de descalcificación que quedan en el fondo de algunas dolinas. Son de color pardo rojizo y constituyen el producto residual de la disolución de los carbonatos, aparecen tapizando el fondo de algunas dolinas así como rellenando los huecos y cavidades del microrelieve a que dan lugar las formas menores del karst. La naturaleza de este material es principalmente arcillosa, aunque siempre contiene un cierto porcentaje de limo, arena e incluso fragmentos de rocas carbonatadas desprendidas de las paredes de las dolinas. La potencia es difícil determinar debido a la inaccesibilidad del terreno y a que es difícil ver el perfil transversal de una dolina, pero se supone de gran variabilidad. Los procesos kársticos parecen iniciarse a finales del Terciario, más o menos en el

Plioceno, y continúan durante todo el Cuaternario, siendo, en muchos casos funcionales en la actualidad.

Finalmente se consideran las Formaciones superficiales de carácter poligénico, representadas por los glaciares y los aluviales-coluviales. Los glaciares son un conjunto de cantos y gravas de cuarcitas y areniscas cuya proporción varía según la naturaleza del área madre. La matriz es arenosa, con un cierto contenido en limo + arcilla. La potencia está comprendida entre 1 y 3 m.

Los aluviales coluviales no se describirán puesto que las características que presentan son una mezcla de los depósitos aluviales y los coluviones. De todas formas no revisten especial importancia ni por su significado, ni por su desarrollo.

### **3.5. EVOLUCION GEOMORFOLOGICA**

La evolución geomorfológica de un sector reducido es difícil de establecer sin tener en cuenta el contexto regional en el que se sitúa. En este sentido la Hoja de Sumbilla, a escala 1:25.000 se sitúa en los Pirineos occidentales y más concretamente en el contacto con la Zona Axial y el Arco Vasco. La tectónica es muy complicada debido a la confluencia de dos grandes fallas; la falla de Pamplona y la falla de Leiza, continuación esta última de la falla Norpirenaica.

Desde un punto de vista geomorfológico, el nivel de referencia más antiguo con rasgos claros en el relieve es una superficie de erosión, que aunque no aparecen en esta Hoja, lo hace en las próximas de Cizur y Garralda. El problema principal de esta superficie es conocer su edad puesto que no existen sedimentos recientes próximos que puedan correlacionarse con ella. No obstante, este arrasamiento podría correlacionarse con la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (PEÑA et al, 1984) por sus características, por los materiales sobre los que se desarrolla y por las cotas a las que aparece, entre 1.000 y 1.100 m. En este caso su edad sería Vallesiense-Plioceno, asignándole una cronología amplia, y coincidiendo con el final del ciclo neógeno, representado en las grandes cuencas por las calizas del Páramo. A pesar de ello, la ausencia en este sector de depósitos de esta edad impide reconstruir de manera clara la evolución reciente. La realización en un futuro inmediato de trabajos geomorfológicos en Hojas próximas, permitirán completar muchos de los datos de los que ahora se carecen.

Si se considera que el Cuaternario implica el inicio del encajamiento de la red fluvial, es a partir de entonces, desde cuando puede considerarse la evolución del relieve que se observa en la actualidad.

A partir de este encajamiento se producen una serie de procesos erosivos y sedimentarios que van modelando la superficie. Por una parte, los cauces principales van erosionando los relieves produciendo un vaciado importante, pero que en los momentos de avenida, dejan su huella por medio de una serie de depósitos conocidos como terrazas. Paralelamente en las laderas existen también áreas de erosión y áreas de sedimentación, dándose, en estas últimas coluviones, glacis, canchales, deslizamientos, etc.

A medida que el Cuaternario avanza (Pleistoceno medio y superior) la red fluvial sigue su encajamiento iniciándose la instalación de la red secundaria. Todo ello implica que las laderas siguen modelándose y que se crean nuevos interfluvios. La morfología de las vertientes (cóncavas, convexas, en “v”, en “u” en artesa, etc) depende en cada caso de la litología, del clima y de la tectónica local.

Al mismo tiempo que estos procesos se van desarrollando, tienen lugar otra serie de manifestaciones: kársticas, lacustres, periglaciares, etc... que contribuyen a definir, e incluso a modificar la morfología local.

### 3.6. PROCESOS ACTUALES

La Hoja de Sumbilla ofrece una serie de procesos funcionales en la actualidad que, aunque no son de gran envergadura, deben ser tenidos en cuenta de cara a su futura evolución o a las consecuencias inmediatas que puedan producir. Estos procesos son:

- Fluviales
- De gravedad

Los procesos fluviales son quizás los más interesantes, destacando en la mayoría de los relieves, una importante red de incisión vertical. Ello es debido en gran parte a las fuertes pendientes y a la red de fracturas que afectan a estos macizos, también influye la existencia de una litología alternante. Otro proceso de erosión fluvial es la que se produce en los cauces, pero con componente lateral, como sucede en los codos y meandros del río Bidasoa o Baztan. la erosión se produce en las márgenes cóncavas, produciéndose, en numerosas ocasiones, taludes verticales con pequeñas inestabilidades.

Por lo que a las vertientes se refiere, sólo pueden mencionarse las caídas de bloques o desprendimientos y los deslizamientos. Los primeros se dan al pie de algunas crestas, aristas y escarpes, como en las proximidades del Pico Otesón o en los alrededores del Abartán, la fracturación, unido a una climatología fundamentalmente húmeda produce la apertura y ensanchamiento de grietas y diaclasas y con ello, el aislamiento de bloques. Estos bloques situados en el escarpe, se encuentran en una posición inestable y tenderán a caer por gravedad, en cuanto las condiciones sean idóneas, situándose por debajo del escarpe.

