



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 173-II

BARASOAIN

MEMORIA

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

ANTONIO HERNANDEZ SAMANIEGO (CGS): Coordinación y dirección. Cartografía Geológica y Memoria.

GUILLERMO PORTERO GARCIA (CGS): Cartografía Geomorfológica y Memoria.

SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA (CGS): Hidrogeología. Memoria.

MANUEL ALONSO GARCIA (CGS): Minería. Memoria.

LILIANA JORDAN ARIAS (CGS): Base de datos.

ASESOR:

JOAQUIN DEL VALLE LERSUNDI

COORDINACION:

ESTEBAN FACI

JAVIER CASTIELLA

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. ESTRATIGRAFIA	3
2.1. MESOZOICO	4
2.1.1. Cretácico.....	4
2.1.1.1. Margas grises, margas arenosas a techo (189). Campaniense.....	4
2.1.1.2. Arenas y arenas conglomeraticas, con bancos dolomíticos a techo (186). Maastrichtiense	5
2.2. Terciario Marino y de Transición	6
2.2.1. Paleógeno	6
2.2.1.1. Margas rojas (facies garumniense), con intercalaciones dolomíticas. A techo calizas marinas (201). Paleoceno	6
2.2.1.2. Calizas y calizas biocásticas con nummulites y alveolinas (215). Luteciense	7
2.3. Terciario Continental	8
2.3.1. Ciclo II: unidad de Mues-Tafalla (Sueviense).....	8
2.3.1.1. Areniscas, limolitas y arcillas rojas. Localmente conglomerados de cantos yesíferos (areniscas de Mues) (307). Sueviense.....	9
2.3.1.2. Limolitas y arcillas con laminas de areniscas de ripple marks y localmente niveles de yeso y calizas arenosas (309). Sueviense.....	10
2.3.2. Ciclo III: unidad de Mendigorria (Sueviense-Arverniense)	11
2.3.2.1. Areniscas de grano grueso y microconglomerados, alternando con limos y arcillas (317). (Sueviense-Arverniense).....	12
2.3.2.2. Limolitas, arcillas y margas con capas de areniscas (324) Sueviense-Arverniense....	13
2.3.3. Ciclo IV: unidad de Gallipienzo-leoz. Arverniense-Ageniense	15
2.3.3.1. Capas extensas y potentes de areniscas, limolitas y arcillas. Localmente margas. (areniscas de leoz) (359). Arverniense-Ageniense	15
2.3.3.2. Limolitas y arcillas con capas de areniscas (365). Arverniense-Ageniense.....	17
2.3.4. Ciclo V: unidad de Artajona-olite (Ageniense-Aragoniense).....	18
2.3.4.1. Conglomerados, areniscas y limolitas (Conglomerados de Olleta) (364). Ageniense- Aragoniense	19
2.3.4.2. Areniscas, limolitas y arcillas (Areniscas de Artajona) (398). Ageniense-Aragoniense	19
2.4. CUATERNARIO	20
2.4.1. Pleistoceno.....	20
2.4.2. Holoceno.....	21
3. TECTÓNICA	22

3.1. TECTONICA REGIONAL.....	22
3.2. DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS	24
3.2.1. Dominio de la sierra de Alaiz	24
3.2.1.1. Cabalgamiento de Alaiz	25
3.2.1.2. Anticlinal tumbado de Alaiz.....	25
3.2.2. Dominio plegado de la cuenca del Ebro	25
3.2.2.1. Fallas inversas	25
3.2.2.2. Pliegues de amplio radio.....	25
3.2.3. Dominio subhorizontal de la cuenca del Ebro	26
4. GEOMORFOLOGIA.....	27
4.1. SITUACION Y DESCRIPCION GEOGRAFICA	27
4.2. ANALISIS MORFOLOGICO.....	28
4.2.1. Estudio morfoestructural	28
4.2.2. Estudio del modelado	28
4.2.2.1. Laderas.....	28
4.2.2.2. Formas fluviales	28
4.2.2.3. Formas karsticas	29
4.2.2.4. Formas lacustres y poligenicas	29
4.2.2.5. Formas antropicas	29
4.2.3. Formaciones superficiales.....	30
4.2.3.1. Bloques y cantos limo-arcillas. Depositos de bloques de peña de unzue (a). Laderas. Holoceno	30
4.2.3.2. Cantos, limo-arcillas y arenas. Coluviones (a). Laderas. Holoceno	30
4.2.3.3. Cantos y gravas, limo-arcillas y arenas. Terrazas del rio cidacos (b). Fluvial. Pleistoceno indiferenciado	31
4.2.3.4. Limo-arcillas y arenas. Conos de deyeccion (c). Fluvial. Holoceno.....	31
4.2.3.5. Cantos y gravas. Limo-arcillas y arenas. Fondos de valle y vaguada (c). Fluvial. Holoceno	31
4.2.3.6. Cantos y gravas. Limos-arcillas y arenas. Llanura de inundacion del rio cidacos (c). Fluvial. Holoceno.....	32
4.2.3.7. Limo-arcillas y arenas. Depositos endorreicos (d). Lacustre/endorreico. Holoceno ...	32
4.2.3.8. Bloques, cantos y gravas. Limo-arcillas y arenas. Glacis (e). Poligenico. Pleistoceno indiferenciado.....	32
4.3. EVOLUCION DINAMICA	33
4.4. MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	34
5. HISTORIA GEOLOGICA.....	35
6. GEOLOGIA ECONOMICA	39

6.1. RECURSOS MINERALES.....	39
6.1.1. Arcillas.....	39
6.1.1.1. Potencial minero	39
6.1.2. Arenas y areniscas	39
6.1.2.1. Potencial minero	40
6.1.3. Caliza	40
6.1.3.1. Potencial minero	41
6.1.4. Yeso	41
6.1.4.1. Potencial minero	41
6.2. HIDROGEOLOGIA	41
6.2.1. Introduccion	41
6.2.2. Unidad hidrogeologica sur	42
6.2.3. Unidad del aluvial del Ebro y afluentes.....	45
6.2.4. Unidad hidrogeologica de Alaiz.....	47
6.3. CARACTERISTICAS GEOTECNICAS GENERALES	48
7. BIBLIOGRAFIA.....	54

1. INTRODUCCIÓN

La hoja topográfica a escala 1:25.000 de Barasoain (173-II) se halla comprendida entre los meridianos 1°41'10,5" y 1°31'10,5" y los paralelos 42°35'04,2" y 42°40'04,2", ocupando una posición centrada dentro de la Comunidad Foral de Navarra.

El relieve de la hoja presenta dos zonas de características distintas, con un control muy claro por parte de la geológica de la región. Así, la mitad SO presenta un relieve suavemente alomado, caracterizado por alturas medias comprendidas entre los 470 m y los 600 m. Por el contrario, la mitad NE, presenta relieves más pronunciados, con altitudes próximas a los 1000 m. La primera está asociada a tramos con predominio de arcillas y margas, y en la segunda las zonas elevadas corresponden a la Sierra de Alaiz (constituida por calizas del Luteciense), o a tramos con predominio de areniscas y conglomerados (Sierra de Izco). Los puntos topográficamente más elevados corresponden a los vértices de Peña del Abrigo (915 m), Alto la Borda de las Vacas (938 m), Espelezate (987), Alto de las Saleras (908 m) Alto de Sta. Agata (948), El Alto de La Marquesa (984) y Peña del Ladron (908 m), todos ellos situados en segundo sector citado anteriormente.

El drenaje se realiza a través de una red de valles y barrancos la mayoría con cursos de agua esporádicos, que desaguan, la mayor parte de ellos, en los ríos Cidacos, Leoz y Sansoain, estos dos últimos afluentes del primero. Toda el área es distributaria hidrográfica de la Cuenca del Ebro.

El clima en la región es claramente de tipo continental, presentando una amplitud térmica que aumenta hacia el sur, oscilando las medias termométricas entre los 11° y los 14°. En cuanto a la precipitación anual sería inferior a los 500 mm anuales, para la mayor parte de la zona, solamente en el sector norte de la hoja las precipitaciones anuales oscilan entre los 500 y 1000 mm.

La densidad de población es baja, destacando las poblaciones de Barasoain, Unzue, Orisoain y Olleta. Otros núcleos de población son Olcoz, Echagüe, Oloriz, Bariain, Artariain e Iracheta.

Desde el punto de vista geológico la hoja de Barasoain se sitúa en el borde norte de la Depresión del Ebro. Los materiales que la constituyen, mayoritariamente,

conglomerados, areniscas, arcillas y margas son de origen continental, y sus edades oscilan entre el Oligoceno y el Mioceno. En el borde Norte de la hoja afloran sedimentos marinos del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno que constituyen la Sierra de Alaiz. Existen también materiales de edad cuaternaria que recubren a los anteriormente citados.

Desde el punto de vista estructural lo que caracteriza a esta zona es su relativa movilidad tectónica, que ha ido acompañada de variaciones de cierta importancia en el espesor de las series detríticas. La estructura de mayor importancia es el cabalgamiento de la Sierra de Alaiz, con las fallas inversas asociadas a él. En el resto de la hoja predominan los pliegues de amplio radio (Sinclinal de Artajona) y (Sinclinal de Artajona y Olleta).

Para la realización de la cartografía y la redacción de la presente memoria ha sido de gran utilidad la documentación cedida por la Diputación Foral de Navarra y cuyos autores son el Dr. C. Puig de Fábregas y J. Solé.

2. ESTRATIGRAFIA

En la estratigrafía de la hoja de Barasoain se diferencian dos grupos sedimentarios diferentes. Por una parte el "complejo marino" de la Sierra de Alaiz, que comprende distintas litofacies de dolomías areniscas y margas, de edades comprendidas entre el Campaniense y el Eoceno superior. Por otra el "Complejo continental", que ocupa el resto de la hoja, está constituido por litofacies de areniscas, conglomerados, limos y margas de edades comprendidas entre el Sueviense (Oligoceno) y el Aragoniense (Mioceno).

Respecto a los materiales de origen continental, teniendo en cuenta la distribución regional que presentan los cuerpos sedimentarios, puede observarse la interdigitación de los distintos ambientes deposicionales desde abanico aluvial hasta los términos lacustre-palustre. Esta interdigitación permite, asimismo, comprobar una ordenación cíclica de los sedimentos en la vertical, en este sector. Cada uno de los estos ciclos (separados unos de otros por discontinuidades sedimentarias) está constituido regionalmente por sedimentos aluviales y aluvial distales en la base, y por sedimentos lacustre-palustre a techo.

El límite entre cada ciclo es neto y brusco, mientras que el tránsito de unos sedimentos a los superiores, dentro del propio ciclo, se produce de forma gradual.

El estudio de esta ciclicidad ha permitido distinguir en la zona 5 unidades de carácter genético-sedimentario. Estas unidades corresponden a secuencias deposicionales (MITCHUM, 1977), es decir a "unidades estratigráficas", relativamente concordantes, compuestas por una sucesión de estratos, genéticamente relacionados y cuyos límites a techo y muro, son discordancias o sus relativas conformidades (no deducibles generalmente a escala de afloramiento sino por su comportamiento regional).

Trabajando desde este punto de vista, hemos diferenciado dentro de la hoja de Barasoain 4 unidades que abarcan una edad comprendida entre el Sueviense (Sannoisiense) y el Aragoniense (Burdigaliense), y reciben de base a techo los nombres de:

1.-Unidad de Mues-Tafalla

2.-Unidad de Mendigorria

3.-Unidad de Gallipienzo-Leoz

4.-Unidad de Artajona-Olite

Dentro de la hoja 1:25.000 de Barasoain estos sistemas afloran con las litofacies que serán descritas en los siguientes apartados.

Asímismo, con el fin de poder visualizar de una forma sencilla la posición de las distintas unidades y su correlación con la subdivisión regional utilizada anteriormente se ha representado en la Fig. 1 un esquema con las unidades utilizadas en esta memoria.

figura 1

2.1. MESOZOICO

2.1.1. Cretácico

Incluimos en este capítulo las unidades cartográficas del Campaniense y Maastrichtiense. No existen trabajos científicos que se ocupen del Cretácico de esta hoja. Regionalmente tienen interés los trabajos de LAMARE (1936) y RAMIREZ DEL POZO (1971).

2.1.1.1. Margas grises, margas arenosas a techo (189). Campaniense

Afloran en el núcleo de la Sierra de Alaiz, en el borde septentrional de la hoja, al N de Unzué.

Está constituida por una serie de margas grises, localmente rojizas o amarillentas, con capas finas intercaladas de calizas y areniscas. Hacia el techo de la unidad aumenta el contenido en arena y limo en las margas.

Estas alternancias de litologías se disponen en secuencias de gradación inversa, que empiezan por margas arcillosas y terminan con areniscas, en ocasiones de grano grueso. Con frecuencia, y sobre todo a techo de la unidad, las areniscas se encuentran muy bioturbadas, lo que ha hecho que se borren las estructuras sedimentarias originales de la roca. En algunos bancos las areniscas presentan estratificación cruzada, y en ocasiones contienen abundantes restos de conchas de gasterópodos, fragmentos de Corales, Briozoos, Pectínidos, Gryphacea, etc. La potencia de esta unidad, aunque incompleta por su base, es de unos 400 m.

Al microscopio los niveles detríticos se presentan como areniscas de grano fino a limolitas y limolitas calcáreas, y los niveles carbonatados como (grainstones) y calizas microcristalinas a veces limolíticas.

Atribuimos esta unidad a ambientes de plataforma mixta terrígeno -carbonatada.

Se ha clasificado la siguiente microfauna: Siderolites vidali DOUV, Orbitoides (Monolepidorbis) tissoti SCHLUMB, Nummofallotia cretacea (SCHLUMB), Globotruncana ventricosa WHITE, Montsechiana martiguae AUBERT, COUSTAU y GENDROT, Cibicoides voltziana (d'ORB); marginulina trilobata d'Orb, Neoflabellina rugosa (d'ORB,) Goupillaudina daguini MARIE, Pseudovalvulineria monterelensis (MARIE), y Lituola irregularis ROEMER. Esta asociación es típica del Campaniense superior. Las especies planctónicas y los Lagénidos están presentes en los términos inferiores del tramo, preferentemente en niveles margosos, mientras que los macroforaminíferos predominan en la parte superior, lo que indica que se trata de una macrosecuencia hacia arriba.

