

MEMORIA DE LA HOJA DE ARRONIZ
(172-I)

INDICE

INDICE

Págs.

0.- INTRODUCCION 1

1.- ESTRATIGRAFIA 5

1.1. MATERIALES DEL DIAPIRO DE ESTELLA 6

**1.1.1. FACIES KEUPER, ARCILLAS ABIGARRADAS, YESOS Y SALES (1),
YESOS Y ARCILLAS (2). OFITAS (3) Y BLOQUES EXOTICOS (4)
6**

1.2. LA SUCESION MARINA DEL CRETACICO Y TERCIARIO INFERIOR 9

**1.2.1. ARENISCAS Y ARENISCAS BIOTURBADAS (6). ALBIENSE
SUPERIOR 9**

**1.2.2. LIMOLITAS Y LUTITAS CON NODULOS FERRUGINOSOS (7). AL-
BIENSE SUPERIOR 10**

**1.2.3. ARCILLAS Y MARGAS ARCILLOSAS CON NODULOS FERRUGI-
NOSOS (8). ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR
11**

1.2.4. CALCARENITAS BIOCLASTICAS (9). CONIACIENSE 13

**1.2.5. CALCARENITAS BIOCLASTICAS RECRISTALIZADAS Y/O DOLO-
14ITIZADAS (10). LUTECIENSE MEDIO-BARTONIENSE INFERIOR
(BIARRITZIENSE) 14**

1.3. LA SUCESION DEL TERCIARIO CONTINENTAL 17

**1.3.1 CICLO I: UNIDAD DE AÑORBE-PUENTE LA REINA
SUEVIENSE) 18**

- 1.3.1.1 YESOS MASIVOS Y NODULARES CON INTERCALACIONES DE MARGAS GRISES (YESOS DE PUENTE LA REINA) (11). SUEVIENSE. 19
- 1.3.2. CICLO II: UNIDAD DE MUES-TAFALLA (SUEVIENSE) 19**
- 1.3.2.1 ARENISCAS CONGLOMERÁTICAS, ARENISCAS, LIMOLITAS Y ARCILLAS ROJAS (ARENISCAS DE MUÉS) (13). SUEVIENSE 20
- 1.3.2.2 ARCILLAS Y LUTITAS ROJAS CON INTERCALACIONES DE ARENISCAS Y YESOS (FACIES DE ESPRONCEDA) (14). SUEVIENSE 21
- 1.3.2.3 NIVELES DE CALIZAS LACUSTRES (15). SUEVIENSE 22
- 1.3.2.4 YESOS, CALIZAS Y ARENISCAS (16). SUEVIENSE 23
- 1.3.2.5 YESOS Y MARGAS YESIFERAS. INTERCALACIONES LUTITICAS (YESOS DE DESOJO) (17). SUEVIENSE 24
- 1.3.3. CICLO III: UNIDAD DE MENDIGORRIA (SUEVIENSE-ARVERNIENSE) 25**
- 1.3.3.1 CONGLOMERADOS CALCAREOS MASIVOS CON INTERCALACIONES DE LUTITAS Y ARENISCAS (CONGLOMERADOS DE MUNIAIN) (18). SUEVIENSE-ARVERNIENSE 26
- 1.3.3.2 ARENISCAS ALTERNANTES CON LUTITAS ROJAS (19). SUEVIENSE-ARVERNIENSE 28
- 1.3.4. CICLO IV: UNIDAD DE GALLIPIENZO-LEOZ (ARVERNIENSE-AGENIENSE) 30**
- 1.3.4.1 CONGLOMERADOS CALCAREOS Y ARENISCAS (23). ARVERNIENSE-AGENIENSE 31
- 1.3.4.2 ARENISCAS EN CAPAS EXTENSAS Y LUTITAS OCRES Y AMARILLENTAS (24). ARVERNIENSE-AGENIENSE 32
- 1.3.5. CICLO V: UNIDAD DE ARTAJONA-OLITE. AGENIENSE-ARAGONIENSE 33**
- 1.3.5.1 CONGLOMERADOS CALCAREOS Y ARENISCAS (CONGLOMERADOS DE MONTEJURRA) (27). AGENIENSE-ARAGONIENSE 34
- 1.3.5.2 ARENISCAS EN CAPAS EXTENSAS Y LUTITAS OCRES Y AMARI