También se dan procesos de karstificación pero son de reducidas dimensiones.

A la vista de los procesos contemplados y teniendo en cuenta las características de este sector, no se prevén cambios importantes de la morfología en un futuro inmediato. Sin embargo las alteraciones mayores de carácter local se deberán a la acción fluvial.

### 4. -PETROLOGIA

Dentro de la Hoja de Sumbilla, afloran rocas ígneas, encajadas en materiales paleozoicos y mesozoicos, así como rocas ligeramente metamorfizadas, correspondientes a los materiales prehercínicos correspondientes a los macizos de Cinco Villas y Quinto Real.

#### **4.1. ROCAS IGNEAS**

Están representadas por las diabasas, ofitas y pequeños afloramientos de lherzolitas.

##### **4.1.1. Diabasas. (nivel 1)**

Se trata de una serie de afloramientos de reducidas dimensiones, distribuidas por la vertiente oriental del monte Abartan, incluidos en las pizarras de la formación Zocoa, dispuestas paralelas a la estratificación o transversales a ella indicando su carácter intrusivo.

Aparecen como rocas holocristalinas hipidiomorfas equigranulares y, más raramente, porfídicas. Presentan textura ofítica, siendo sus principales constituyentes plagioclasa y piroxeno, con proporciones moderadas de biotita, con frecuencia alterada a clorita, liberando óxidos de hierro.

La ausencia de estudios relativos a estos materiales impide profundizar sobre su génesis. Su similitud con las ofitas encajadas en rocas mesozóicas sugiere un estrecho vínculo genético con ellas, relacionándose en ese caso con el episodio magmático acontecido durante el Lías inferior, emplazándose en un nivel estructural al de las ofitas. Igualmente, siguiendo esta línea de razonamiento podría pensarse que las diabasas corresponden a los equivalentes profundos de las rocas interestratificadas entre los sedimentos pérmicos. En cualquier caso, la resolución de este problema debe pasar por la realización de estudios geoquímicos de cierto detalle.

#### **4.1.2. Lherzolitas (nivel 2)**

La presencia de este tipo de rocas en las proximidades a la falla de Leiza ha sido indicada por LAMARE (1936), WALGENWITZ (1976), LLANOS (1980) EGUILUZ et al (1982), MENDIA et al (1991).

Estas rocas forman cuerpos decamétricos cerca de Ziga presentando numerosas venas y fracturas rellenas de calcita que imprimen un aspecto brechoide.

Microscópicamente presentan textura porfidoclástica con fragmentos de clinopiroxeno, orthopiroxeno, olivino y spinela en una matriz de grano fino compuesta de serpentina y carbonatos. Los minerales primarios muestran evidencia de deformación plástica previa al evento cataclástico.

Los diopsidos, contienen normalmente muchas exoluciones pequeñas. Las enstatitas tienen frecuentemente exoluciones de lamelas de clinopiroxeno. Los olivinos son ricos en forsterita e igual que los piroxenos están muy fracturados y alterados a serpentina. La espinela es de color marrón-verde, picoteada, oscureciendo progresivamente, enriqueciéndose en Fe y Cr a lo largo de las fracturas.

Los geotermómetros basados en la relación Fe-Mg de los ortoclinopiroxenos y el geotermómetro olivino-orthopiroxeno basado en la distribución de Ni-Mg indican temperaturas de cristalización del orden de 1300 °C. La temperatura obtenida según las fórmulas de MERCIER y SAXENA oscila entre 1000° y 600°C. La temperatura estimada usando la composición de la espinela, indican valores altos entre 1600 y 1900°C.

Los valores de presión de cristalización, usando MERCIER'S es de 19 Kbar a la temperatura de 900 °C.

Según WALGENWITE (1976), interpreta este tipo de rocas como fragmentos del manto superior emplazados en estado sólido durante la orogenia hercínica junto con rocas catazonales, que posteriormente, durante la tectogénesis alpina han sufrido intensas deformaciones que han condicionado su situación actual.

#### **4.1.3. Ofitas (nivel 3)**

Poseen una gran extensión de afloramiento, apareciendo en el sector central y meridional de la Hoja, en concreto a lo largo de la falla de Leiza y en el denominado “Lacolito de Almandoz”, que se prolonga desde esta localidad hasta el sur de Irurita, en donde se estiman espesores comprendidas entre 200 y 800 m.

Bajo la clásica denominación de ofitas, se engloba una serie de familias de rocas de composición basáltico-andesítica, aflorantes como masas irregulares, de tonos verdosos y aspecto homogéneo. En ellas, predomina la textura ofítica, con plagioclasa y clinopiroxeno como minerales fundamentales, junto a los que pueden aparecer: apatito, magnetita, feldespato potásico, anfíbol, epidota, ilmenita y esfena como accesorios, siendo la clorita el mineral secundario más frecuente, en buena parte como producto de alteración de olivino. El grado de alteración es muy variable, siendo máximo en las zonas de diaclasas.

No existe acuerdo entre los diversos autores con respecto a su edad de emplazamiento. Así, las detaciones absolutas aportadas por WALGENWITZ (1.976), sugieren su ubicación durante el Sinemuriense, en tanto que otros autores han señalado su emplazamiento próximo al límite Triásico-Jurásico. En líneas generales, las masas ajenas al “Lacolito de Almandoz”, pueden considerarse como sillars andesítico-basálticas muy espilitizados, cuyo espesor varía de orden métrico a hectométrico, relacionándose su emplazamiento con un evento distensivo básico.

## **4.2. ROCAS METAMÓRFICAS**

Los materiales aflorantes en la Hoja de Sumbilla han sido afectados por diversos acontecimientos metamórficos, todos ellos de baja intensidad, por lo que sus efectos son difícilmente evaluables sobre el terreno. Se reconocen episodios de metamorfismo regional y de contacto.