2.1.1.2. Arenas y arenas conglomeráticas, con bancos dolomíticos a techo (186). Maastrichtiense

Afloran en la misma zona que la unidad descrita en el apartado anterior.

Está constituida por dos tramos. El inferior formado por arenas de tonos amarillentos, con niveles microconglomeráticos y conglomeráticos, con cantos bien rodados de cuarzo. Existen en algunos niveles concreciones ferruginosas. El tramo superior, de naturaleza fundamentalmente carbonatada, está formada por una alternancia de dolomías arenosas, margas de tonos grises, rojizas y amarillentas y areniscas. Las

capas de dolomías contienen gran cantidad de Orbitoides. La potencia de ambos tramos es del orden de los 300 m.

Al microscopio los niveles detríticos corresponden a areniscas de grano fino como cemento calcáreo con granos de cuarzo bien clasificados y restos de fósiles alargados, totalmente recristalizados. Los niveles carbonatados corresponden a dolomías de grano grueso con restos recristalizados de Orbitoides (Orbitoides media (d'ARCH), lepidorbitoides), así como fragmentos de Lithothamnium.

La calidad de los afloramientos y su pequeña extensión no permiten un reconocimiento detallado desde el punto de vista sedimentológico, por lo que atribuimos esta unidad a un depósito litoral poco profundo sin mas precisión. Es muy posible que el depósito haya estado sometido a la acción de mareas, aunque no se ha observado ninguna prueba concluyente de ello.

2.2. Terciario Marino y de Transición

Se incluyen en este capítulo las unidades cartográficas del Paleoceno y Eoceno que afloran en la Sierra de Alaiz. Entre los antecedentes mencionaremos el trabajo de MANGIN (1959-60).

2.2.1. Paleógeno

2.2.1.1. Margas rojas (facies garumniense), con intercalaciones dolomíticas. A techo calizas marinas (201). Paleoceno

Esta unidad aflora concordantemente sobre la descrita en el apartado anterior, e igualmente que ella aflora únicamente en la Sierra de Alaiz.

Está constituida, en la parte inferior, por un tramo de margas de tonos abigarrados con intercalaciones de calizas travertínicas, bancos dolomíticos y areniscas. La potencia medida es de 50 m siendo la calidad de los afloramientos en general muy baja. Este tramo heterolítico corresponde a la Facies Garumniense.

El tramo superior está formado por 25 m de calizas arenosas con restos algales.

Al Microscopio las dolomias del tramo inferior corresponden a microdolomías arenosas, con granos de cuarzo bien clasificados y redondeados. Las calizas del tramo superior son biomicríticas con Algas Rodofíceas.

La parte inferior de la unidad se ha interpretado como depósitos transicionales marino-continentales, y la parte superior como depósitos de plataforma carbonatada somera, de ambiente restringido, y en parte arrecifales. En el tramo inferior se han clasificado los siguientes microfósiles: "Microcodium", *Rotalia* cf. *trochidiformis* LAM, grandes *Ataxophragmiidos* y *Miliólidos*.

Las calizas superiores contienen *Planorbulina antiqua* MANGIN, *Rotalia* cf. *trochidiformis* LAM, *Anomalina* sp. grandes *Ataxophragmiidos*, *Miliólidos*, *Distichoplax biserialis* (DIETRICH), *Lithothamnium*, Algas Solenoporáceas, Políperos, Briozoos.

Esta asociación es típica del Paleoceno (Montiense-Thanetiense).

2.2.1.2. Calizas y calizas bioclasticas con nummulites y alveolinas (215). Luteciense

Afloran en la Sierra de Alaiz donde constituyen los relieves más elevados.

La unidad se apoya mediante discordancia sobre el tramo de calizas de la unidad descrita en el apartado anterior. Está constituido por una sucesión de unos 130 m de potencia, muy homogénea, de bancos gruesos de calizas bioclásticas (grainstones) con gran contenido de Alveolinas y Nummulites. Los términos inferiores son más tableados mientras que en el resto de la serie los bancos son masivos o estratificados en capas más gruesas.

Su disposición ha tenido lugar en una plataforma bioclástica de cierta extensión.

En la parte inferior son biosparitas con algunos intraclastos, conteniendo *Alveolina frumentiformis* SCHWAG, *Alveolina*, cf. *stipes* HOTTINGER, *Nummulites* cf. *uranensis* DE LA HARPE, *Nummulites* cf. *laevigatus* (BRUG), *Orbitolites complanatus*, *Eorupertia magna* (LE CALVEZ), junto a *Miliólidos* (*Quinqueloculina*, *Biloculina*, *Triloculina*), *Gypsina*, *Cibicides* y *Rotalia*. Esta asociación indica una edad Luteciense inferior.

En el resto de la serie son calcarenitas (biomicritas) muy intensamente recristalizadas (recristalización probablemente por fracturación) con Nummulites cf. aturicos JOLY y LEYM, Discocyclina nummulitica (GUMBEL), Fabiana cassis (OPPENH), Eorupertia magna (LE CALVEZ), Gypsina, Rotalia, Cibicides, Lithophyllum y Lithothamnium que es una asociación del Luteciense superior.

En los afloramientos de esta unidad más próximos a la localidad de Unzué, se sitúan adosados a los bancos de caliza unos depósitos de aspecto brechoide constituidos por cantos de la misma naturaleza, de tamaño muy variado. Las dimensiones del afloramiento son pequeñas, no pasando de los 100 m de longitud por unos 30 de potencia. No se han diferenciado en la cartografía y se han asociado a una brecha originada por el frente del cabalgamiento de Alaiz, sin embargo no se descarta que su origen fuese sedimentario, correspondiendo a un depósito construido a costa de los materiales que forman la Sierra de Alaiz.

2.3. Terciario Continental

En la hoja de Barasoain no afloran sedimentos del Ciclo I.

2.3.1. Ciclo II: unidad de mues-Tafalla (Sueviense)

Los materiales del Ciclo II en la hoja de Barasoain afloran en la esquina NO continuando a lo largo de una franja de dirección E-O dentro de la hoja de Artajona, que se extiende desde Tirapu hasta Mañeru, bordeando el anticlinorio de Añorbe. Regionalmente la relación entre los materiales del Ciclo II y los yesos de Pte. la Reina del Ciclo I, normalmente no es observable en los afloramientos, debido a que el contacto se produce mediante falla inversa. Sin embargo, localmente, se interpreta el contacto como discordante. En apoyo de esta última interpretación está la presencia de conglomerados de cantos yesíferos procedentes de la unidad inferior (Yesos de Puente la Reina), englobados en la serie detrítica del Ciclo II, como puede observarse en los desmontes de la carretera de Pte. la Reina a Mañeru (hoja de Artajona).

En la hoja de Barasoain este ciclo está representado por dos litofacies, la inferior, detrítica, está constituida por areniscas y arcillas de origen fluvial (307) de color rojo intenso y la superior (en parte procedente por cambio lateral de facies de la anterior)

formada por limolitas y arcillas (localmente con presencia de niveles de yeso y caliza) de origen fluviolacustre.

Estas unidades evolucionan hacia el Sur y Sureste aumentando progresivamente la presencia de yeso en su seno, pasando a sedimentos lacustres en las hojas de Larraga y Tafalla (yesos de Tafalla).

Han sido reconocidas con detalle en las columnas estratigráficas de Mendigorria, San Juan y Artajona (en la hoja de Artajona).

Un detallado estudio sobre estas litofacies y los procesos sedimentarios que los originaron fué realizado por SOLE, J. (1972) en las hojas de Allo y Viana.

2.3.1.1. Areniscas, limolitas y arcillas rojas. Localmente conglomerados de cantos yesíferos (areniscas de mues) (307). Sueviense

Esta unidad está constituida por una alternancia de areniscas y limos, con intercalaciones arcillosas, que destacan en el paisaje por el color rojo intenso del conjunto. Las capas de arenisca no sobrepasan los 2 m de potencia siendo característicos de este tramo la continuidad lateral de estos bancos. RIBA y PEREZ MATEOS (1962), las llamaron "Areniscas tigreadas de Mués".

La potencia de este tramo dentro de la hoja es del orden de los 700 m.

Los materiales de esta unidad son principalmente las areniscas, que alternan con limos arcillosos y arcillas de tonos rojizos, y localmente limos carbonatados grises y amarillentos. En la zona de Mañeru los paleocanales contienen cantos de yeso blanco, procedentes de la erosión de la unidad 5 yesos de Pte. La Reina.

Las areniscas son generalmente de grano medio a grueso, a veces con pequeñas gravillas, en la base de los canales. Las capas de menor potencia presentan laminaciones debidas a ripples, rara vez laminación paralela. Suelen estar bioturbadas, de moderada a elevada, habiendo borrado en ocasiones las estructuras primarias. Las capas de mayor potencia llegan a veces a alcanzar 6 m de potencia, por amalgamación de canales, aunque las más frecuentes oscilan entre 1 y 3 m.

Estos materiales se disponen formando secuencias granodecrecientes (fining-upwards) de unos 10 a 30 m de potencia formadas en la base por un cuerpo arenoso, con la base canalizada y estructuras de barras y canales, superficies de acreción lateral, ripples, etc. Suelen estar biotubados y son frecuentes las inclusiones de cantos blandos y restos vegetales.

Estos materiales se describen como depósitos de meandros producidos por canales no muy profundos. Representan el paso de unos depósitos formados en un ambiente fluvial de gran energía, con cursos de agua anastomosados y regímenes de sheet-flod, con presencia de abanicos aluviales, a unos depósitos de régimen fluvial meandriforme de energía decreciente.

Se atribuye la edad Sueviense por posición estratigráfica.

2.3.1.2. Limolitas y arcillas con laminas de areniscas de ripple marks y localmente niveles de yeso y calizas arenosas (309). Sueviense

Esta unidad de carácter heterolítico procede en parte de la unidad descrita anteriormente de la que es equivalente distal hacia el E y N. Sin embargo hacia el Oeste (Corte de Cirauqui, hoja de Allo), se sitúa por encima de ella.

Está formada por limolitas y arcillas grises y violáceas, con capas centimétricas de areniscas, limos carbonatados y calizas grises. Hacia el E y en las proximidades de Tirapu (hoja de Artajona), se intercalan margas yesíferas verdes y niveles de yeso blanquecino.

La potencia máxima medida es de 950 m en Mendigorria (hoja de Artajona).

Las areniscas suelen presentar laminación paralela y ripples de corriente, con la bioturbación de moderada a elevada, siendo esta más frecuente en la parte superior de la unidad. También se encuentran en estos materiales costras y huellas de retracción (mud-craks).

Las características sedimentarias mencionadas indican para estas zonas distales y de llanura lutífica, el predominio de la deposición de lutitas, a menudo como resultado de

inundaciones generalizadas originadas por fenómenos de arroyada en manto (sheet-floods), aunque coexistiendo con esporádicos flujos canalizados. En estas zonas se formarían, esporádicamente, charcas efímeras con depósitos de carbonatos. Estas zonas conectarían lateralmente con áreas lacustres situadas más al interior de la cuenca.

Las areniscas estudiadas son litarenitas, de granos subangulosos a subangulosos-subredondeados de clastos silíceos y carbonatados, estos últimos en mayor proporción, con textura de esqueleto denso, con contactos tangenciales y apretados y marcada orientación paralela de los granos, cementados por carbonatos más o menos sucios e impregnados de $OxFe$, haciéndose difícil la distinción cuantitativa entre cemento y clastos. Por el grado de compacidad del esqueleto se estima que la proporción de cemento varía entre 20 y 30% del total de la roca. El porcentaje de siliciclastos se distribuye en: 20-30% de cuarzo, 0-5% de feldespato, 5-10% de clastos de sílex, 0-10% de fragmentos de cuarcitas, esquistos y pizarras, 0-10% granos ferruginosos. Los clastos carbonáticos corresponden a fragmentos de calizas y fragmentos de bioclastos. Su porcentaje varía entre el 25% y 50% del total de la roca.

No se observa una variación significativa respecto a la composición de las areniscas de otras unidades litológicas.

Ante la ausencia de datos paleontológicos, la atribución cronológica de la unidad (Sueviense) se ha hecho por posición estratigráfica.

2.3.2. Ciclo III: unidad de mendigorria (Sueviense-Arverniense)

Los materiales del Ciclo III en la hoja de Barasoain afloran en el sector septentrional de la misma, estando afectados, en parte, por el cabalgamiento de Alaiz.

Este ciclo, en esta zona, está representado en esta hoja por dos litofacies, la inferior está constituida por areniscas de grano grueso, alternando con limos y arcillas (317) y hacia la parte superior de la serie por limolitas, arcillas y margas con areniscas (324). Asimismo, hacia el oeste (hoja de Artajona) estos materiales evolucionan a facies yesíferas (yesos de Mendigorria). La relación de estas unidades con la de los ciclos II y IV, es mediante discordancia.

Han sido reconocidas con detalle en la columna estratigráfica de Zabalza.

2.3.2.1. Areniscas de grano grueso y microconglomerados, alternando con limos y arcillas (317). (Sueviense-Arverniense)

Dentro de la hoja de Artajona esta unidad aflora solamente en la esquina NE donde constituye el primer episodio detrítico del Ciclo III. Sin embargo hacia el este, en la hoja de Sangüesa, está bien representada aflorando en la zona Norte de Aibar donde forman los relieves de Sierra de Izco, y por la zona de Sangüesa donde se acuñan repetidas veces dentro de la unidad de Larraga a la que pasan por cambio lateral de facies. En la bibliografía se la conoce con el nombre de Areniscas de Rocaforte.

En la columna de Sabaiza de la vecina hoja de Sangüesa se ha reconocido en dos tramos de 400 y 900 m. Esta unidad pierde potencia rápidamente hacia el Sur, de manera que en la columna de Gallipienzo no aflora, siendo sustituida totalmente por la unidad de Sangüesa de características fluviolacustres.