	LLENTAS (28). AGENIENSE-ARAGONIENSE	34
1.3.6.	CICLO VI: UNIDAD DE OCO. VALLESIENSE-PLIOCENO	34
1.3.6.1	CONGLOMERADOS CALCO-ARENOSOS MASIVOS O EN CANALES (32). VALLESIENSE-PLIOCENO	35
1.3.6.2	ARCILLAS Y LIMOLITAS ROJAS CON NODULOS CARBONATADOS (33). VALLESIENSE-PLIOCENO	36
1.3.6.3	CALIZAS LACUSTRES TABLEADAS (CALIZAS DE OCO) (34). VALLESIENSE-PLIOCENO	37
1.3.7.	ORTOBRECHAS Y LUTITAS AMARILLENTAS. BRECHAS Y CONGLOMERADOS CON MATRIZ ARENO-LIMOSA ROJIZA (UNIDAD COMPRESIVA) (31). OLIGOCENO SUPERIOR-PLIOCENO	38
1.3.8.	CONGLOMERADOS, ARENAS Y FANGOS ROJIZOS Y OCRES (35). PLIOCENO-PLEISTOCENO	39
1.4.	CUATERNARIOS	41
1.4.1.	CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA, GLACIS (58) Y GLACIS DEGRADADOS (59). PLEISTOCENO	41
1.4.2.	GRAVAS, ARENAS Y LIMOS. TERRAZAS (57).	42
1.4.3.	CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA, COLUVIONES (45). CANTOS CON ESCASA MATRIZ. HOLOCENO	42
1.4.4.	GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS, FONDOS DE VALLE Y ALUVIALES (38). FANGOS Y GRAVAS. MEANDROS ABANDONADOS (40). CANTOS, LIMOS Y ARCILLAS. CONOS DE DEYECCION (41). HOLOCENO	43
1.4.5.	CANTOS EN MATRIZ DE FANGOS. DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (43) Y GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL (42).	44

2.-	TECTONICA	46
2.1.	EL DIAPIRO DE ESTELLA	47
2.2.	BLOQUE DE ANCIN-MURIETA	49
2.3.	BLOQUE DE MONJARDIN	51
2.4.	EL BORDE DE LA CUENCA DEL EBRO (BLOQUE DE MONTEJURRA)	52
3.-	GEOMORFOLOGIA	56
3.1.	SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	56
3.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	58
3.2.1.	ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL	58
3.2.2.	ESTUDIO DEL MODELADO	59
3.2.2.1.	FORMAS DE LADERA	59
3.2.2.2.	FORMAS FLUVIALES	60
3.2.2.3.	FORMAS KÁRSTICAS	61
3.2.2.4.	FORMAS POLIGÉNICAS	61
3.2.2.5.	FORMAS ANTRÓPICAS	62
3.2.3.	FORMACIONES SUPERFICIALES	62
3.2.3.1	CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS Y GLACIS DEGRADADOS. (f,g,h). POLIGENICO. PLEISTOCENO	63
3.2.3.2.	GRAVAS, ARENAS Y LIMOS. TERRAZAS (b,c,d). FLUVIAL. PLEISTOCENO-Holoceno	63