### **4.2.1. Metamorfismo regional**

Aunque con muy escaso detalle, se han descrito en la zona dos eventos metamórficos de carácter regional.

#### **4.2.1.1 Metamorfismo regional hercínico**

Poco puede decirse del metamorfismo regional que afecta a los materiales devonico-carboníferos, cuya intensidad no supera el grado muy bajo,



conservándose la disposición estratificada de las rocas preexistentes. En Quinto Real no se han reconocido minerales tipomórficos siendo la principal evidencia del proceso metamórfico la orientación textural preferente observada en algunas litologías.

En el macizo de Cinco Villas, al igual que la anterior, la intensidad de metamorfismo no ha sobrepasado los límites de la anquiozona, rebasándose los de la diagenéesis avanzada.

#### 4.2.1.1. Metamorfismo alpino

El metamorfismo del Manto de los Mármoles se extiende entre Elizondo y Tolosa (Guipúzcoa), en una banda alargada de dirección E-O, de 3 a 8 Km. de ancho por 60 km. de largo, limitada al N. por la falla de Leiza y al S. por el cabalgamiento de Aralar y el “Flysch Cretácico de Ulzama”. Se deducen dos fases metamórficas de edades antecenomaniense y terciaria. La fase antecenomaniense es la más desarrollada y a ella nos referiremos esencialmente. La fase metamórfica terciaria, por el contrario, solo causa localmente blastesis de clorita.

Se han observado transformaciones metamórficas en la mayor parte de los materiales aflorantes en el “Manto de los Mármoles”: desde el Triásico hasta el Cretácico superior.

### ASOCIACIONES MINERALES DEL METAMORFISMO ANTECENOMANIENSE

Pueden considerarse dos grupos composicionales principales: 1) rocas carbonatadas, que van desde mármoles de grano grueso a micritas sin apenas recristalización, y 2) rocas pelíticas, correspondientes básicamente al Albiense y que muestran unas características mucho más uniformes.

Las rocas carbonatadas predominan en la base del mesozoico y dan lugar a mármoles de colores blanco, azules o cremas y en menor proporción grisáceos. Las texturas son mayoritariamente granoblásticas, pero el tamaño de grano muestra grandes variaciones. Por otra parte, la mineralogía puede variar considerablemente de unas muestras a otras aunque, en general, todas suelen presentar una cierta pobreza mineralógica.

Las principales asociaciones minerales reconocidas son:

- clorita - talco.
- talco - flogopita - turmalina.
- talco - flogopita - plagioclasa.
- talco - clorita (clinocloro) - plagioclasa - anfíbol.
- plagioclasa - flogopita - esfena - opacos.
- plagioclasa - opacos.
- flogopita - opacos - turmalina.
- plagioclasa - flogopita - escapolita - opacos - esfena.
- talco - escapolita - anfíbol (clorita).
- flogopita - escapolita - feldespatos potásicos - plagioclasa - anfíbol.

En todas las asociaciones pueden estar presentes carbonato y cuarzo, este último con hábito idiomorfo.

En conjunto, se trata de una serie de mármoles más o menos puros, que contienen niveles más ricos en minerales de neoformación dependiendo de la complejidad litológica original. De cualquier modo, el metamorfismo es esencialmente isoquímico. La presencia en rocas masivas de bandas muy ricas en determinados minerales, como por ejemplo escapolita, rodeadas de zonas sin neoformación mineral, aconseja no descartar la existencia de zonas con circulación preferente de fluidos.

Además de los niveles detríticos finos del Purbeck-Weald, los materiales pelíticos corresponden a las diferentes facies del Albiense. Se trata mayoritariamente de pizarras más o menos carbonosas y con proporciones variables de material carbonatado. Muestran texturas granolepidoblásticas, con fenocristales de micas (clorita y biotita fundamentalmente). Las asociaciones minerales reconocidas son:

- cuarzo - moscovita - clorita - opacos.
- cuarzo - moscovita - clorita - opacos - turmalina.
- cuarzo - moscovita - clorita - biotita + - epidota.
- cuarzo - plagioclasa - biotita - clorita - turmalina.
- cuarzo - plagioclasa - biotita - moscovita - turmalina - grafito - opacos.

En todas las rocas pueden existir cantidades variables de carbonato.

En las rocas pelíticas podrían distinguirse al menos dos grupos parciales, uno de pizarras detríticas carbonatadas con biotita y clorita y un segundo grupo de pizarras con plagioclasa, si bien ésta son poco abundantes. Por último, se han reconocido algunas facies particulares y problemáticas constituidas por un entramado afieltrado (aterciopelado) de filosilicatos, especialmente clorita, con manchas de óxidos  $\zeta$ , que deben corresponder a metavulcanitas o metatobas de grano fino y composición ácida o intermedia.

### CONDICIONES TERMODINÁMICAS DEL METAMORFISMO ANTECENOMANIENSE

No se dispone de datos suficientes para cuantificar las condiciones termodinámicas, no obstante, de acuerdo con las asociaciones establecidas pueden diferenciarse dos zonas: una de grado muy bajo, en la que sólo recrystaliza clorita, y otra de grado bajo en la que aparece biotita. Esta última, a su vez, puede subdividirse en una zona en la que coexisten biotita y clorita y otra en la que sólo es estable la biotita y coincidiría con la aparición de anfíboles en rocas carbonatadas.

En cuanto a los mármoles, pueden diferenciarse: una zona de grado muy bajo con clorita y otra de grado bajo con flogopita y anfíbol. Otros minerales, como talco, moscovita, plagioclasa, escapolita, etc., parecen más condicionados por factores composicionales ya que aparecen en cualquiera de las zonas. En este sentido, debe considerarse la influencia que ha podido tener sobre las asociaciones presentes las variaciones en  $X_{CO_2}$  y  $X_{H_2O}$ .