En la columna citada anteriormente el tramo inferior de 400 m de potencia está constituido por una alternancia de areniscas, limos y arcillas, de colores amarillentos y localmente rojizos. Las areniscas son de grano medio y fino, generalmente bioturbadas, distribuidas en capas o bien de forma canalizada de 1 a 1,5 m de potencia, con estructuras de acreción lateral, y a techo ripples, normalmente lingüoides, o bien en capas de menor potencia y tamaño de grano también menor, que suelen presentar laminación de ripples y bioturbación moderada.

Estos materiales se interpretan como sedimentos depositados por corrientes divagantes que invaden una llanura lutítica.

En el tramo superior de 900 m de potencia, los materiales están formados por areniscas y limos en igual proporción. Las primeras son de grano grueso a muy grueso, mal seleccionados, a veces microconglomeráticas. Las capas, cuyo espesor alcanza en ocasiones los 5 m (por amalgamación de canales), tienen una extensión lateral hectométrica, dando un aspecto tabular a las mismas.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son: bases erosivas, cantos blandos dispersos en la masa arenosa o concentrados en la base del canal, estratificaciones cruzadas en surco y planar ripples, por lo general lingüoides y bioturbación de moderada a intensa. En los niveles fangosos, a veces se conservan las huellas de raíces en posición de vida. Los niveles arenosos de grano fino, suelen presentar laminación paralela y ripples, con bioturbación de baja a moderada.

Estos materiales definen secuencias granodecrecientes (fining-upward), de uno a 15 m de potencia, aunque generalmente se encuentra incompletas, constituidas por un cuerpo arenoso que presenta la base erosiva y estructuras tractivas de alta energía, por encima un nivel de potencia variable con laminación cruzada debido a ripples o paralela, y a techo de la secuencia un tramo fangoso.

Las características expuestas indican que la sedimentación se produciría por flujos acuosos canalizados, con fases erosivas debidas a episodios tractivos distintos y que producen el amalgamamiento de canales, alternando con coladas de fango esporádicas.

Las areniscas estudiadas son litarenitas, de granos subangulosos a subredondeados de clastos silíceos y carbonatados, estos últimos en mayor proporción, con textura de esqueleto densa, con contactos tangenciales y apretados y marcada orientación paralela de los granos, cementados por carbonatos más o menos sucios e impregnados de $OxFe$, haciéndose difícil la distinción cuantitativa entre cemento y clastos. Por el grado de compacidad del esqueleto se estima que la proporción de cemento varía entre 20 y 30% de cuarzo, 0-5% de feldespatos, 5-10% de clastos de sílex, 0-10% de fragmentos de cuarcitas, esquistos y pizarras, y 0-10% de granos ferruginosos. Los clastos carbonáticos corresponden a bioclastos. Su porcentaje varía entre el 25 y 50% del total de la roca.

No se observa una variación significativa respecto a la composición de las areniscas de otras unidades litológicas.

2.3.2.2. Limolitas, arcillas y margas con capas de areniscas (324) Sueviense-Arverniense

Está constituida por una alternancia de areniscas, limolitas, arcillas y margas amarillentas y rojizas, siendo característico el progresivo aumento de la fracción

arenosa hacia el techo de la unidad en el borde oriental de la hoja. Las areniscas por lo general de grano medio, se distribuyen en canales de 1 a 3 m de potencia y con una extensión lateral decamétrica.

Forman secuencias granodecrecientes (fining-upward) de unos 7 a 12 m de potencia, formadas en la base por un cuerpo arenoso, que presenta la base erosiva y estructuras tractivas. Hacia el techo del banco arenoso, el tamaño del grano se hace menor y predominan las laminaciones cruzadas de pequeña escala y la laminación paralela. Encima se sitúa un tramo margoso, que puede finalizar en un nivel carbonatado, que se interpreta como de origen edáfico. El espesor máximo de la unidad es de 1000 m.

El ambiente de depósito de este conjunto corresponde a medios fluviales relacionados con abanicos aluviales, abarcando desde sistemas braided en la zona Norte hasta cursos meandriformes en la zona Sur (hojas de Larraga y Tafalla).

Las areniscas estudiadas son litarenitas, de granos subangulosos a subangulosos-sobredondeados de clastos silíceos y carbonatados, estos últimos en mayor proporción, con textura de esqueleto densa, con contactos tangenciales y apretados y marcada orientación paralela de los granos, cementados por carbonatos más o menos sucios e impregnados de $OxFe$, haciéndose difícil la distinción cuantitativa entre cemento y clastos. Por el grado de compacidad del esqueleto se estima que la proporción de cemento varía entre 20 y 30% de total de la roca. El porcentaje de siliciclastos se distribuye en: 20-30% de cuarzo, 0-5% de feldespatos, 5-10% de clastos de sílex, 0-10% de fragmentos de cuarcitas, esquistos y pizarras, y 0-10 de granos ferruginosos. Los clastos carbonáticos corresponden a fragmentos de calizas y fragmentos de bioclastos. Su porcentaje varía entre el 25 y 50% del total de la roca.

No se observa una variación significativa respecto a la composición de las areniscas de otras unidades litológicas.

La edad se ha atribuido por su posición estratigráfica.

2.3.3. Ciclo IV: unidad de gallipienzo-leoz. Arverniense-Ageniense

Los materiales del Ciclo IV afloran en los sectores central y suroriental de la hoja de Barasoain, discordantes sobre los sedimentos del Ciclo III. Hacia el SE (en hoja de Tafalla) pasan a conglomerados y areniscas (conglomerados de Gallipienzo) (358), mientras que hacia el SO (en hojas de Larraga y Tafalla), evolucionan a facies arcillosas y limolíticas con algunas intercalaciones de carbonatos (363).

En hoja de Artajona están afectados por la estructura sinclinal de Artajona. Los materiales situados en el flanco norte de la estructura presentan buzamientos entre 60° y 80° hacia el sur, mientras que los situados en el flanco sur (en hoja de Larraja), buzanan entre 15 y 30 hacia el norte.

Este ciclo está representado en esta zona por dos litofacies detríticas: la inferior está constituida por areniscas en capas extensas, limolitas y arcillas (359), de origen fluvial, que hacia el oeste evolucionan a materiales más distales, constituidos por limolitas y arcillas con capas discontinuas de areniscas (365). Estas unidades han sido reconocidas en detalle en la columna estratigráfica de Zabalza, donde afloran con una potencia máxima de 1000 m.

2.3.3.1. Capas extensas y potentes de areniscas, limolitas y arcillas. Localmente margas. (areniscas de leoz) (359). Arverniense-Ageniense

Está constituida por una alternancia de areniscas, limos y arcillas de tonos amarillentos y rojizos. Las areniscas se disponen en capas de hasta 6 m de potencia de aspecto externo tabular, con continuidad lateral hectométrica. En detalle, estas capas están formadas por la incisión de varios canales amalgamados procedentes de varias fases erosivas, y que presentan individualmente estructuras tractivas del tipo de estratificaciones cruzadas de surco y planar, con cantos blandos dispersos en la masa arenosa y a veces concentrados en la base de los canales, y ripples en el techo de los bancos arenosos. En estas secuencias el tramo lutítico superior suele faltar por erosión. Las areniscas suelen ser de grano grueso, a veces microconglomeráticas, aunque también se presentan areniscas de grano fino en capas decimétricas con estructura interna de ripples y con bioturbación de baja a moderada.

Las características expuestas indican que la sedimentación se produciría por flujos acuosos canalizados, con fases erosivas debidas a episodios tractivos distintos y que producen el amalgamiento de canales, alternando con coladas de fango esporádicas.

Las areniscas estudiadas son litarenitas de granos subangulosos a subangulosos-subredondeados de clastos silíceos y carbonatados, estos últimos en mayor proporción, con textura de esqueleto denso, con contactos tangenciales y apretados y marcada orientación paralela de los granos, cementados por carbonatos más o menos sucios e impregnados de $OxFe$, haciendose difícil la distinción cuantitativa entre cemento y clastos. Por el grado de compacidad del esqueleto se estima que la proporción de cemento varía entre 20 y 30% del total de la roca. El porcentaje de siliciclastos se distribuye en: 20-30% del total de la roca. El porcentaje de siliciclastos se distribuye en: 20-30% de cuarzo 0-5% de feldespato, 5-10% de clastos de sílex, 0-10% de fragmentos de cuarcitas, esquistos y pizarras, y 0-10% de granos ferruginosos. Los clastos carbonáticos corresponden a fragmentos de calizas y fragmentos de bioclastos. Su porcentaje varía entre el 25 y 50% del total de la roca.

En la vecina hoja de Tafalla, se han realizado dos análisis en los niveles arcillosos de esta unidad (muestras AN-29 y 59), dando los siguientes resultados:

MUESTRA AN-29: Análisis mineralógico: Difracción de Rayos X

-Polvo total (%)

Filosilicatos: 45

Cuarzo:15

Calcita:40

-Fracción arcillosa (%)

Illita:85

Clorita:15

Caolinita:-

Esmectita:-

MUESTRA AN-59: Análisis químico (%)

SiO_2 :36,61

Al_2O_3 :12,00

Fe_2O_3 : 4,56

TiO_2 : 0,48

CaO :21,66

MgO : 2,34

K_2O : 2,12

Na₂O: 0,25

P.p.c.:19,92

Límite líquido:31,10

Límite plástico:19,75

Índice plástico:11,35

No se observa una variación significativa respecto a la composición de las areniscas de otras unidades litológicas.

2.3.3.2. Limolitas y arcillas con capas de areniscas (365). Arverniense-Ageniense

Esta unidad aflora en la zona central de la hoja de Barasoain, quedando cubierta hacia el sur por los conglomerados de la unidad (364). Lateralmente pasa a la unidad (359) descrita anteriormente, por un aumento progresivo de la fracción arena.

Está constituida por arcillas y limos de tonalidades dominantes amarillentas y rojizas, con capas intercaladas de areniscas de grano fino, cuya potencia no sobrepasa los 30 cm; dispersos en la masa lutítica se encuentran paleocanales de escasa extensión lateral y de potencia máxima 1,5 m.

Las estructuras sedimentarias no son muy abundantes en los tramos inferiores, donde se reducen a ripples en las areniscas. En las zonas intermedias hay estructuras que implican una mayor energía como estratificaciones cruzadas de surco y planar, en algunas capas se observa grano selección positiva y bioturbación de baja a moderada, aunque siguen siendo las laminaciones cruzadas las más abundantes. En la parte superior del tramo fundamentalmente hacia el Sur (hoja de Larraga) además de estas estructuras se encuentran mud-cracks, costras, y pisadas de vertebrados inclasificables. En ocasiones las lutitas presentan horizontes de nódulos carbonatados a veces muy apretados, de origen edáfico.

En la vecina hoja de Larraga se ha realizado un análisis en los niveles arcillosos de esta unidad (muestra AN-10), dando los siguientes resultados:

MUESTRA AN-10: Análisis mineralógico: difracción de Rayos X

-Polvo total (%)

Filosilicatos:49

Cuarzo:14

Calcita:35

Feldespatos:<2

-Fracción arcillosa (%)

Illita:65

Clorita:ind.

Caolinita: 8

Esmectita:27

Las características sedimentológicas mencionadas indican, para estas zonas distales y de llanura lutítica, el predominio de la deposición de lutitas, a menudo como resultado de inundaciones generalizadas originadas por fenómenos de arroyada en manto (sheet-floods) aunque coexistiendo con esporádicos flujos canalizados. En estas zonas se formarían esporádicamente charcas efímeras con depósitos de carbonatos y evaporitas. Estas zonas conectarían lateralmente con áreas lacustres situadas más al suroeste.

2.3.4. Ciclo V: unidad de artajona-olite (Ageniense-Aragoniense)

Los materiales del Ciclo V afloran, en el sector suroccidental de la hoja de Barasoain, discordantes sobre los sedimentos del Ciclo IV.

Están suavemente plegadas, según una estructura sinclinal (Sinclinal de Itacayo), que tiene la peculiaridad de que el eje del pliegue (de dirección ENE-OSO) que afecta a los sedimentos de la unidad de Artajona-Olite, está ligeramente desplazado hacia el Sur, respecto al mismo pliegue que afecta a los materiales inferiores. Esto nos confirma una nueva reactivación de los esfuerzos con posterioridad a la sedimentación de los materiales superiores.

En la hoja de Barasoain este ciclo está representado por dos litofacies detríticas. Por una parte, la formada por materiales más groseros, conglomerados, areniscas y limolitas (364) (Conglomerados de Olleta), forman una orla de dirección ONO-ESE que pasa por las localidades de Mendivil, Solchaga y Olleta. Estos depósitos pasan, por cambio lateral de facies, hacia el SO, a facies arenosas constituidas por areniscas, limolitas y arcillas (398) (Areniscas de Artajona).

Esta última unidad ha sido estudiada en detalle en la columna estratigráfica de Artajona, donde aflora con una potencia de unos 300 m.

A su vez estas unidades evolucionan hacia el sur (Hojas de Larraga y Tafalla) a facies arcillosas (383) (Arcillas de Olite).

Estos materiales han sido estudiados en detalle en la columna estratigráfica de Zabalza, donde afloran con una potencia de unos 300 m. la primera unidad y cerca de 500 m la segunda. Es importante destacar los estudios regionales y de detalle realizados por PUIGDEFABREGAS, C. (1973 y 75) en las facies detríticas de este grupo.

2.3.4.1. Conglomerados, areniscas y limolitas (Conglomerados de Olleta) (364). Ageniense-Aragoniense

Está constituida por conglomerados como litología dominante alternando con capas de arenisca y limolitas rojas. Los conglomerados son masivos, aunque localmente se observan estratificaciones cruzadas de gran escala y cicatrices erosivas, que a menudo corresponden a varios niveles menores amalgamados. Están formados por cantos de hasta 25 cm de diámetro máximo, heterométricos, redondeados y de composición dominante caliza y arenisca. Las areniscas por lo general de grano grueso y microconglomeráticas, presentan estructuras de estratificación cruzada de surco y planar, y laminación paralela. En la parte superior del tramo es frecuente la bioturbación de baja a moderada, y localmente caliches.

Estos materiales se distribuyen en secuencias cuyo orden de potencias oscilan entre 3 y 8 m.