3.2.3.3	CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (a). LADERAS. HOLOCENO	64
3 2.3.4.	GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS (FONDOS DE VALLE). LIMOS Y ARCILLAS (MEANDROS ABANDONADOS). CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA (CONOS DE DEYECCIÓN). FLUVIAL (d). HOLOCENO	64
3 2.3.5.	CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL Y DEPÓSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (e). POLIGÉNICO. HOLOCENO	65
3.3.	EVOLUCIÓN DINÁMICA	66
3.4.	MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	67
4.	HISTORIA GEOLOGICA	69
4.1.	EVOLUCION DURANTE EL MESOZOICO Y TERCIARIO INFERIOR	69
4.2.	EVOLUCION DESDE EL EOCENO FINAL AL PLIOCENO	74
4.2.1.	MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO INFERIOR	75
4.2.2.	MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO SUPERIOR	76
4.2.3.	MACROSECUENCIA DEL MIOCENO FINAL-PLIOCENO	77
5.-	GEOLOGÍA ECONÓMICA	80
5.1.	RECURSOS MINERALES	80
5.1.1.	YESO	80

5.1.2.	ARCILLAS	81
5.1.3.	ARENAS	81
5.1.4.	CALIZAS	82
5.1.5.	GRAVAS	82
5.2.	HIDROGEOLOGÍA	83
5.2.1.	INTRODUCCIÓN	83
5.2.2.	UNIDAD HIDROGEOLÓGICA SUR	84
5.2.3.	UNIDAD DEL ALUVIAL DEL EBRO Y AFLUENTES	86
5.2.4.	UNIDAD DE LÓQUIZ	87
5.3.	CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	90
6.-	BIBLIOGRAFIA	100

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

ALFONSO OLIVE DAVO Coordinación y dirección. Cartografía Geomorfológica y memoria.

ANTONIO HERNANDEZ SAMANIEGO Cartografía geológica y memoria

JUAN IGNACIO BACETA CABALLERO Cartografía geológica y memoria

IRENE GOMEZ PEREZ Cartografía geológica y memoria

SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA Hidrogeología. Memoria.

TECNA Bases de datos. Digitalización. Geotecnia.

ASESORES:

ALFONSO MELENDEZ HEVIA Sedimentología

MATEO GUTIERREZ ELORZA Geomorfología

COORDINACION Y DIRECCION (Gobierno de Navarra):

ESTEBAN FACI

JAVIER CASTIELLA

0.- INTRODUCCIÓN

0.- INTRODUCCION

La hoja de Arroniz (escala 1:25.000) forma parte del cuadrante de Allo (escala 1:50.000) del mapa topográfico nacional (172, 24-09). Todo esta hoja queda íntegramente englobada en la Comunidad Foral de Navarra, correspondiendo geográficamente a la comarca denominada Tierra Estella/Lizarralde. En general, constituye un área de orografía variada en la que se suceden valles y depresiones amplias con alturas medias que rondan los 500 m, y varias alineaciones montañosas de diferente trazado y con alturas máximas comprendidas entre 600 y 1000 m. Al NW de la hoja se define la depresión que se conoce como Valle del Ega, atravesada por el río que le da nombre y ubicada entre las sierras de Lokiz y Dos Hermanas, los Montes de Etayo-Sorlada y el Monte Monjardín. Al E de este último relieve se define la depresión de Estella, continuación del valle del Ega, y que se extiende por la vecina hoja de Estella. Esta depresión presenta un relieve algo más accidentado que la anterior, y su límite meridional corresponde al cresterío o Sierra de Montejurra, monte emblemático que con sus 1048 m de altura representa la máxima elevación de la zona. Por último, todo el tercio meridional del cuadrante de Arroniz corresponde a un área de relieves suaves orientada hacia el S, que geográficamente define el borde septentrional de la denominada Ribera de Navarra.

Desde un punto de vista geológico, el cuadrante de Arroniz tiene un gran interés, ya que en él se ponen en contacto dos dominios tecto-sedimentarios bien diferenciados: la región Vasco-Cantábrica y la Cuenca del Ebro. La mayor parte de su tercio septentrional se incluiría estructuralmente dentro del borde SE del Región Vasco-Cantábrica, zona que durante el Jurásico, Cretácico y una gran parte del Paleógeno constituyó una cuenca marina muy subsidente, en la que localmente se depositaron hasta 15.000 m de sedimentos. Dentro de la hoja dicha sucesión aflora de forma discontinua y está representada por materiales de muy diversa naturaleza: por un lado, los materiales del Triásico y Jurásico que conforman la estructura diapírica de Estella; y por otro, los depósitos carbonatados y siliciclásticos cuya edad abarca desde el Albiense (Cretácico inferior) al

Biarritiense (Eoceno medio).