En base a las paragénesis observadas, puede señalarse que se trata de un metamorfismo de bajas presiones, durante el cual, no se han superado los 500°C y los 3 kb de presión. No obstante, en zonas ligadas a la falla de Leiza, se han podido alcanzar valores algo mayores, aunque no se han superado los 500°C y 3-5 kb de presión (MENDIA et al., 1988).

En conclusión, puede afirmarse que se trata de un metamorfismo de gradiente elevado y, por tanto, con un fuerte flujo térmico que parece condicionado por la existencia de zonas de debilidad a escala crustal, que permiten, por otra parte, el ascenso de fluidos que han podido jugar un cierto papel en el desarrollo de las asociaciones originadas.

## DISTRIBUCIÓN DEL METAMORFISMO ANTECENOMANIENSE

La distribución de las rocas metamórficas en el “Manto de los Mármoles” es muy heterogénea, especialmente en los tramos carbonatados. En general, la proporción de mármoles es mayor en las proximidades de la falla de Leiza; sin embargo, en un mismo afloramiento pueden coexistir niveles con gran abundancia de minerales metamórficos con otros aparentemente no metamórficos. Estas heterogeneidades son más frecuentes y llamativas en las zonas más alejadas de la falla de Leiza, donde el metamorfismo es aparentemente menor. Por el contrario, los materiales del Albiense muestran asociaciones y texturas muy uniformes en todo el área.

Las tres zonas distinguidas son: Zona A con clorita, Zona B con clorita + moscovita + biotita y Zona C con biotita. La distribución de las zonas B y C delimitan claramente el “Manto de los Mármoles” y no afectan nunca a los materiales del Cretácico superior. La relación de las zonas B y C con la Falla de Leiza resulta evidente. Por el contrario, la Zona A afecta a todos los materiales y tiene continuidad hacia el oeste en el Arco Vasco.

La intensidad del metamorfismo se incrementa hacia el E. y alcanza su máximo de la zona de Urroz. Pueden diferenciarse dos bandas con biotita, la primera próxima a la falla de Leiza y la segunda a lo largo de los pliegues anticlinales de Orokieta, al S. del “Manto de los Mármoles”. Por último, existe un máximo metamórfico paralelo al Lacolito de Almandoz.

## EDAD DEL METAMORFISMO

La edad del metamorfismo alpino en los Pirineos ha sido ampliamente discutida, de modo que existen grandes discrepancias al respecto. El primero en estudiar sistemáticamente el metamorfismo fue RAVIER (1959), quien deduce una edad ante-Cenomaniense. Idéntico resultado obtienen AZAMBRE et al (1971) y DEBROAS (1976). Otras edades propuestas para el metamorfismo alpino pirenaico han sido: Cenomaniense (CHOUKROUNE, 1972); post-Cenomaniense y ante-Paleoceno (CAPDEVILA et al., 1971) y post-Cretácico superior (RICATEU et al., 1970).

En el “Manto de los Mármoles”, RAVIER (1959), a partir de muestras proporcionadas por LAMARE, determina distintas facies metamórficas y resalta la

gran similitud del metamorfismo del “Manto de los Mármoles” con el resto del Pirineo, por lo que supone una edad ante-Cenomaniense.

Recientemente se han realizado dataciones absolutas de tres muestras procedentes de este área. Una de ellas arroja una edad de 82.5 m.d.a. (ALBAREDE et al., 1978), lo cual indica una edad Campaniense; y las otras dos de 81+- 3 m.d.a. y 93 +- 3 m.d.a. (MONTIGNY et al., 1986), esto es, de edad Campaniense y Coniaciense, respectivamente.

La brecha basal del Cretácico superior de la “Depresión Intermedia” contiene cantos de mármoles jurásicos y urgonianos con escapolita y tremolita, por tanto, el metamorfismo del “Manto de los Mármoles”, es previo al depósito de esas brechas. Al no disponer todavía de una datación precisa de las mismas y de acuerdo con RAVIER (1.959), a esta fase metamórfica se la ha denominado ante-Cenomaniense.

### METAMORFISMO TERCIARIO

Por último, se reconoce un metamorfismo de grado muy bajo (clorita), que afecta fundamentalmente al Cretácico superior y que es sintectónico de la fase alpina de vergencia N. Por tanto, no dudamos en atribuirle una edad terciaria, posiblemente pre-oligocena.

#### **4.2.2. Metamorfismo de contacto**

Está relacionado con la intrusión de las magmas ofíticos, afectando con poca intensidad a un reducido volumen rocoso, siendo su efecto más evidente la marmorización de los niveles carbonatados basales de la serie jurásica.

## **5. HISTORIA GEOLÓGICA**

El presente capítulo pretende dar una visión generalizada de la evolución paleogeológica de la zona que se extiende por las Hojas a escala 1:50.000 nº 89 (Tolosa) y nº 90 (Sumbilla).

Por ello, se ha prestado especial atención a los eventos tectónicos principales y a los ciclos sedimentarios de mayor rango que afectan a la región.

A grandes rasgos, la historia puede referirse a dos ciclos orogénicos principales: hercínico y alpino.

### **5.1. EL CICLO HERCÍNICO**

Los terrenos más antiguos aflorantes en esta región se remontan al Devónico, que en el macizo de Cinco Villas, se encuentra incluido dentro del Dominio Europeo presenta diversidad de facies en general de ambientes marino someros. En el macizo de Quinto Real, incluido en el Dominio Ibérico, los depósitos devónicos se sedimentaron en una plataforma marina externa con influencia turbidítica que pasan a techo a plataformas someras llegando a ambientes costeros e incluso continentales.