Las características expuestas indican que estos depósitos de abanicos se originaron por procesos de corrientes atractivas acuosas, coladas de derrubios (debris flow) y coladas de fango (mud-flow). La parte superior de la unidad se depositó probablemente bajo la influencia de corrientes canalizadas tipo braided.

2.3.4.2. Areniscas, limolitas y arcillas (Areniscas de Artajona) (398). Ageniense-Aragoniense

Una característica de esta unidad es su disposición subhorizontal en la mayor parte de la hoja, siendo escasos los buzamientos superiores a los 20°

Litológicamente está formada por arcillas y limos amarillentos y rojizos, en los que se intercalan capas de areniscas correspondientes a rellenos de paleocanales, de sección transversal lenticular y escasa relación anchura/altura. Tienen megaestratificación cruzada y son frecuentes las estructuras de acreción lateral. Aparte de los canales, se intercalan numerosos bancos de arenisca fina, casi siempre con ripples de corriente, a veces agrupados en pequeños haces en forma de canales. En los fangos son frecuentes las huellas de bioturbación debido a raíces, que conservan la posición de vida. Las secuencias son marcadamente granodecipientes.

Las mayores potencias dentro de la hoja se desarrollan en la vecina hoja de Tafalla, donde supera los 500 m.

Estos materiales representan el paso de unos depósitos formados en un ambiente fluvial de gran energía, con cursos de agua anastomosados y regímenes de sheet floods, con presencia de abanicos aluviales, a unos depósitos de régimen fluvial meandriforme de energía decreciente, donde predominan los sedimentos de llanura aluvial.

2.4. CUATERNARIO

En la hoja de Barasoain los depósitos cuaternarios recubren ampliamente el sector delimitado por las localidades de Unzué-Oricín-Oloriz-Mendivil-Barasoain-Garinoain, es decir gran parte del sector centro-occidental, mientras que en el resto del territorio de estudio alcanzan poco desarrollo. En el capítulo de Geomorfología se describen las formaciones superficiales en orden a su génesis y edad, por lo que en el presente apartado sólo se hará una breve referencia de las mismas.

2.4.1. Pleistoceno

Se han cartografiado como pertenecientes a este periodo cuaternario un nivel de terraza a +45-40 m, sobre el cauce actual del río Cidacos (23 en el mapa geológico), localizada en Barasoain y Garinoain y al Norte de Mendivil, junto a un depósito de glacis de gran desarrollo lateral, situado en los sectores de El Carrascal-Oricín-Oloriz y Mendivil-Barasoain-Sansomain.

2.4.2. Holoceno

El resto de las formaciones superficiales cuaternarias se incluyen en el Holoceno: vertientes de bloques (546), depósitos coluviales (543), conos de deyección (536), fondos de valle y vaguada (527), llanura de inundación del río Cidacos (525) y depósitos endorreicos (523).

3. TECTONICA

3.1. TECTONICA REGIONAL

Desde el punto de vista estructural la zona estudiada está situada en la zona externa meridional de la Cadena Pirenaica.

El conjunto de los Pirineos se ha interpretado recientemente mediante un modelo estructural de piel fina ("thin skinned tectonics"), (WILLIAMS y FISCHER, 1984). En este modelo la Cadena Pirenaica se interpreta como un cinturón de cabalgamientos de doble vergencia generado por la colisión de Iberia y Europa. La estructura alpina de los Pirineos está condicionada básicamente por un cabalgamiento hacia el Sur sobre una falla maestra basal que buza unos 6° hacia el Norte. El extremo frontal del sector meridional pirenaico es en general un cabalgamiento ciego que queda cubierto por los depósitos oligo-miocenos de la Cuenca del Ebro, y que suele manifestarse mediante un amplio anticlinal. Este cabalgamiento frontal puede ser una rampa emergente hacia el Este y Oeste del sector estudiado, en las Sierras Exteriores y la Sierra de Cantabria. Hacia el interior (Norte) se desarrolla a nivel de mesozoico un abanico imbricado de cabalgamientos, con un sistema de cabalgamientos ciegos o que cortan sedimentos terciarios, que enraizan a nivel del Trias. Las cuencas terciarias existentes en la vertiente meridional de la Cadena son interpretables como cuencas de antepais (foreland basins) inducidas por el engrosamiento tectónico (PORTERO y ALVARO, 1984) que evolucionan de acuerdo con los eventos estructurales del cinturón de cabalgamientos pirenaico.

La mayor parte del territorio de la zona de estudio está constituido por depósitos clásticos continentales de edad oligomioceno. La sedimentación muestra evidencias claras de su carácter sintectónico.

-Gran espesor (mayor de 7 kilómetros), que indica una subsidencia continuada e importante. La causa de la subsidencia es la flexión de la litosfera inducida por el engrosamiento tectónico.

-Migración de facies y depocentros hacia el Sur, a lo largo del tiempo, condicionado por la migración de los frentes de cabalgamiento.

-Existencia de discordancias progresivas condicionadas por pliegues sinsedimentarios (growth-folds), posiblemente en relación con cabalgamientos ciegos en el sustrato mesozoico.

-Disposiciones sedimentarias en on-lap muy evidentes en la unidad tectosedimentaria Arverniense-Ageniense.

Los ciclos sedimentarios definidos en las hojas estudiadas están en relación clara con la actividad de los cabalgamientos. Los pulsos de subsidencia y las discontinuidades estratigráficas mayores están asociadas a la discontinuidad de la actividad tectónica: las discontinuidades estratigráficas marcan las principales etapas de actuación o aceleración de los cabalgamientos. La discontinuidad Luteciense (fase Pirenaica) marca el comienzo de la estructuración, en este periodo, de la Cadena, generándose los cabalgamientos de las zonas internas. Las discontinuidades oligocenas (fases Sávica y Castellana) están en relación con la progresión de los cabalgamientos hacia las zonas externas (Sur) durante esta época. El despegue de la cobertera debió alcanzar la actual zona frontal surpirenaica durante el Oligoceno superior. Sin embargo, la actividad tectónica persistió hasta el Mioceno inferior (fase Neocastellana).

Es destacable la correlación existente entre las principales etapas de cabalgamiento en los Pirineos y las discontinuidades que originan en los depósitos sintectónicos de sus cuencas de antepais, y las fases de deformación en las Cadenas Costero-Catalanas y Celtibérica, indicando que la génesis de las tres cadenas corresponde a un mismo acondicionamiento geotectónico de orden mayor.

La evolución de las cuencas terciarias de antepais en este sector de la vertiente surpirenaica se puede esquematizar de la siguiente manera:

Durante el Eoceno se inicia la deformación con la fase Pirenaica (Luteciense). Se forman cuencas con sedimentación marina, depósitos de tipo "flysch" (turbiditas) en las zonas situadas más al Norte de las hojas estudiadas.

La progresión del despegue basal hacia el Sur convierte a estos surcos en cuencas autóctonas "thrust sheet top basins", "piggy back basins", ORI y FRIEND (1984),

ELLIOT et al, (1985), HOMEWOOD et al (1985), RICCI LUCCHI y ORI (1985), que son transportadas hacia el Sur sobre el conjunto de la cobertera despegada.

Los afloramientos mesozoicos de Yesa, Sierra de Alaiz, etc. corresponden a la rampa frontal del "flysch" inicial de un conjunto de nuevos surcos cuyo relleno principal consiste en depósitos clásticos continentales oligocenos y miocenos, la "Molasa sintectónica". Estos surcos también son deformados internamente de manera progresiva y transportados hacia el sur sobre el cabalgamiento basal. Este cabalgamiento finaliza en una rampa frontal que se manifiesta en superficie como pliegues anticlinales y cabalgamientos que afectan a los depósitos oligocenos.

Las estructuras de plegamiento del relleno sintectónico de la cuenca de antepais corresponden también, posiblemente, a cabalgamientos ciegos que afectan a la cobertera mesozoica subyacente. Localmente algunos cabalgamientos son característicos de growth-folds.

Delante (Sur) del cinturón de cabalgamientos y de sus cuencas de antepais activos (alóctonos) se desarrolla una fase de antepais pasiva, la Cuenca del Ebro, inducida por el engrosamiento tectónico de la Cadena y la acumulación de depósitos sinorogénicos en su borde. Esta cuenca no ha sido deformada, y su relleno, mediante la "Molasa postectónica o autóctona", tiene lugar principalmente durante una fase de relleno pasivo en el Mioceno. Asimismo algunas depresiones condicionadas por las estructuras residuales de las cuencas alóctonas (sinclinal de Itacayo en la hoja de Tafalla, por ejemplo) completan su relleno final durante la etapa postectónica.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS

Desde el punto de vista estructural se han distinguido en la hoja de Barasoain los siguientes dominios (Fig. 2):

3.2.1. Dominio de la sierra de Alaiz

Está constituido por distintos materiales de origen marino, cuyas edades van desde el Cretácico superior hasta el Eoceno.

En este dominio se pueden diferenciar las siguientes estructuras.

3.2.1.1. Cabalgamiento de Alaiz

Limita los materiales que forman la sierra de los sedimentos detríticos del Oligoceno. Su trazado es sinuoso aunque con tendencia general según la dirección ENE-OSO. El levantamiento de la Sierra debió iniciarse a finales del Luteciense, continuándose en parte durante el Oligoceno y Mioceno (Ageniense) fenómenos que quedan reflejados por la existencia de fallas inversas, sensiblemente paralelas al cabalgamiento, aunque de orden menor, situadas más al SE y que afectan a los materiales del Oligoceno (Fallas inversas asociadas al cabalgamiento de Alaiz).

3.2.1.2. Anticlinal tumbado de Alaiz

Los materiales de la Sierra de Alaiz presentan una disposición general según un anticlinal tumbado, con el flanco sur invertido, posteriormente modificada por fallas transversales al eje.

figura 2

3.2.2. Dominio plegado de la cuenca del Ebro

Se caracteriza por la presencia de los siguientes elementos tectónicos:

3.2.2.1. Fallas inversas

Estas fallas se carácter inverso y con cabalgamiento hacia el Sur, presentan un trazado de dirección sensiblemente E-O, y terminan con los extremos curvados según las direcciones NO-SE respectivamente. La mas importante es la Falla inversa de Oricin-Echagüe, poco visible en parte por los recubrimientos cuaternarios.

3.2.2.2. Pliegues de amplio radio

La zona central comprendida entre dos fallas inversas sucesivas, está ocupada por una estructura sinclinal de radio muy amplio. Es el sinclinal de Artajona-Olleta (no aflorante en la hoja de Barasoain). En esta estructura el flanco Norte se encuentra generalmente verticalizado o con buzamientos muy fuertes mientras que los materiales del flanco Sur presentan buzamientos más suaves, siempre inferiores a los 40°.

El sinclinal de Artajona-Olleta, cuyo trazado es sinuoso de tendencia general E-O, queda fosilizado por sedimentos detríticos de edad Ageniense-Aragoniense, que por tanto se encuentran rellenando una estructura sinclinal anterior. A su vez estos materiales han sido plegados posteriormente (Sinclinal de Itacayo) pero su eje queda desplazado hacia el S. con respecto al de Artajona-Olleta que queda oculto.

3.2.3. Dominio subhorizontal de la cuenca del Ebro

Corresponde a la zona ocupada por los materiales depositados después del movimiento principal de la fase Neocastellana. Generalmente tienen una disposición subhorizontal, o suavemente plegada como en el caso del sinclinal de Itacayo, comentado en el apartado anterior.

Existen fallas de edad finimiocena, de carácter distensivo, que afectan a estos materiales del Mioceno.

4. GEOMORFOLOGIA

4.1. SITUACION Y DESCRIPCION GEOGRAFICA

La hoja de Barasoain ocupa una posición central en el ámbito de la Comunidad Foral de Navarra.

Los ríos Cidacos y Leoz conforman las dos arterias fluviales principales: el primero discurre por la zona suroccidental, mientras que el segundo penetra en la hoja por la esquina nororiental, recorriéndola en sentido NE-SO, hasta su unión con el Cidacos, aguas abajo de Garinoain.

La red fluvial secundaria está constituida por el río Sansoain y los arroyos de Azpuru, Oricin y Olcozarena, junto a otros barrancos de régimen estacional.

El área investigada se inscribe en el borde nororiental de la Depresión o Cuenca del Ebro, que en este sector queda definida por dos unidades geomorfológicas, bien diferenciables: el Valle del Cidacos, en la zona suroccidental y el Dominio de los Relieves en Cuestas y Pliegues que ocupa el resto de la hoja.

Las mayores cotas topográficas se localizan en la Peña de Unzué (996 m) y Peña del Abrigo (915 m), ambas en el margen septentrional; Altos de la Borda Larga (987 m), Alto de la Marquesa (984 m), El Monte (974), Argain (962 m) y San Pelayo (958 m), todos ellos en el sector oriental.

Las menores alturas se instalan en el borde meridional de la hoja, en el cauce del río Cidacos.

Morfométricamente, la región se caracteriza por pendientes elevadas o abruptas (>20%) y áreas alomadas o de pendientes medias (4-20%) distribuidas por todo el sector oriental y septentrional. Las pendientes bajas o zonas llanas (<4%) tan solo se instalan en los valles de los cursos principales.

El clima es mediterráneo continental templado con temperaturas anuales medias de unos 13°C y precipitaciones absolutas comprendidas entre 500 y 600 mm anuales.

4.2. ANALISIS MORFOLOGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

La presencia de una potente serie sedimentaria afectada por un plegamiento notable, así como su naturaleza, con abundancia de niveles competentes intercalados, propicia que los agentes de la dinámica externa hayan elaborado un modelado diferencial, en función de la distinta resistencia a la erosión, lo que trae consigo la generación de formas de distintas dimensiones, orientadas en sentido general E-O, (HERNANDEZ, A., et. al, 1987). Así en el área septentrional es frecuente la presencia de cuestas, hog-back y líneas de capa, que drenan hacia el S y SO. Se observan además algunos cresterios aislados y unos pocos modelados en chevrons y cerros cónicos.

4.2.2. Estudio del modelado

4.2.2.1. Laderas

Las vertientes constituyen una parte importante del conjunto del paisaje y alimentan de agua y sedimento a la red de drenaje.