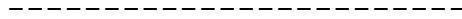
Por su parte, el resto del cuadrante define el borde septentrional de la denominada Cuenca del Ebro. Este área se configuró durante las principales fases de la compresión pirenaica (Paleógeno superior y Neógeno), y funcionó a gran escala como una cuenca de antepaís, rellena por depósitos continentales que en algunos puntos superan ampliamente los 5000 m de espesor. En esta hoja dichos materiales tienen edades que van desde el Oligoceno inferior al Plioceno, y mayoritariamente corresponden a facies proximales, de borde de cuenca (sistemas fluviales y /o aluviales), aunque también se reconocen calizas y evaporitas representativas de ambientes distales, de centro de cuenca.

Sin duda, el elemento estructural más significativo dentro de la hoja de Arroniz es el Diapiro de Estella, que ocupa la mayor parte de la depresión del mismo nombre, y el cual ejerció un importante control durante el depósito de los materiales cretácicos y terciarios en el área. Otros accidentes importantes dentro de la zona son las fallas de Oco y Learza-Monjardín, que partiendo desde el Borde del diapiro continúan, con un trazado general E-W, hasta las proximidades de la Sierra de Codés (al W). Estas fallas y otras de menor entidad a ellas asociadas, definen en superficie el contacto entre los dos dominios tectosedimentarios antes citados (Región Vasco-Cantábrica y Cuenca del Ebro). Durante todo el Terciario ejercieron un importante papel en la evolución sedimentaria y paleogeográfica de todo el área, funcionando primero como accidentes inversos y posteriormente como fallas normales.

Para la realización de la cartografía y la redacción de la presente memoria, se ha utilizado como base toda la documentación cedida por la Diputación Foral de Navarra correspondiente a las diferentes campañas de cartografía e investigaciones hidrogeológicas previas, realizadas por este organismo o por el Instituto Tecnológico Geominero de España. Asimismo se han tenido en cuenta todos aquellos trabajos de índole geológica que han abarcado este área o las zonas circundantes. Entre ellos cabe destacar los

de Riba (1955, 1956 y 1992), Solé Sedó (1972), Pflug (1973), Castiella y del Valle (1978), Riba et al. (1983 y 1987), Riba y Jurado (1992), Frouté (1988) y Payros (1997).

1.- ESTRATIGRAFÍA



1.- ESTRATIGRAFIA

Como ya se ha indicado, los materiales aflorantes en esta hoja son de muy diversa naturaleza y en edad abarcan desde el Triásico a la actualidad. En base a su ubicación y a los diferentes estadios evolutivos que definen, la sucesión estratigráfica se ha agrupado en 4 conjuntos litológicos principales:

- Los materiales del Triásico y Jurásico aflorantes a favor del diapiro de Estella,
- la sucesión marina del Cretácico y Terciario inferior,
- la sucesión del Terciario continental, y
- los depósitos cuaternarios.

1.1.MATERIALES DEL DIAPIRO DE ESTELLA

Los materiales de esta edad afloran en el diapiro de Estella, y están constituidos por arcillas de tonos abigarrados, con yesos masivos intercalados. Es frecuente la presencia de rocas subvolcánicas de tipo diabásico (ofitas), así como bloques exóticos dispersos en la masa arcillosa de diferente composición.