Durante el Westfaliense se homogeinizan las cuencas, superponiéndose una potente serie flyschoides en facies “Culm”, indicando el comienzo del plegamiento.

El primer proceso de estructuración a gran escala sobrevino a finales del Carbonífero durante la fase Astúrica de la orogenia Hercínica, cuyo principal resultado es la generación de sistemas de plegamiento y cabalgamiento de directrices NO-SE y N-S.

### **5.2. EL CICLO ALPINO**

El denominado período tardihercínico, acaecido en el intervalo Estefaniense-Pérmico, constituyó un episodio de envergadura continental fundamental para la evolución posterior, correspondiente al ciclo Alpino. Los desgarres generados, de direcciones NE-SO, NO-SE y E-O, controlaron la geometría de las cuencas de sedimentación mesozoicas y más tarde, durante la compresión terciaria, actuaron como zonas de debilidad a favor de las cuales, se produjeron los desplazamiento de

cabalgamientos y desgarres. Entre dichos accidentes se encuentran las fallas de Pamplona y Norpirenaica, esta última actuando como límite entre las placas Ibérica y Europea.

En general, desde el Pérmico hasta el Infralías, predomina la tranquilidad tectónica.

La estructuración tardihercínica configuró la región como una serie de horsts y grabens paralelos a los accidentes principales. El relleno sedimentario de los surcos dio comienzo por las zonas más deprimidas, durante el Pérmico y su progresión en la vertical aumentó paulatinamente el área sedimentaria, favoreciendo una disminución energética, como sugieren los depósitos fluviales y aluviales de las facies “Buntsandstein”.

Tras este episodio, la región habría sido nivelada y un ascenso relativo del nivel del mar propiciaría la instalación de una plataforma carbonatada somera en la que se produjo el depósito de la facies “Muschelkalk”. El retroceso marino del Triásico superior permitió la creación de una extensa llanura costera en un ambiente de gran aridez, con característicos depósitos de evaporitas atribuibles a las facies “Keuper”.

En el límite Triásico-Jurásico, comenzó la ruptura de la rampa triásica, donde se había depositado durante el Rhetiense unas facies carbonatadas. En esta fase de rifting es en la que se produce el desgarramiento que separa la placa Ibérica de la Europea estable. Esta actividad tectónica extensional, provocó posiblemente, una primera reactivación de la falla de Leiza, dando lugar a la formación de una serie de cuencas de semigraben, originadas por fallas lítricas normales.

Estas cuencas son las que se rellenan de brechas y sucesiones carbonatadas y evaporíticas, depositadas en un ambiente de “sebkha” con episódicas influencias marinas con ambientes de llanura intermareal.

Continuando con la tendencia trasgresiva, el medio evolucionó hacia condiciones inter a submareales con el depósito de las calizas laminadas y bioclásticas del Sinemuriense.

Durante el Lías medio y superior se pierden estas condiciones, cambiando progresivamente a un medio menos somero. Este proceso puede ser debido a una posible fragmentación relacionada con el ascenso de magmas andesítico-basálticos,

cuyo emplazamiento a favor de los niveles plásticos de las facies “Keuper” generó las típicas masas de ofitas.

La transición a las condiciones de plataforma media es generalmente gradual, con el depósito de materiales de naturaleza margosa y de calizas bioclásticas con encostramientos ferruginosos locales. La sedimentación, a partir de ahora se produce en los dominios medios y externos de una rampa de gran extensión.

Durante este intervalo, la cuenca se encuentra estructurada en una serie de altos relativos y surcos pelágicos más subsidentes.

En el Dogger la tendencia a la somerización continúa, en un ambiente de plataforma abierta, con el depósito de materiales margosos y calizas bioclásticas, permaneciendo la plataforma compartimentada, dando lugar a la variación de espesores que se observan.

La somerización de la plataforma culmina con el depósito de las calizas con espongiarios y filamentos que caracterizan una plataforma somera de energía moderadamente alta.

A finales del Dogger, se produce un hundimiento generalizado de la plataforma en unas condiciones de relativa profundidad y baja energía, con el depósito durante el Malm de materiales sedimentados en condiciones restringidas que pasan a condiciones más abiertas en el Kimmeridgiense. Estos procesos se prolongarán durante parte del Cretácico inferior, puesto de manifiesto mediante movimiento distensivos relacionados con los procesos de rifting del Golfo de Vizcaya y el comienzo de la deriva de la placa Ibérica hacia Europa. Es en esta época cuando se reactiva la falla de Leiza que coincide con los tradicionales movimientos neokiméricos.

En este contexto, a lo largo del intervalo Portlandiense-Berriasiense se produjo el depósito de la facies “Purbeck” bajo condiciones salobres con cierta influencia continental, dentro de una secuencia transgresiva culminada en el Valanginiense inferior con el depósito de facies carbonatadas en un ambiente de lagoon.

La fase neokimérica más tardía, intravalanginiense, coincidió con el inicio de un evento regresivo caracterizado por el depósito de la facies “Weald”, en un contexto salobre con fuerte influencia continental, finalizando en el Barremiense.



En el Aptiense comienza una importante transgresión, mediante la instauración de condiciones marinas someras con el desarrollo de arrecifes de rudistas aportes de terrígenos que dificultarían la construcción de los arrecifes urgonianos. Desde el punto de vista estructural continúa la fase extensional y la compartimentación, activándose la falla de Leiza. Se originan una serie de estructuras de dirección N-S en el “Manto de los Mármoles”.