En el territorio que se describe presenta, por lo general, perfiles con segmentos basales cóncavos, que se han cartografiado como coluviones, y puntualmente como vertientes de bloques, en función de la identidad del depósito acumulado y cuando la escala de trabajo ha permitido señalarlas, enlazando, en todos los casos, con fondos de valle o vaguada. La parte superior de estas laderas está constituida por escarpes estructurales o interfluvios convexos (alomados).

Se han señalado, finalmente, tres deslizamientos inactivos en las proximidades de Unzué, en la vertiente oriental de los Cerros de Santa Cruz y al Este de Echagüe.

4.2.2.2. Formas fluviales

Las formas fluviales no deposicionales presentes en la hoja de Barásoain son la incisión lineal, la arroyada en regueros y los interfluvios.

La incisión lineal, es un proceso bien desarrollado, que alcanza su mayor expresión en toda la mitad oriental, sobre todo en el territorio comprendido entre los ríos Leoz y Sansoain. Puede presentar funcionalidad en la actualidad, sobre todo cuando afecta a los materiales arcillosos, poco resistentes a la erosión.

La arroyada en regueros es un fenómeno erosivo, localizado puntualmente en el nivel de glaciis cuaternario de El Carrascal, al Norte de Mendivil.

Por último, los interfluvios constituyen los relieves de separación de la red de drenaje. Son de morfología alomada y se distribuyen por todo el territorio, principalmente allí donde la red de drenaje es más lenta, es decir, en la mitad oriental.

4.2.2.3. Formas karsticas

Se localizan al Norte de la localidad de Unzué, a favor de calizas eocenas. En dicho entorno, el Arroyo de Artusia conforma un valle ciego (sin salida), en cuyo cierre se localiza un sumidero. Algunos metros más abajo el valle vuelve a abrirse a favor de una surgencia.

4.2.2.4. Formas lacustres y poligenicas

Se reducen a un área endorreica y a glaciis cuaternarios, respectivamente, que se describen en el apartado de formaciones superficiales.

4.2.2.5. Formas antropicas

Además de las actividades agrícolas y ganaderas, evidentemente no reflejadas en la cartografía, las modificaciones antrópicas de los procesos geomorfológicos, se refieren a las extracciones a cielo abierto localizadas en la ladera meridional del Monte Urraun, de grandes dimensiones y actividad actual, que beneficia calizas eocenas. Al SE de la anterior existen otras tres labores del mismo tipo, ya en desuso, instaladas en la falda suroriental de la Peña del Abrigo.

Por otra parte existen dos canteras de gravas: la primera de ellas, abandonada y recuperada de su impacto ambiental, se sitúa al Oeste de Unzué, a favor del nivel de glaciis de El Carrascal; la segunda se encuentra en el Barranco de Mairaga.

Finalmente, otra actividad autrópica de reciente funcionamiento lo constituye el Embalse de Mairaga, al SO de Barriain.

4.2.3. Formaciones superficiales

En el capítulo de Estratigrafía de la Memoria del Mapa Geológico se efectúa una breve descripción de los depósitos cuaternarios presentes en la hoja de Barasoain. A continuación se describen detalladamente, en orden a su génesis y edad, expresándose entre paréntesis su situación en las leyendas de dos mapas geomorfológico (letra) y geológico (número).

Las formaciones superficiales ocupan principalmente la margen izquierda del Valle del Cidacos y de forma mucho más esporádica el resto de la hoja.

4.2.3.1. Bloques y cantos limo-arcillas. Depositos de bloques de peña de unzue (a). Laderas. Holoceno

Se trata de un pequeño recubrimiento de bloques y cantos calcáreos desmantelados de la Peña de Unzué localizados en la base noroccidental de la misma.

Se encuentran empastados en una matriz limo-arcillosa y se datan como holoceno-subactuales.

4.2.3.2. Cantos, limo-arcillas y arenas. Coluviones (a). Laderas. Holoceno

Son depósitos de escaso espesor, que anclan las vertientes con los fondos de valle de los ríos Cidacos y Leon, y arroyos de Mairaga, Oricin y Artusia.

Litológicamente constan de limo-arcillas y arenas con cantos calcáreos y areniscosos esporádicos.

Se consideran de edad Holoceno y subactual.

4.2.3.3. Cantos y gravas, limo-arcillas y arenas. Terrazas del río cidacos (b). Fluvial. Pleistoceno indiferenciado

Los autores que han abordado el estudio de las terrazas del río Cidacos son MENSUA, S. 1960; BOMBER, B. 1978 y HERNANDEZ, A. et. al 1987.

En el territorio ocupado por la hoja tan sólo se desarrolla el nivel situado a +45-40 m sobre el cauce actual del Cidacos. Se trata de dos depósitos, localizados en Barasoain-Garinoain a unos hectómetros al Norte de dichas poblaciones.

Litológicamente están constituidas por un elevado porcentaje de calizas con foraminíferos y areniscas, además de cantos de cuarcita y cuarzo no superando el centil de 20 cm. El techo de las gravas aparece localmente encostrado, reconociéndose estructuras internas que reflejan un carácter braided para la génesis de estos depósitos.

La potencia oscila entre 2 y 3 m y su edad se enmarca en el amplio contexto de un Pleistoceno indiferenciado sin más precisiones.

4.2.3.4. Limo-arcillas y arenas. Conos de deyeccion (c). Fluvial. Holoceno.

Sólamete se ha detectado un depósito de este tipo, que recubre el fondo de valle del río Leoz, al N de Orisoain. Su extensión es reducida y la potencia menor del metro.

La génesis de esta formación superficial se asocia a transporte acúeo con sedimentación en zonas llanas o deprimidas. Se ha datado como Holoceno, subactual y actual.

4.2.3.5. Cantos y gravas. Limo-arcillas y arenas. Fondos de valle y vaguada (c). Fluvial. Holoceno

Son rellenos de barrancos, por aportes fluviales longitudinales, de ladera y posiblemente eólicos, que se localizan por todo el territorio de la hoja, según directrices principales NE-SO y NO-SE.

El valle más representativo es el del río Leoz, estando bien desarrollados, entre otros, los del Arroyo y Barranco de Mairaga, Barranco Basaux y arroyo de Olcozarana.

Es difícil la estimación de la potencia de los rellenos, si bien no debe superar los 2 m.

Se consideran depósitos holocenos, subactuales y actuales.

4.2.3.6. Cantos y gravas. Limos-arcillas y arenas. Llanura de inundación del río Cidacos (c). Fluvial. Holoceno

La llanura de inundación del río Cidacos a su paso por la hoja de Barasoain presenta una reducida anchura, que raramente supera los 250 m.

La litología consta de cantos calcáreos y areniscosos y más esporádicamente de cuarzo y cuarcita empastados en una matriz limo-arcillosa o arenosa.

4.2.3.7. Limo-arcillas y arenas. Depositos endorreicos (d). Lacustre/endorreico. Holoceno

Tan sólo se ha señalado un área deprimida de carácter semiendorreico, situada en el cuadrante NO de la hoja (Malcalar).

Se trata de una cubeta, mal desarrollada, ocupada por limo-arcillas y arenas subordinadas.

Se data como Holoceno, subactual y actual.

4.2.3.8. Bloques, cantos y gravas. Limo-arcillas y arenas. Glacis (e). Poligenico. Pleistoceno indiferenciado

Se trata de un único nivel de extensión kilométrica de territorio, en el sector de El Carrascal-Oricin-Oloriz y hectométricos en el de Mendivil-Barasoain-Sansomain.

Su génesis se liga al resultado de la acción erosiva y el transporte por aguas de arroyada, acompañado del acarreo de los materiales procedentes de los relieves de Peña de Unzué y Peña del Abrigo, El Boyeral, Cerros de Santa Cruz, San Pelayo y Altos de Muruzar.

En el primer sector (El Carrascal-Oricin-Oloriz) la litología del depósito está constituida por cantos y gravas calcáreas con modas de unos 10-15 cm y bloques dispersos con centiles que rozan el metro de diámetro, todos ellos incluidos en una matriz limo-arcillosa y arenosa. Localmente se observan cantos cementados. La potencia observada oscila entre 10 metros en la carretera de Bariaín y su desvío a Unzué; 5 metros en la antigua cantera de gravas situada al SO de Unzué, en las inmediaciones de la autopista y 2-3 metros junto a la Ermita de San Gregorio, en el entorno de Oricin.

En el segundo sector (Mendivil-Barasoain-Sansomain) el aspecto litológico está dominado por cantos de arenisca de hasta 20 cm, con modas entre 5 y 10 cm y abundante matriz limo-arcillosa. Las potencias oscilan entre 1 y 3 metros.

Todos los depósitos descritos, si bien presentan una composición litológica diferente según su procedencia se han considerado coetáneos en el tiempo, y sustitutivos de un único nivel, debido a su posición topográfica y sobre todo a su disposición con respecto al nivel de terraza (+45-40) del río Cidacos, en Barasoain-Garinoain, respecto a la cual se consideran relativamente sincrónicos, si bien cabe pensar en una ligera antigüedad de los glaciares con respecto a las terrazas.

Se consideran, por tanto de edad Pleistoceno indiferenciado, sin más precisiones.

4.3. EVOLUCION DINAMICA

El rasgo geomorfológico más antiguo existente en la región, lo constituye una superficie erosiva, en la actualidad muy degradada y deformada, que debió originarse por procesos de glaciplanación entre finales del Mioceno y antes del Cuaternario. La Depresión del Ebro cambió su régimen endorreico a exorreico posiblemente al final del Plioceno y el río Ebro, nivel de base regional, discurrió por sobreimposición sobre la superficie citada.

Por otra parte, la continua actividad del Cidacos, su tributario Leoz y resto de cauces tributarios, trajo consigo la disección de la región, generando diferentes tipos de modelados estructurales (cuestas y hog-backs) mientras que las etapas de agradación e incisión dieron lugar a las terrazas colgadas del Cidacos, cuyo encajamiento en el territorio investigado es de unos 40-45 metros.

La alternancia de las etapas citadas obedece sin duda a causas básicamente climáticas.

En relación con los procesos de agradación y de incisión ligados a la red fluvial en la hoja, se reconoce el nivel de glaciares de El Carrascal y Mendivil, que indica una génesis en un medio cuaternario semiárido.

Ya en épocas holocenas se reconocen alternancias de etapas acumulativas y de incisión en los depósitos de las laderas y valles de fondo plano, que obedecen a cambios climáticos y/o a la acción antrópica.

Finalmente, bajo las circunstancias climáticas actuales que señalan un medio morfoclimático semiárido, los procesos dominantes son los de la erosión hídrica, a los que acompañan en menor intensidad los de meteorización mecánica y química, movimiento de masas y erosión eólica.

4.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

El río Cidacos, principal arteria fluvial de la hoja, posee en la actualidad una moderada capacidad de transporte por arrastre de la carga de fondo.

La vega actual está constituida fundamentalmente por su llanura de inundación y localmente por la terraza +45-40.

En la actualidad, existe, sin embargo, un claro predominio de los procesos de erosión sobre los de acumulación: la incisión lineal, conlleva el ahondamiento de los cauces y la pérdida de cobertera de suelo.

Las actividades antrópicas (deforestación, sobrepastoreo, labores agrícolas e industriales) podrían acentuar en el futuro la actividad erosiva regional, con imprevisibles consecuencias.

Sin embargo, una adecuada política de conservación del entorno territorial reduciría sensiblemente e incluso minimizaría estos efectos.

5. HISTORIA GEOLOGICA

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

Aunque en esta hoja no afloran materiales paleozoicos las observaciones realizadas en la región demuestran que se ha depositado, constituyendo el substrato de los sedimentos posteriores. El vestigio más cercano de rocas del paleozoico se encuentra en el diapiro de Estella, en la zona perteneciente a la hoja de Allo, donde flotan entre el Keuper bloques de granitos, rocas metamórficas, y cuarcitas y pizarras paleozoicas.

Tras la etapa tectogenética hercínica, una etapa distensiva tardihercínica tiene singular importancia en la posterior evolución paleogeográfica de la región, al marcar zonas de fracturas de directrices fundamentalmente E-W que posteriormente han rejugado durante los tiempos alpinos. El final de esta fase trae consigo la emersión del macizo hercínico y el posterior desmantelamiento erosivo del mismo, permitiendo la sedimentación de potentes series clásticas durante el Pérmico superior y Trías inferior, principalmente en las áreas deprimidas del zócalo.

No afloran en esta hoja depósitos correspondientes al Triásico y Jurásico. Los más próximos se encuentran en las hojas situadas al N y NE de la de Artajona. Por tanto, para la breve descripción de esta etapa nos apoyaremos en lo descrito en dichas memorias.

El Muschelkalk en la zona de Estella se presenta en facies de plataforma marina somera bajo influjo de mareas, y abre paso a la facies Keuper, depositada en medios transicionales restringidos del tipo sebka litoral. En el Keuper se emplazan importantes masas de rocas volcánicas básicas de tipo ofítico.

Durante el Jurásico, la sedimentación tuvo lugar dentro de una extensa plataforma carbonatada. La unidad basal, de edad Rethiense-Sinemuriense inferior, corresponde a una secuencia transgresiva en el ámbito de dicha plataforma. A techo de esta unidad se establece ya un régimen marino somero francamente abierto.

El máximo transgresivo del Jurásico se alcanza con los depósitos margosos del Lias Superior, depositados en una plataforma externa relativamente profunda.

A comienzos del Dogger se inicia una secuencia regresiva con disminución de la batimetría y señales de mayor proximidad dentro de plataforma.

A finales del Dogger debió producirse un rejuvenecimiento de los relieves emergidos que tuvo por consecuencia el progresivo aumento de aportes terrígenos durante el Malm.

No existe constancia en estas zonas de sedimentos correspondientes al Jurásico más alto y Cretácico inferior en facies Purbeck y Weald, lo cual es probablemente consecuencia del funcionamiento como umbral de la zona durante esta época, tal vez debido, como adelanta KING (1967) a una precoz actividad diapírica.

En el Albiense ocurre una nueva pulsación tectónica de tipo epirogenético, correspondiente a la fase austrica, originando el rejuvenecimiento de los relieves emergidos y por consiguiente el aumento de aportes terrígenos hacia el interior de la cuenca. La sedimentación en esta área tiene lugar en medios de plataforma externa con una alta contaminación detrítica.

Durante el Cretácico superior se diferencian dos grandes ciclos sedimentarios separados por una discontinuidad de orden mayor que ocupa el Turoniense superior Coniaciense inferior.

El ciclo Cenomaniense-Turoniense presenta importantes hiatos sedimentarios durante el Turoniense inferior, y su sedimentación viene caracterizada por facies muy distales de margas y margas calcáreas a veces nodulosas (Flysch de bolas) con abundante fauna planctónica que corresponde a medios profundos de cuenca.

Por encima de la discontinuidad Turoniense-Coniaciense se desarrolla el segundo ciclo Coniaciense-Maastrichtiense. En su mayor parte está caracterizado por facies de margocalizas nodulosas mostrando hacia el techo facies terrígenas. La abundante microfauna es fundamentalmente planctónica mostrando hacia el techo un considerable aumento de los Foraminíferos bentónicos. La evolución ambiental corresponde durante el Coniaciense-Santoniense superior y gran parte del Campaniense a

depositos de plataforma externa si bien puede apreciarse durante el Santoniense superior un leve impulso regresivo correspondiente a depósitos de plataforma externa próxima.

En el tránsito Santoniense-Campaniense concluye el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya, a la vez que se produce la elevación del Macizo del Ebro que estaría situado al S de la zona de estudio con el consiguiente aumento de aportes detríticos en la cuenca. Este periodo regresivo ocupa el Campaniense superior y Maastrichtiense con depositos de plataforma interna, con una gran contaminación terrígena en un ambiente sometido probablemente a la acción de las mareas.

Por encima del Maastrichtiense se situa una nueva discontinuidad que constituye la base del siguiente ciclo.

El ciclo Paleoceno tiene características regresivo-transgresivas y está representado en su base de tipo intermedio entre el Garumniense típico y el Paleoceno marino, para terminar con niveles marinos que nos indican un ambiente restringido (calizas de algas del Montiense-Thanetiense).

Durante este periodo existen nuevas pulsaciones tectónicas que se traducen en hiatos locales, que son las causantes de la falta de afloramientos del tránsito Paleoceno-Eoceno.

El Luteciense descansa sobre una importante discontinuidad. En esta época se desarrollan facies de alta energía de barras bioclásticas.

Posteriormente la secuencia se va haciendo más detrítica en la plataforma. Se establece una cuenca con el depósito uniforme de las Margas de Pamplona.

Al final del Eoceno se inicia una etapa compresiva correspondiente a la fase pirenaica. Esta origina discordancias locales, al mismo tiempo que se produce una pérdida de la profundidad en la cuenca, se inician las estructuras con direcciones pirenaicas, a la vez que se va restringiendo la cuenca marina progresivamente hasta que se establece un régimen lacustre.

A partir de este momento se inician una serie de procesos geológicos que va a dar lugar a la formación de cinco Ciclos de carácter Tectosedimentario que van a tener un gran desarrollo en la zona considerada.

En términos generales se puede afirmar que las unidades detríticas, características del borde de la cuenca se van situando progresivamente más al Sur en cada proceso, respecto a la situación que ocupaban sus equivalentes detríticas del proceso anterior.

Durante el 2º y 3er. Ciclo las facies detríticas de borde se distribuyen a lo largo del borde N de las hojas 1:50.000 de Allo y Tafalla, y la zona E de la de Sangüesa; las facies lacustres ocuparían el resto de las tres hojas mencionadas y se extenderían por toda la superficie de la de Peralta. Por los datos obtenidos de las columnas estratigráficas se observa que las facies lacustres evaporíticas ocuparían el sector occidental de la cuenca, mientras que las carbonatadas estarían situadas en el sector oriental (hoja de Sangüesa).

Durante el 4º Ciclo las unidades detríticas cubren discordantemente las facies lacustres del proceso anterior, previamente plegadas, en la mayor parte de las hojas de Allo, Tafalla y Sangüesa, mientras que en un sentido amplio las facies lacustres de este ciclo se apoyan mediante paraconformidad sobre sus equivalentes del proceso anterior, en las zonas de Peralta y Sur de la hoja de Allo.

Por último los materiales detríticos del 5º Ciclo ocuparían la mayor parte de la zona estudiada, ocupando sus equivalentes lacustres únicamente el sector SO de la hoja de Peralta. Este último proceso tuvo lugar como resultado de la Fase Neocastellana, que es el último de carácter compresivo en la región.

En zonas próximas durante el Mioceno superior Plioceno se produce una fase distensiva que origina una serie de fosas rellenas posteriormente por sedimentos. Más tarde se produce el encajamiento de la red fluvial con depósitos de terrazas y sistemas de Glacis.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

6.1.1. Arcillas

Las arcillas existentes en la Hoja de Barasoain se localizan en niveles arcillosos del Terciario continental, el que presenta una mayor extensión de afloramiento y, lógicamente, un mayor número de indicios y canteras de toda Navarra. Actualmente están cuatro en activo, de las que una de ellas (Cerámica Lerga-Posilum) se encuentra en las proximidades de Barasoain (Cuadro 1).

Estas formaciones arcillosas se caracterizan por sus colores rojizos, así como por morfologías tabulares, estando relacionadas con distintos sistemas deposicionales.

6.1.1.1. Potencial minero

Las arcillas del Terciario continental, muestran las mejores condiciones para su utilización, pues a su facilidad de extracción, propiciada por su morfología tabular o pseudotabular, unen una composición más adecuada: illita (50-60%), y en menor grado, clorita (5-10%), lo que favorece la elaboración de productos de construcción (ladrillos y tejas).

Ultimamente se observa una tendencia regresiva en cuanto a la producción de arcillas en toda la Comunidad, con una importante disminución del número de explotaciones en activo. Esto es debido, en parte, a la tendencia global del mercado y a causas puramente competitivas con industrias ajenas, en algunos casos por falta de modernización de las instalaciones.

6.1.2. Arenas y areniscas

Ambas sustancias se han agrupado dentro del mismo apartado, ya que su separación, que es función del grado de compactación, puede llegar a ser complicada.

Los materiales arenosos y areniscosos tienen una importante superficie de afloramiento en la Comunidad. En la Hoja de Barasoain estos materiales son

terciarios, localizándose dos explotaciones, actualmente paradas, en las proximidades de Oloriz y Artariain (Cuadro 2).

Se trata de arenas y areniscas de tonos ocres, cuya composición y textura resulta muy variable, empleándose en el sector de la construcción, sobre todo en la elaboración de áridos de trituración.

6.1.2.1. Potencial minero

Las arenas y areniscas terciarias presentan como principales ventajas para su explotación, su fácil extracción y su disposición tabular. El único inconveniente es el determinado por su carácter alternante con niveles arcillosos.

El interés por sustancias de este tipo se encuentra en clara recesión, debido en buena medida a la sustitución de las arenas y areniscas por otro tipo de sustancias como materiales de construcción.

6.1.3. Caliza

Esta sustancia es la que presenta un mayor número de explotaciones activas en Navarra, siendo la sustancia que aparece en una mayor cantidad de ambientes geográficos y geológicos.

Los materiales calizos presentes en la Hoja se encuentran en materiales terciarios, existiendo una explotación, actualmente abandonada, en las proximidades de Unzué (Cuadro 3).

En estas calizas predominan los niveles bioclásticos blancos y grisáceos, que muestran una intensa carstificación y fracturación, si bien también se observan texturas micríticas de tonos cremas.

Estas se utilizan como materia prima de áridos de trituración o en la elaboración de hormigón.

6.1.3.1. Potencial minero

La explotación de calizas presenta inconvenientes para su explotación respecto a otras sustancias calcáreas como son las gravas cuaternarias.

Sin embargo, los materiales calizos tienen como ventaja su amplia representación superficial y volumétrica, lo que permite asegurar el abastecimiento de estos materiales al sector de obras públicas, actualmente con gran actividad en Navarra.

6.1.4. Yeso

En Navarra existen varias formaciones geológicas que contiene yesos. En la Hoja de Barasoain se encuentran en la Fm. Areniscas de Mués, de edad estampiense, formada por areniscas, limolitas y niveles de yeso de escaso espesor.

Los indicios de yeso de esta hoja se encuentran en las proximidades de Unzue, actualmente abandonada su explotación (Cuadro 4).

6.1.4.1. Potencial minero

En Navarra, la existencia de formaciones yesíferas de buena calidad y extensas superficie de afloramiento, asegura importantes reservas que cubran en el futuro las necesidades relativas al empleo de esta sustancia.

Los yesos existentes en esta Hoja, sin embargo, carecen de interés, tanto por su extensión como por las intercalaciones arcillosas que presentan.

6.2. HIDROGEOLOGIA

6.2.1. Introduccion

La Hidrogeología de la zona es bastante conocida gracias a los estudios que ha realizado el Gobierno de la Comunidad Foral de Navarra. Entre estos el Proyecto Hidrogeológico de Navarra, que desarrollado en dos fases entre 1975 y 1983, permitió definir las unidades hidrogeológicas y los acuíferos principales de Navarra, así como sus características.

Posteriormente se han realizado otros estudios con objetivos específicos, que han comprendido todas las unidades existentes en la Hoja y que proporcionan por tanto un buen conocimiento de las condiciones hidrogeológicas, así como de sus posibilidades.

En el mencionado Proyecto Hidrogeológico de Navarra, se definieron 11 unidades hidrogeológicas de las que en la Hoja 1:50.000 de Tafalla se encuentran 3. Son las siguientes.

-Unidad Sur, que ocupa prácticamente toda la mitad Sur de Navarra y por tanto la mayor parte de la extensión de la Hoja.

-Unidad hidrogeológica del Aluvial del Ebro y afluentes, desarrollada a partir de la red fluvial instalada sobre los materiales de la unidad anterior.

-Unidad Hidrogeológica de Alaiz, al N de la Hoja 1:25.000 de Barasoain, entre esta y la de Pamplona y que comprende la Sierra del mismo nombre.

La hoja 1:50.000 de Tafalla está atravesada de Norte a Sur por los ríos Arga en la parte occidental y por el río Cidacos, afluentes del río Aragón. Toda ella está comprendida en la cuenca hidrográfica de este río.

La pluviometría media anual oscila entre menos de 500 mm al sur de Tafalla y los 1000 mm en la Sierra de Alaiz, al norte de la Hoja.

El clima es de tipo continental, con variaciones térmicas importantes. Las temperaturas media se sitúan entre 12 y 13°C, con medias máximas y mínimas de 21, 22°C (Julio) y 4,5°C (Enero).

6.2.2. Unidad hidrogeológica sur

La mayor parte de la extensión de la hoja 1:50.000 de Tafalla está ocupada por la denominada unidad hidrogeológica Sur, formada por materiales del Terciario Continental de la Depresión del Ebro.

Su litología es compleja debido a las condiciones en que se han depositado sus materiales, con cambios de facies de unos a otros y su estructura bastante tranquila.

En líneas generales, y atendiendo a criterios litológicos los materiales se pueden agrupar en los tres grupos siguientes:

-Formados por las facies detríticas de borde e intermedias, conglomerados, areniscas, limos y arcillas.

-Facies evaporíticas formadas por margas yesíferas, yesos e incluso sal.

-Facies carbonatadas, integradas por margas y arcillas calcáreas y calizas.

Desde un punto de vista hidrogeológico, los únicos que presentan algún interés son los de las facies detríticas y los materiales de alteración. Los otros, por su escasa permeabilidad y por la mala calidad química de las aguas, prácticamente se pueden desestimar, ya que raramente se pueden utilizar para satisfacer demandas. En cualquier caso, la mayor parte de los materiales incluidos los detríticos, se comportan como prácticamente impermeables.

En las facies detríticas, los conglomerados y las areniscas constituyen los acuíferos. Los constituidos por conglomerados, por lo general muy cementados, pueden alcanzar espesores de hasta 200 m. Las areniscas, más o menos consolidadas, están en alternancia con arcillas y pueden corresponder a paleocanales, normalmente de espesores comprendidos entre 0.5 y 3 m aunque a veces pueden sobrepasar los 15 m.

Ambas formaciones pueden permitir una circulación de agua en la zona próxima a la superficie, donde pueden estar más descalcificados. En zonas profundas, se presentan cementados y con poca porosidad, por lo que el agua circula a través de las escasas fisuras que lo permiten.

Los acuíferos formados, lo mismo que los constituidos por materiales de alteración, están localizados; su distribución es irregular, su extensión pequeña, su permeabilidad baja y suelen estar desconectados entre si, o conectados a través de acuitardos.

Por lo general, se trata de acuíferos libres y confinados, cuya recarga se realiza por infiltración del agua de lluvia sobre los afloramientos y cuya descarga se origina por

manantiales dispersos y por un flujo subterráneo hacia los ríos y arroyos a través de los cuaternarios asociados a los mismos.

Los manantiales existentes tienen caudales irregulares con medias muy bajas, (inferiores a 1-2 l/s, con caudales máximos de más de 5 l/s) y muchos se secan en los estiajes prolongados. En general estas surgencias drenan los niveles de conglomerados y areniscas y los materiales de alteración existentes en la zona. Algunos de estos manantiales se aprovechan para el abastecimiento de los pequeños núcleos de población, puesto que aunque sus caudales son escasos, a menudo son los únicos disponibles. Otros manantiales se utilizan para abrevaderos de ganado y otros no se usan.

Los pozos son normalmente excavados, su profundidad raramente supera los 10 m y los caudales que proporcionan son también escasos, con agotamientos rápidos y recuperaciones muy lentas. Se localizan normalmente cerca de los núcleos urbanos y en su mayor parte no se utilizan; los que si se usan lo suelen ser para el riego de pequeñas huertas y para complementar los abastecimientos. Los sondeos existentes son también muy escasos, así como sus caudales muy bajos, por lo que normalmente no se utilizan.