La deriva antihoraria de Iberia con respecto a Europa tuvo su principal reflejo durante el Albiense, con la denominada fase Austrica que dió lugar a una nueva reestructuración general. Su principal efecto es la elevación de los macizos paleozóicos, con una distribución próxima a la actual; como consecuencia de una tectónica de bloques y, tal vez, el ascenso diapírico de los materiales plásticos de la facies “Keuper”, la cuenca quedó compartimentada por una serie de umbrales.

En esta zona se produjo una invasión generalizada de terrígenos que determinó la muerte de los arrecifes, en tanto que el área de la cuenca se transformó en un surco alimentado por episodios turbidíticos.

Superpuesta a la actividad tectónica prealbiense, en clara relación con la falla de Leiza, se solapa una fase metamórfica antecenomaniense, que es la fase metamórfica alpina principal.

Durante el Cenomaniense tiene lugar un nuevo episodio de inestabilidad, con máximo transgresivos durante el Turoniense y Campaniense. En los surcos sedimentarios preestablecidos se depositan materiales de naturaleza margocalcárea.

En el transcurso del Santoniense se instaura en la zona un complejo turbidítico profundo. La falta de registro sedimentario más moderno no nos permite conocer la evolución posterior de la región. No obstante, y a grandes rasgos, durante el Cretácico superior y el Paleógeno, continúa la sedimentación turbidítica.

## **6. GEOLOGIA ECONOMICA**

### **6.1. RECURSOS MENERALES**

En esta Hoja existen actualmente cuatro explotaciones mineras en activo que benefician los recursos minerales presentes en esta zona, inventariándose además treinta y tres indicios de distinta naturaleza que indican la importancia de esta Hoja dentro de la minería navarra.

#### **6.1.1. Minerales metálicos**

Se describen en este apartado los indicios de hierro, cobre, y bario inventariados dentro de los límites de esta Hoja.

##### **6.1.1.1. Hierro**

Corresponden a esta sustancia diez indicios uno, con morfología estratiforme encajado en los materiales carbonatados del Cretácico inferior, el resto con morfología desconocida encajados en materiales carbonatados jurásicos-cretácicos y detríticos del Triásico con magnetita y oligisto como menas principales.

Poco puede decirse de su génesis, si bien parece deducirse un origen sedimentario para las mineralizaciones encajadas en calizas cretácicas, siendo desconocida en el resto de los casos, aunque tradicionalmente ha sido señalada su relación con filones hidrotermales de cuarzo.

##### **6.1.1.2. Cobre**

Se ha inventariado un indicio de cobre en el lugar denominado como regata Marin de tipo filoniano, encajado en materiales paleozoicos, con sulfuros y óxidos como mena.

Regionalmente, se relacionan con filones de cuarzo encajados en materiales paleozóicos y mesozóicos, siendo las menas fundamentales calcopirita, malaquita y azurita. El emplazamiento filoniano se produjo en condiciones hidrotermales, por debajo de 400°C, posiblemente con posterioridad al Campaniense y anterioridad al Eoceno medio.

### 6.1.1.3 Bario

Existe un indicio de bario localizado en el vértice noroccidental de la Hoja, de origen desconocido encajado sobre las areniscas del Triásico inferior, desconociéndose su morfología de emplazamiento y génesis aunque parece que se corresponde con emplazamientos filonianos.

## **6.1.2. Rocas y minerales industriales**

Respecto a este grupo, existen indicios y explotaciones, la mayor parte de ellas abandonadas de caolín, mármol, areniscas, magnesita, calizas y ofitas.

### 6.1.2.1. Caolín

En esta Hoja existen tres explotaciones abandonadas de esta sustancia, todas localizadas en el sector oriental de la Hoja Aunque el material beneficiado ha sido considerado tradicionalmente como caolín, estudios recientes realizados por el GOBIERNO DE NAVARRA, han señalado que en realidad se trata de una asociación de pirofilita (11-29%) y clorita (62-64%), fundamentalmente.

Aparece relacionado con la descomposición de los feldespatos de las ofitas, procesos que se desarrollan preferentemente en zonas de fractura, observándose el paso gradual entre la roca sana y las masas de caolín, suponiéndose que se trata de un origen hidrotermal.

### 6.1.2.2. Mármol

En esta Hoja existen cinco explotaciones de mármol, cuatro de ellas abandonadas y una situada al norte de Almandoz, en activo, denominada Arrichurri.

Estas explotaciones se localizan sobre los materiales calcáreos jurásicos y cretácicos que han sufrido un proceso metamórfico debido a su proximidad a la falla de Leiza.

En general estos mármoles son de tonos claros y en la zona de Almandoz se encuentran muy fracturados por lo que conseguir bloques del tamaño comercial es

difícil, empleándose estos mármoles actualmente como gravilla de mármol para terrazos.

#### 6.1.2.3. Areniscas

En esta Hoja se han inventariado siete explotaciones de areniscas, dos de ellas en activo denominadas Lachada y Ormakio.

Estas explotaciones benefician las areniscas triásicas en facies “Buntsandstein”, situadas en el borde del macizo de Cinco Villas. Estas areniscas son micáceas, de tonos rojos, en las que la orientación de las micas favorece su separación en lascas. Petrologicamente son areniscas feldespáticas cuyos elementos esenciales son cuarzo, feldespato potásico, moscovita y materiales arcillosos, como accesorios: plagioclasa, biotita, turmalina y opacos. La textura es clásica

#### 6.1.2.4. Magnesitas

Existe un indicio de magnesitas localizado al norte de Beroeta en una pequeña escama en donde afloran materiales paleozoicos, debido al tamaño del afloramiento como a su posible calidad no presupone ningún interés minero

#### 6.1.2.5. Calizas

En esta Hoja existe una explotación activa de calizas situado al norte de la falla de Leiza, en el Punto Kilométrico 50.000 de la carretera N-121.