En un sondeo realizado en las proximidades de Orisoain (hoja de Barasoain), en la unidad geológica de Artajona-Olite, en las areniscas, limolitas y arcillas con alguna intercalación de conglomerados, del Mioceno inferior medio, de 186 m de profundidad, se han obtenido caudales del orden de 3 l/s, que en la zona son muy importantes para el abastecimiento de pequeñas poblaciones. El agua se ha encontrado en los contactos de las areniscas y conglomerados con arcillas y dentro de aquellas formaciones. En el Anexo nº 1 se incluye información de este sondeo.

En otro sondeo realizado en las inmediaciones de San Martín de Unx (hoja de Tafalla), al NE de la población, en la unidad geológica de Gallipienzo-Leoz, formada por capas extensas y potentes de areniscas, limolitas y arcillas, localmente margas, del Oligoceno superior-Mioceno inferior, de 150 m de profundidad, el escaso caudal de agua obtenido, del orden de 0.25 l/s, con descensos superiores a 100 m y tiempos de recuperación de más de 24 h aconsejaron su no aprovechamiento. En el mismo anexo nº 1, se incluye también información del mismo.

Las aguas subterráneas de las facies detríticas suelen ser de dureza media y mineralización notable. Por su composición iónica son casi siempre bicarbonatadas y en algún caso, bicarbonatadas sulfatadas, cálcicas. Desde el punto de vista de aptitud para el riego pertenecen a las clases C2 S1 o bien a la C3 S1.

6.2.3. Unidad del aluvial del Ebro y afluentes

Está representada por los aluviales de los ríos Arga y Cidacos. En este último río adquieren solamente un desarrollo importante en el área de Tafalla y al sur de la misma.

Sus materiales son gravas, arenas, limos y arcillas, depositados de forma irregular y con frecuentes cambios de facies entre sí, aunque de manera general, predominan los materiales gruesos en el fondo, mientras que en superficie son más frecuentes los finos. Los espesores máximos de aluvial encontrados en perforaciones, o medidos por medios geofísicos, no superan los 20 m en el río Arga y los 17 en el Cidacos.

Según los estudios geofísicos realizados en el Proyecto Hidrogeológico, los perfiles geoelectrónicos realizados en el río Cidacos presentan los valores de resistividad más bajos de todos los medidos en los aluviales de los ríos importantes, lo que indica un mayor predominio de finos.

Los materiales encajantes, que forman la base de los acuíferos de esta unidad, son siempre los materiales terciarios de la unidad Sur, en este caso las facies detríticas y evaporíticas del Oligoceno-Mioceno.

Los materiales aluviales constituyen acuíferos libres, permeables por porosidad, conectados con el río o colgados cuando corresponden a las terrazas altas. En el primer caso, los niveles piezométricos están íntimamente ligados al río y los más altos y mínimos están relacionados con estos, correspondiendo en general a invierno - primavera los primeros y al final del estiaje los segundos. En las terrazas colgadas los niveles pueden estar asociados a riegos y en este caso estar invertidos respecto a los anteriores.

Las transmisividades de los acuíferos de la llanura de inundación, según el Proyecto Hidrogeológico están comprendidas entre 100 y 500 m²/día para el Arga y entre 10 y

300 m²/día para el Cidacos. Las porosidades están comprendidas entre el 10 y el 30 %.

La recarga de estos acuíferos se realiza a partir de la infiltración del agua de lluvia, de la que procede de los excedentes de riego, de la escorrentía superficial y subterránea de los materiales del terciario del entorno y de las crecidas y desbordamientos de los ríos. La descarga se realiza a través del drenaje de los ríos y del bombeo de los pozos. Las terrazas colgadas drenan también por manantiales, que aunque presentan oscilaciones grandes de caudal, estos normalmente están comprendidos entre 1 y 10 l/s.

Los pozos suelen ser excavados, existiendo también algún sondeo. Según el inventario realizado sus caudales máximos son de 70 l/s para el Arga y de 55 l/s para el Cidacos, con valores medios de 24 y 13 l/s, respectivamente.

En el Proyecto Hidrogeológico los valores que se citan para los recursos de la totalidad del aluvial de ambos ríos, por los dos primeros factores, que son los que se consideran más significativos, son los siguientes:

Estos recursos están también muy relacionados con los de las aguas superficiales de los ríos, puesto que existe una estrecha conexión hidráulica entre los acuíferos aluviales y los mismos. Además de las relaciones piezométricas, ya mencionadas, en los bombeos realizados se reflejan los efectos de la recarga inducida a partir de éstos. El sistema funciona normalmente con ríos efluentes, que drenan los acuíferos y que se convierten en influentes en los momentos de las crecidas. En general las recargas y descargas máximas tienen lugar entre Febrero y Mayo las primeras y entre Agosto y Octubre las segundas.

En cuanto a sus características químicas las aguas subterráneas del aluvial del Arga son de mineralización notable y muy fuerte, normalmente duras aunque también pueden ser extremadamente duras y de dureza media y por sus facies químicas suelen ser bicarbonatadas cloruradas, en algún caso también sulfatadas sodico cálcicas. Las del aluvial del Cidacos son de mineralización notable y duras y sus facies son en general bicarbonatadas sulfatadas cálcicas y sodico cálcicas. Desde el punto de vista de aptitud para el riego las de ambos aluviales son en general de la clase C3 S1.

6.2.4. Unidad hidrogeológica de Alaiz

La unidad hidrogeológica de Alaiz, ocupa la sierra del mismo nombre, al sur de la cuenca de Pamplona. Se extiende entre las Hojas 1:50.000 de Tafalla y la del norte, Pamplona.

Está formada por calizas, dolomías, calcarenitas y margas del Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno, que forman un acuífero único, que se caracteriza por tener los niveles piezométricos muy profundos y por la ausencia de manantiales en los bordes.

Este acuífero, libre en la zona de la Sierra, se prolonga por debajo de las Margas de Pamplona donde se comporta como confinado. Los límites del acuífero profundo están totalmente condicionados por características litológicas, cambios laterales de facies, por el norte y estructurales por el este, oeste y sur.

Este acuífero profundo es muy permeable en zonas de fracturación, por lo que los paquetes carbonatados deben estar compartimentados, con masas muy poco permeables y áreas fracturadas por las que circula el agua.

El funcionamiento del acuífero no es bien conocido. La alimentación se debe producir por lo menos por infiltración del agua de lluvia de la zona y es elevada en relación a la precipitación, mientras que la descarga no se sabe bien como se produce, puesto que no existen bombeos ni manantiales conocidos. Por cotas de los niveles piezométricos cabría pensar solamente en una circulación y descarga en el Ebro y afluentes, en áreas alejadas del Sur de Navarra, sino fuera por que geologicamente esta circulación es muy difícil que se produzca.

La infiltración sobre las calizas de la Sierra, con una superficie de 35 km² y una pluviometría media de 34 hm³/año, fué estimada en el Proyecto Hidrogeológico en unos 10 hm³/año.

En estos momentos el aprovechamiento hídrico de la Unidad de Alaiz es nulo y se utiliza el acuífero confinado como almacén, para la evacuación de residuos de salmuera procedentes de Potasas.

6.3. CARACTERÍSTICAS GEOTECNICAS GENERALES

En la hoja de Barasoain pueden diferenciarse, atendiendo a los aspectos litológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos de los materiales que la constituyen, tres áreas de comportamiento geotécnico diferente. Estas a su vez se han subdividido en zonas que engloban distintas unidades cartográficas del mapa geológico. En Barasoain no afloran materiales yesíferos pertenecientes al Area I.

AREA II:

Comprende los depósitos terciarios con predominio de facies detríticas y margosas que no constituyen relieves de importancia. En este grupo se han incluido un tramo de arenas y areniscas con niveles dolomíticos del Cretácico superior. Dentro de éste área se han distinguido las siguientes zonas.

ZONA II1: A ella pertenece la unidad cartográfica 364 (Conglomerados de Olleta).

Está constituida por bancos de conglomerados y areniscas con intercalaciones de limolitas, con disposición subhorizontal.

Es una formación ripable, con drenaje superficial y profundo deficiente y desmontes inestables.

No se han realizado ensayos de laboratorio de estos materiales.

ZONA II2: A ella pertenecen las unidades cartográficas 186 (Arenas del Maastrichtiense), 307 (Areniscas de Mues), 317 (Areniscas de la unidad de Mendigorria), 359 (Areniscas de Leoz) y 398 (Areniscas de Artajona).

Están constituidas por una alternancia de capas de areniscas, limolitas y arcillas, en disposición subvertical las cuatro primeras y con buzamientos (comprendidos entre 30°) a subhorizontal, las dos últimas.

Son formaciones ripables, con drenaje superficial y profundo deficiente. Los desmontes son inestables, con riegos de desprendimientos de bloques, debido a la erosión diferencial de los distintos materiales.

Los ensayos realizados han dado los siguientes resultados:

a) Ensayos de indentificación

	Tz 200%	LL	IP	CASAG	W	DEN- SEC.	CO ₃	SO ₃	MAT. ORG.
Limos y margas limosas alteradas	82	33	17	CL	16	2	38	2	INAP
Areniscas y margas duras (fr. fina)	90	32	16	CL	6.6	2.39	39.5	INAP	INAP
Areniscas y margas duras (fr. dura)					4.5	2.4	50	INAP	INAP

b) Ensayos de resistencia y deformabilidad

	Qulab	CBR	RQD	Modulo E	C. Poisson	Ang. Rozam.	Cohesión	Qu. Macizo
Limos y margas limosas alteradas	2.69	3		162.5	0.3	25	0.8	2
Areniscas y margas duras (fr. fina)	101							
Areniscas y margas duras (fr. dura)	367		69	13.900	0.3	30	0.1	30.56

c) Ensayos de compactación e hinchamiento

	Densidad proctor	Humedad proctor	Hinchamiento lambe
Limos y margas limosas alteradas	1.85	13.2	0.69

ZONAS II3: A ella pertenecen las unidades cartográficas 189, 309, 324 y 365.

Estan constituidas por limolitas, margas y arcillas con capas de areniscas. Los materiales de las unidades 189, 309 y 324 se encuentran en disposición subvertical, mientras que los de la unidad 365 presentan desde posiciones subverticales a subhorizontales.

Son formaciones ripables, con drenaje superficial muy deficientes con riesgos de encharcamiento. Los desmontes son inestables, por la elevada erosionabilidad de los materiales.

Los ensayos realizados han dado los siguientes resultados:

a) Ensayos de identificación

	Tz 200%	LL	IP	CASAG	W	DEN. SEC.	CO ₃	SO ₃	MAT. ORG.
Margas rojas alteradas	95	43	26	CL	13.5	1.95	43	INAP	INAP
Margas rojas sanas					6.9	2.25	27.5	INAP	INAP
Margas y arenas arcillosas	79	30	12	CL-ML			42	INAP	INAP
Margas calcáreas					5.5	2.42	46	INAP	INAP

b) Ensayos de Resistencia y deformabilidad

	Qulab	CBR	RQD	Modulo E	C. Poisson	Ang. Rozam.	Cohesión	Qu. Macizo
Margas rojas alteradas	2.4	1.7		200	0.3	0°	26	22
Margas rojas sanas	115		55	4.000	0.3	11.5	22	15
Margas y arenas arcillosas		5.5		100		26		
Margas calcáreas		3.7	35	5.000	0.3	30	6	

c) Ensayos de compactación e hinchamiento

	Densidad proctor	Humedad proctor
Margas rojas alteradas	1.7	16.5
Margas y arenas arcillosas	1.80	12.5

ZONA II4: A ella pertenece la unidad cartográfica 201.

Está constituida por limos y arcillas con niveles de areniscas y calizas. Estos materiales se encuentran en disposición subvertical.

Es una formación ripable, con drenaje superficial deficiente, pudiendo presentar riesgos de encharcamiento. Los desmontes son inestables por la elevada erosionabilidad de los materiales.

En estos materiales no se han realizado ensayos, pero en otros del mismo grupo se han obtenido los siguientes resultados:

a) Ensayos de identificación

	Tz 200%	LL	IP	CASAG	W	DEN. SEC.	CO ₃	SO ₃	MAT. ORG.
Margas y areniscas alteradas	86	33	17	CL	13.7	-	36	INAP	INAP
Altern. margas y areniscas (margas)					6.3	2.39	43	1.5	INAP
Altern. margas y areniscas (areniscas)					4.5	2.35	42	INAP	INAP
Margas calcáreas					5.5	2.42	46	INAP	INAP

b) Ensayos de Resistencia y deformabilidad

	Qulab	CBR	RQD	Modulo E	C. Poisson	Ang. Rozam.	Cohesión	Qu. Macizo
Margas y areniscas alteradas	2.75	45	78	11855	0.25	28.75	-	2.1
Altern. de margas y areniscas (negras)								
Altern. margas y areniscas (areniscas)	156		76	29170	0.2	30	20	37.7

c) Ensayos de compactación e hinchamiento

	Densidad proctor	Humedad Proctor	Hinchamiento Lambe
Margas y areniscas alteradas	1.84	14.4	0.55
Altern. margas y areniscas (margas)			
Altern. margas y areniscas (areniscas)			

AREA III:

Comprende los depósitos cuaternarios con predominio de materiales detríticos gruesos (cantos y bloques con matriz limosa y arcillosa). Dentro de este área se han distinguido las siguientes zonas:

ZONA III1: A ella pertenecen las unidades cartográficas 505,506, 507, 508 y 536 (Terrazas del río Arga y Cidacos) 512 (Glacis). Están constituidas por cantos y gravas con matriz limo-arcillosa y arenas.

Son formaciones ripables, aptas para la obtención de gravas y préstamos. Los taludes se mantienen prácticamente verticales. En general son materiales permeables, donde el drenaje se efectúa por filtración.

No se han realizado ensayos de laboratorio de estos materiales.

ZONA III2: A ella pertenecen las unidades cartográficas 543 (coluviones) y 527 (Fondos de valle).

Están constituidas por materiales limos-arcillosos y arenas con cantos. Son depósitos por lo general poco potentes.

La ripabilidad de estos depósitos es alta y su permeabilidad de media a alta, no presentando problemas de drenaje. Los taludes naturales son, por lo general, bajos.

No se han realizado ensayos de laboratorio de estos materiales.

AREA IV:

Está formada por los materiales carbonatados del Eoceno. Dentro de este área se ha distinguido la zona:

ZONA IV1:A ella pertenece la unidad cartográfica 215, formada por una sucesión de bancos gruesos de calizas de aspecto tableado en la parte inferior y masivos a techo. Constituyen los relieves mas elevados de la Sierra de Alaiz.

Es una formación no ripable, apta para la obtención de gravas y préstamos. Los taludes se mantienen practicamente verticales. En general son materiales permeables por fisuración.

No se han realizado ensayos de laboratorio de estos materiales.

7. BIBLIOGRAFIA

ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1946).- "Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro. VI Algunos datos paleontológicos de la región subpirenaica Navarra". Not. y Com. IGME, número 16, pp. 75-87.

ALMELA, A. (1962).- Tectónica yesífera de la Cuenca del Ebro. Tomo V. Comunicaciones, Tema 6, pp. 5-11. Servicio Geológico de Obras Públicas. I Coloquio Internacional sobre las Obras Públicas en los terrenos yesíferos.

BOILLOT, G. (1980).- "De la subduction a la collision: L'exemple des Pyrenées". Bull. B.R.G.M. Sec. 1 núm. 2. pp. 93-101.

BOMBER, B. y RIBA, O. (1965). Deformaciones tectónicas recientes por movimientos de yesos en Villafranca de Navarra". Com. C. 6-3 del Tomo V. 1er. Coloquio Internacional sobre las obras públicas de terrenos yesíferos".

BOMER, B. 1978. Le bassin de l'ebre et ses bordures montagneuses. Etude Géomorphologique. Tesis Doctoral, 3 vol, 602 p. (Inedito).

BRYAN, R. y YAIR, A. 1982.- Perspectives on studies of badland geomorphology (en: Bryan, R. y Yair, A. 1982. Geo Books (Geo Abstracts Ltd.), Norwich.

CARBAYO, A.; CASTIELLA, J.J. y SOLE, J. (1974).- "Memoria explicativa de la hoja núme. 172 (Allo)". Informe inédito. Excma. Diputación de Navarra.

CASTIELLA, J.; SOLE SEDO, J. NIÑEROLA, S. y OTAMENDI, A. (1982).- "Las Aguas subterráneas en Navarra. Proyecto hidrogeológico". Diputación Foral de Navarra. Dirección de Obras Públicas. Servicio Geológico. Pamplona.

CASTIELLA, J., SOLE, J., Y DEL VALLE, J. (1978).- Mapa Geológico de Navarra, E. 1:200.000.

CHOKROUNE, P.; LE PICHON, A.; SEGURET, M. y SIBUET, J.C. (1973). "Bay of Biscay anot Pyrenees". Earth Plant. Sc. Letters. vol. 18, pp. 109-118.

CHOKROUNE, P. y SEGURET, M. (1973).- "Tectonics of the Pyrenees; role of compression and gravity". In Gravity and Tectonics. Ed. John Wiley, pp. 141-156.

CINCUNEGUI, M; MENDIZABAL, J. y VALLE, A. (1943).- "Mapa geológico de España 1.50.000. Explication de la hoja núm. 172 (Allo)". IGME. Madrid.

CIRY, R. (1951).- "L'evolution paleogeographie de l'Espagne septentrionale au Cretacé inferieur". Inst. Geol. Min. Esp. Libro Jubilar, T. 2, pp. 17-51.

CIRY, R. (1951).- "Observation sur le Cretacé de la Navarre espagnole du NordOuest de Pamplonne". C.R.A. Sc. Paris. T. 233, pp. 72-74.

COLOM, G. (1945).- "Estudio preliminar de las microfaunas de Foraminiferos de las margas Eocenas y Oligocenas de Navarra". Est. Geol. núm. 2, pp. 33-84.

CRUSAFONT, M; TRUYOLS, J. y RIBA, O. (1966).- "Contribución al conocimiento de la Estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja". Notas y Comunicaciones del IGME, 90, pp. 53-76.

FEUILLE, P. (1962).- "Le Cretacée moyen en Navarre espagnole". Mem. Cong. Inst. Est. Pirenaicos. P. 12, Pau.

FEUILLE, P. (1963).- "La base de Flysch Sud-Pyrénéen (Navarre Espag.)". C.R. Acad. Sc. T. 256, pp. 2640-2642.

FEUILLEE, P. (1965).- "Contribution a la connaissance des Cretacé moyen du Nord et l'Oyest de la Navarre espagnole". Actes 4^o Congrès Int. Et. Pyren. pp. 48-59.

FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).- "Structures et Paleogeographies pyreneocantabriques". In Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Inst. Fran. Petrol. Vol. 2, pp. 1-48.

GARCIA SINERIZ, J. (1941).- "Investigación sísmica en Puente la Reina-Obanos-Tirapu". Mem. IGME. T, 44, pp. 127-152.

GOBIERNO DE NAVARRA. (1987).- Abastecimiento a la ciudad de Tafalla. Investigación hidrogeológica de la Sierra de Alaiz. CGS.

GOBIERNO DE NAVARRA.- Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la Cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja. Litoestratigrafía, petrología y sedimentología. Vol. I y II.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1950).- "Esquema Geológico del País Vasco en los límites de Guipuzcoa con Navarra". (Seguido de un ensayo de síntesis de la obra de P. Lamare. "Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne"). Munibe, vol. 3, pp. 121-131.

HERNANDEZ, A., RAMIREZ MERINO, J.I. RAMIREZ DEL POZO, J. OLIVE, A. 1987.- Mapa Geológico de España. Ec. 1:50.000. Hoja 173. Tafalla. IGME.

HERNANDEZ, A. RAMIREZ DEL POZO, J. y OLIVE, A., 1987.- Mapa Geológico de España. IGME E. 1:50.000. Hoja 206. Peralta.

IÑIGUEZ, J.; VAL, R.; SANCHEZ., ROMERO, A. y MUNILLA, C. 1984.- Mapa de suelos de Navarra. Escala 1:50.000. Hoja 206. Peralta. Príncipe de Viana. Supl. Ciencias. 3/4, pp 3-42 Pamplona.

ITGE. Dirección de Aguas subterráneas y Geotecnia (1986).- Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en las comunidades autónomas (Reestructuración y síntesis cartográfica de los datos de análisis químicos) Navarra. Ministerio de Industria y Energía. Secretaria de la Energía y Recursos Minerales.

JUARISTI, J.M. 1979.- Terrazas y glaciares en el bajo Valle del Arga. Actas III Reunión Nacional GETC. Zaragoza. Sep. 1977, pp. 161-169.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972),. "Explicación del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares". IGME, pp. 1-113.

KRAUSSE, H.F. (1971).- The tectonical evolution of the western Pyrenées". PIRINEOS NÚM. 111, PP. 69-96.

LAMARE, P. (1936),. "Recherches geologiques dans les Pyreneées basques d'Espagne". mem. Soc. Geol. France, n. 5, mem. 27, Paris.

LEON, L. (1972).- "Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra. Paso al Eoceno". Bol. Geol. y Miner. T. 63, popp. 234-241.

LERANOZ, B. 1990.- El endorreísmo en el S de Navarra. Actas de la I Reunión Nacional de Geomorfología, pp. 289-298. Teruel

LOTZE, F. (1946).- "Elementos estructurales dirigidos al NE, que intervienen en la constitución de los Pirineos occidentales". Publ. extr. sobre Geol. de España". T. III, pp. 301-313.

LLOPIS LLADO, N. (1945).- "Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo". Miscelanea Almela. T. 1, número. 7, pp. 159-186.

MANGIN, J., Ph (1958).- "Observaciones sobre la orogenesis pirenaica durante el periodo nummulítico". Notas y comunicaciones del IGME. núme. 52, pp. 125-132. Madrid.

MATTAUER, M. et SEURET, M. (1971).- "Les relations entre la Chaîne des Pyrenées et le Golfe de Gascogne". In Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. Vol. 4, pp. 1-24. Paris.

MEJIAS, A.F. (1973).- Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Prov. de Huesca y Lérida). Tesis Doctoral Univ. de Granada.

MEJIAS, A.F. (1982).- Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. V Congreso Latinoamericano de Geología Argentina 1982. Actas, vol. I, pp. 185-402.

MENDIZABAL, J. y CINCUNEGUI, m. (1932).- "Nota acerca de la extensión del Oligoceno en Navarra". Notas y comunicaciones del IGME. MADRID.

MENSUA, S. (1960).- "La Navarra Media Oriental. Estudio Geográfico". Inst. "Príncipe de Viana". Dpto. Geol. Aplic. Zaragoza. Ser. Reg. 8, 1986 pag. 40 fig. 25 lám.

MONTARDERT, L. et WINNOCK, E. (1971).- "L'Histoire structurale de Golfe de Gascogne". In Histoire structurale du Golfe de Gascogne". Vol. 16, pp. 1-18.

ORTI, F. et al (1989).- Sedimentología y Diagénesis como criterios de prospección de recursos en el Terciario evaporítico de la Cuenca del Ebro. Dpto. Geoquímica, Petrología y Prospección. Univ. Barcelona. XII Congreso Español de Sedimentología.

PLAZIAT, J.Cl. (1970).- "Le limite crétacé-tertiaire en Alava meridionale (Pays Basque espagnol): Le Regnacien n'y pas l'équivalent continental du Danien". C.R. Somm. Soc. Geol. France. 3 pp. 77-78.

PUIGDEFABREGAS, C. (1972).- "Memoria geológica de la hoja núm. 173 (Tafalla). Informe inédito. Excma. Diputación de Navarra.

PUIGDEFABREGAS, C. (1973).- "Miocene point-bar deposits in the Ebro basin northern Spain". Sedimentology journal of the internacional associations of sedimentologist. Vol. 20, núm. 133-134.

PUIGDEFABREGAS, C. (1975).- "La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca". Monogr. del Inst. de Estud. Pirenaís, núm. 104, 188 pp. Jaca.

RIBA, O. (1955).- "Sur le type de sedimentation du Tertiaire continental de la parte Ouest du Basin de l'Ebro". Geol. Bundeschan. T. 43, núm. 2, pp. 363-371, 1 figs. Stuttgart.

RIBA, O. (1964).- "Estructura sedimentaria del Terciario Continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra". XX Congreso Geográfico Internacional. R. Unido, Julio-Agosto, pp. 127-138.

RIBA, O. y BOMER, B. (1957).- Terrasses et glacis du bassin de l'Ebro dans la Ribera de Navarra et la Baja Rioja". Livr. Guide Exc. núme 3. Villafranchien de Villarroya. INQUA, Congr. Int. Madrid-Barcelona, pp. 7-10.

RIBA, O. y PEREZ MATEOS, J. (1962).- "Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde Norte de la cuenca Terciaria del Ebro (Navarra)". II Reunión del Grupo Español de Sedimentología. Sevilla 161,

RIOS, J.M. (1960).- "Algunas notas especiales de las zonas subpirenaicas y de la cuenca del Ebro". Notas y Comunicaciones del IGME. Madrid.

ROJAS, B.J. de, LA TORRE, F. y FERNANDEZ VARGAS, E.A. (1971).- "Contribución al conocimiento de la última fase de los movimientos Meso-Alpinos en las provincias de Navarra, Zaragoza y Huesca". I Congr. Hispano-Luso americano. Geol. Econ. T. 9, núm. 33, pp. 377-385. Madrid.

RUIZ DE GAONA, M. (1952).- "Notas y datos para la Geología de Navarra". C.S.I.C.

RUIZ DE GAONA, m. (1952).- "Algunos datos geológico-paleontológicos sobre el valle de la Barranca (Navarra)". Actes 1er. Congr. Int. Est. Pyren. pp. 5-14.

RUIZ DE GAONA, M., VILLALTA, J.F. y CRUSAFONT (1946).- El yacimiento de mamíferos de las yeseras de Monteagudo (Navarra). Notas y com. del IGME NÚM. 16, PP. 157-182.

SAAVEDRA, J.L. (1964).- "Microfacies del Secundario y del Terciario de la zona pirenaica española". Mem. IGME. T. 65.

SALVANY, J.M. (1989).- Ciclos y megaciclos evaporíticos en las formaciones Falces y Lerín. Oligoceno-Mioceno inferior de la Cuenca del Ebro. (Navarra-la Rioja). Dpto. Geoquímica, Petrología i Prospecció Geologica Universitat de Barcelona. XII Congreso Español de Sedimentología.

SALVANY, J.M. (1960).- Los sistemas lacustres evaporíticos del sector Navarro-Riojano de la Cuenca del Ebro durante el Oligoceno y Mioceno inferior. Dpto. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona. Acta Geologica Hispanica.

SOLE SABARIS, L. (1954).- "Sobre la estratigrafía de las Bardenas y Límites del Oligoceno y Mioceno en el sector Occidental de la Depresión del Ebro". R. Soc. Est. Hist. Nat. Libro Hom. Hernandez Pacheco, pp. M. 639-656.

SOLE SEDO, J. (1972).- "Formación de Mues: Litofacies y procesos sedimentarios". Tesina de Licenciatura Univ. Central de Barcelona (inédito).

SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).- "Líneas generales de la Geología del Alto Aragon occidental". Rev. Pirineos, núme. 96, p. 5-20.

VALLE, A. del (1932).- "Descubrimiento de la cuenca potásica de Navarra". Notas y Com. del IGME. Madrid.

VALLE, A. del ARACENA, C. (1930).- "Mapa Geológico de España 1.50.000. Explicación de la hoja núme. 173 (Tafalla)". IGME. Madrid.

VALLE, A. del CINCUNEGUI, M.; MENDIZABAL, J. y J.M. ALMELA, A. (1950).- "Mapa Geológico de España 1.50.000. Explicación de la hoja núm. 174 (Sangüesa)". IGME. Madrid.

VALLE, J. del PUIGDEFABREGAS, C. (1978).- "Memoria explicativa de la hoja núm. 141 (Pamplona). MAGNA". IGME. Madrid., pp. 1-23.

VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Contribución al estudio del Cretácico superior de facies Flysch de Navarra". Pirineos 111, pp. 5-20.

VOLTZ, H. (1964).- "Zur Geologie der Pyrenaiden in Nord-westlichen Navarra (Spanien)". Munster Diss. (Inédito).