Esta cantera denominada Askape, explota las calizas tableadas que constituyen los niveles superiores del Jurásico como áridos de machaqueo.

#### 6.1.2.6. Ofitas

En esta Hoja existe una explotación de ofitas actualmente abandonadas, localizada en la margen derecha de la carretera N-121 Punto Kilométrico 45.500.

Los afloramientos de ofitas en esta zona, presentan geometría de cuerpos globosos, con espesores mínimos del orden de 200 m.

En general estas ofitas se encuentran muy fracturadas y alteradas por procesos de saurización.

### **6.1.3. Sustancias energéticas**

En esta Hoja existen varios indicios de carbón.

#### **6.1.3.1. Carbón**

Se han inventariado dos indicios de carbón localizados, uno al sur de Oronoz y otro al sur de Gaztelu.

Estos indicios se sitúan en el techo de los materiales jurásicos, con morfología estratiforme, y han sido descritos como lignitos, con espesores de orden decimétrico.

### **6.1.4 Interés potencial de los recursos mineros**

El precario conocimiento existente con respecto a minerales metálicos y explotaciones en todo el ámbito navarro hacen que su aprovechamiento futuro sea contemplado como algo remoto y que, en cualquier caso, pasaría por la realización de estudios geológico-mineros que determinasen la ubicación y ley de los yacimientos.

Las rocas industriales parecen ofrecer un futuro más prometedor a juzgar por sus demandas actuales y por su abundancia en el ámbito de la Hoja.

Así con respecto a los afloramientos de los niveles de mármoles estos poseen un gran futuro como roca ornamental, delimitando los afloramientos menos afectados por la tectónica en donde se puedan obtener bloques de tamaño comercial.

También las explotaciones de areniscas triásicas, con fines ornamentales, pueden presentar un interés potencial, localizado alguna zona que produzca lajas en grandes cantidades y que permita una mecanización de la explotación.

Las ofitas presentan en esta zona posibles zonas canterables, en áreas poco alteradas y fracturadas como las que existen al norte de la localidad de Almandoz.

La explotación de estos materiales para balastos de ferrocarril auguran a esta sustancia un gran interés.

Las calizas pueden ofrecer igualmente un futuro prometedor en particular las incluidas en el Cretácico inferior que se presentan en facies Urgonianas. Estos materiales tienen interés respecto a su explotación como rocas ornamentales y como áridos de trituración, así mismo pueden presentar cierto interés dentro de los campos; metalúrgicos, químicos y agrícolas.

## **6.2. HIDROGEOLOGÍA**

### **6.2.1. Introducción**

La hoja escala 1:25.000 de Sumbilla (90-II) comprende una zona montañosa de relieves contrastados, dividida en su meridiano por el valle de Baztán. Fisiográficamente, los ríos de la zona de estudio vierten a la cuenca cantábrica, concretamente pertenecen a la subcuenca del río Bidasoa, cuyo cauce atraviesa la Hoja de este a oeste, hasta alcanzar el borde occidental donde toma dirección norte

### **6.2.2. Descripción hidrogeológica**

Entre las formaciones aflorantes en el ámbito de la Hoja 90-II Sumbilla, se han distinguido aquellas que por sus características hidrogeológicas, son susceptibles de desarrollar acuíferos. De este modo, se han considerado dos categorías según las características y parámetros hidrogeológicos sean más o menos favorables para desarrollar acuíferos.

Como acuíferos principales se consideran las formaciones con permeabilidad media-alta cuya potencia y extensión permite desarrollar buenos acuíferos ya sean detríticos o cársticos, los acuíferos secundarios engloban formaciones con permeabilidad menor o muy variable o bien aquellos materiales que presentan buenas condiciones por sus parámetros hidrogeológicos pero que su extensión no permite su desarrollo.

Dentro de la zona objeto de estudio se han distinguido los siguientes niveles acuíferos :

Acuíferos principales	Lías Inferior Jurásico Superior. Dogger- Malm Aptiense-Albiense
Acuíferos secundarios	Buntsandstein-Muscheskalk Cretácico superior calcáreo Cuaternario

## ACUÍFEROS PRINCIPALES

### Lías Inferior

Representado por dolomías, brechas calcáreas y calizas, aflora en dos bandas principales alargadas, hacia la mitad oriental de la Hoja y junto al límite hacia el este de la misma, donde se encuentra en contacto con los materiales del Buntsandstein. Los materiales que constituyen la serie se encuentran afectados por el metamorfismo que caracteriza al “Manto de los mármoles”, a pesar de lo cual, presentan una elevada permeabilidad por fisuración, disolución y/o carstificación,.

### Jurásico Superior. Dogger- Malm

Los materiales jurásicos destacados por su mayor permeabilidad se disponen en un estrecha y alargada franja paralela a la serie liásica y en contacto con ella. Está constituida por una potente serie de calizas marmóreas negras que , como en el caso anterior, se encuentran afectadas por un metamorfismo que se atenúa hacia el sur.

### Aptiense-Albiense

La serie aparece aflorando junto a los demás materiales carbonáticos permeables, aunque es más frecuente su presencia en la mitad occidental de la Hoja, dando resaltes topográficos considerables. Está formada por calizas bioconstruidas correlacionables con el “Complejo Urgoniano” y relacionadas con estructuras anticlinales, incluidas en un conjunto esencialmente margoso. En conjunto, la serie presenta un alto grado de carstificación y fracturación, por lo que la permeabilidad es elevada.

## ACUÍFEROS SECUNDARIOS

### Buntsandstein-Muscheskalk

El conjunto triásico está representado en la zona de estudio, aflorando entorno a los materiales paleozoicos del macizo de Quinto Real y Cinco Villas. Dentro de los tres grupos clásicos en que se ha dividido el Trías, destacan los materiales del Buntsandstein y Muschelkalk por sus características hidrogeológicas.

El Buntsandstein está representado por un conjunto detrítico, muy extendido en el ámbito de la Hoja, que en la base tiene un claro predominio conglomerático sobre el que descansa un potente nivel arenoso que hacia techo va disminuyendo de granulometría hasta culminar en facies arcillosas. La permeabilidad, por porosidad intergranular, disminuye por tanto hacia el techo de la serie. La potencia total de este nivel puede alcanzar los 500 metros.

El Muschelkalk está constituido por una sucesión de calizas y dolomías tableadas permeables por fisuración y carstificación, con un espesor aproximado de 70 metros. Dentro del conjunto aparecen intercalados niveles arcillosos que pueden impedir la comunicación hidráulica de los recursos subterráneos. En la hoja escala 1:25.000 de Sumbilla, la representación de los materiales del Muschelkalk, es reducida y en general se presenta en forma de pequeños afloramientos aislados o cubiertos por los depósitos cuaternarios.

### Cretácico superior calcáreo

Los materiales del Cretácico superior calcáreo afloran en una delgada banda dispuesta paralela a los materiales acuíferos del Dogger-Malm, principalmente en el sector suroccidental de la Hoja. Está formado fundamentalmente por calizas permeables por fracturación, fisuración y carstificación. Su escaso desarrollo y la presencia de materiales intercalados de muy baja permeabilidad disminuye la capacidad acuífera de estos niveles.

### Cuaternario

Los depósitos cuaternarios permeables por porosidad intergranular están relacionados con los aluviales de los ríos Bidasoa, donde los aluviales presentan un gran desarrollo, los ríos Ezcurra, Espelura y el arroyo Bértiz, entre otros. Estos niveles son



bastante permeables y su potencia y extensión llega a alcanzar un importante desarrollo en algunos puntos. La litología predominante de estos niveles está compuesta fundamentalmente por cantos, gravas, arenas y arcillas, constituyendo depósitos poco homogéneos, por lo que la permeabilidad es muy variable.

### **6.2.3. Funcionamiento hidrogeológico general**

Dentro de los niveles acuíferos descritos individualmente con anterioridad, destaca el conjunto de materiales jurásicos y cretácicos, asociados y en conexión hidráulica a lo largo de una banda estrecha y alargada que constituye parte del sistema acuífero denominado Leiza-Puerto de Velate. Este acuífero que sufre numerosas compartimentaciones por efecto de la tectónica regional tiene en esta zona algunos de los puntos de descarga más significativos, dichos puntos se localizan en los alrededores de Oiz y Donamaría y su caudal puede superar los 50 l/s de media.

En conjunto, el sistema acuífero Leiza-Puerto de Velate presenta unos 25 km<sup>2</sup> de extensión superficial y cuenta con unos recursos de 24 hm<sup>3</sup>/año.

La alimentación de todos estos niveles acuíferos se realiza a partir de la infiltración directa del agua de lluvia y de las fuertes escorrentías que se producen en la zona, sobre la extensa superficie aflorante de materiales permeables. Las salidas por drenaje a través de los manantiales que descargan a favor del contacto con materiales de carácter impermeable y mediante flujo difuso a los red fluvial que atraviesa la Hoja de Sumbilla. También se realizan extracciones en pozos ubicados en los aluviales del río Bidasoa, estas captaciones no suelen superar los 10 metros de profundidad.

En el cuadro adjunto se resumen las principales surgencias puntuales existentes en el ámbito de la Hoja. Además de estas existen otras muchas dispersas y de carácter básicamente estacional que drenan los recursos almacenados en los materiales paleozoicos a favor de la red de fracturas que les afecta.

La variación de los caudales de estos puntos de descarga, es significativa, lo que confirma el funcionamiento cárstico de los materiales que drenan.

La composición química del agua subterráneas es relativamente constante en los acuíferos que son uniformes litológicamente. En general se trata de facies bicarbonatadas cálcicas y magnésicas con mineralización débil o muy débil y baja dureza . En cualquier caso, no cabe distinguir la composición química del agua en distintos grupos dada su elevada uniformidad. La zona de estudio cuenta con un punto de control de la red de calidad química del agua, este punto (90-3-12), correspondiente al manantial de Errotazar, drena los recursos del nivel acuífero liásico, de elevado caudal (75 l/s)

N°	Denominación	Acuífero	Coordenadas		Caudal (l/s)	Fecha
			UTM X	UTM Y		
90-3-04	Marquesenea	Cuaternario	613515	4779394	1,5	17/01/73
90-3-05	Astondo	Aptiense-Albiense.	609695	4776133	40,0	23/05/79
90-3-06	Ecortozurri	Aptiense-Albiense.	613312	4776465	8,3	23/05/79
90-3-07	Iturrioch	Lías	611914	4776450	14,0	4/03/79
90-3-08	Del Pueblo	Dogger-Malm	610766	4776287	30,0	14/04/79
90-3-09	Basacay	Dogger-Malm	612777	4775317	25,0	14/04/79
90-3-11	Uguecheta	Dogger-Malm	612322	4773596	16,0	14/04/79
90-3-12	Errotazar	Lías	608159	4773682	75,0	23/03/82
90-4-03	Arrutxa	Dogger-Malm	620210	4775360	6,0	13/11/72
90-4-05	Cholborro	Cuaternario	614277	4774936	6,8	23/05/79
90-4-06	Zozayarrota	Cuaternario	614443	4775718	10,5	23/05/79
90-4-07	Edue VIII	Lías	618969	4774145	1,6	21/08/77
90-4-08	Arrisuri	Lías	619560	4774482	7,1	21/08/77
90-4-09	Arlai	Buntsandstein	615690	4772422	1,6	13/11/72