1.1.1. FACIES KEUPER. ARCILLAS ABIGARRADAS, YESOS Y SALES (1). YESOS Y ARCILLAS (2). OFITAS (3) Y BLOQUES EXÓTICOS (4).

En el conjunto de los materiales incluidos en el diapiro, se han diferenciado cartográficamente dos grandes unidades. Por una parte, el dominio de las arcillas abigarradas de tonos rojizos, verdosos y grises (1), que presentan intercalaciones de yesos secundarios de colores blancos y gris oscuro, sacaroideos y fibrosos, con texturas cripto y microcristalinas, y por otra, las áreas en las que predominan claramente los materiales yesíferos (2). Esta unidad cartográfica se ha reconocido en la parte suroriental del diapiro.

En profundidad, como prueban sondeos próximos, así como los diversos manatales salinos en el ámbito del diapiro, este conjunto puede estar asociado a niveles de sales que, en superficie, han desaparecido por el lixiviado de las aguas meteóricas.

En el conjunto diapírico es frecuente la presencia de rocas subvolcánicas de textura fanerítica, de grano fino-medio, con aspecto porfídico o microgranudo, de colores verdosos a grises asimilables, en general, a ofitas (3). Texturalmente presentan distintos tipos: diabasas ofíticas y subofíticas, microdiabasas porfídicas intergranulares, etc. Los principales componentes son clinopiroxeno augítico, plagioclasas, olivino y opacos, entre los que destaca la magnetita.

Además, es frecuente la presencia de bloques aislados, que pueden alcanzar una extensión cartográfica considerable, y que se consideran como masas flotantes dentro del conjunto arcilloso. Su composición es variada, predominando las rocas carbonatadas, posiblemente atribuibles, en su mayoría, al Jurásico. También existen inclusiones exóticas, de escasa extensión, de rocas de metamorfismo de alto grado, descritas como gneises y pizarras micáceas por PFLUG, 1973.

El espesor estratigráfico del conjunto es imposible de calcular, dada la compleja estructuración interna que presenta.

Tampoco permite un estudio sedimentológico detallado, aunque de modo genérico, se puede indicar que se depositó en áreas litorales de tipo sebkha, en condiciones de aridez que permitieron la precipitación de evaporitas y sales.

La unidad presenta características azoicas, por lo que no ha podido ser datada con criterios paleontológicos. Por posición estratigráfica, y características faciales se atribuye al Triásico superior.

1.2.LA SUCESION MARINA DEL CRETACICO Y TERCIARIO INFERIOR

Los depósitos que forman esta sucesión comparativamente son los que tienen menor extensión cartográfica dentro de la hoja, tanto por estar recubiertos por materiales más recientes como por haber sido cortados por los diferentes accidentes tectónicos. En conjunto, forman el sustrato de toda la parte septentrional del cuadrante, y en base a sus caracteres y edad se han agrupado en 5 unidades cartográficas.

1.2.1. ARENISCAS Y ARENISCAS BIOTURBADAS (6). ALBIENSE SUPERIOR

Este término 6 forma, junto con el término 7 (al que grada lateral y verticalmente), la parte basal de la denominada Formación Zufia (García-Mondéjar, 1982). Sus afloramientos se localizan al N del cuadrante a lo largo de la carretera Estella-Vitoria (los mejores a la altura del cruce que da acceso a la localidad de Zufia). Su base no aflora debido al contacto mecánico que presenta con el diapiro de Estella, habiéndose calculado una potencia mínima para todo el conjunto de unos 300 m.

Mayoritariamente corresponden a areniscas de colores pardo-rojizos que eventualmente incluyen niveles microconglomeráticos. En afloramiento aparecen agrupadas en tramos de espesores métricos a modo de secuencias negativas estrato- y granocrecientes de orden métrico, que a su vez configuran una secuencia general estrato- y granodecreciente para todo el tramo. Son básicamente grauvacas, muy ricas en matriz arcillosa, que en ocasiones presentan una pérdida de esta fracción fina; casos en los que pueden observarse laminaciones cruzadas de bajo ángulo y estructuras tipo *hummocky*, estas últimas en capas centimétricas y generalmente hacia las zonas de tránsito a facies finas. Sin embargo, más comunmente las areniscas se encuentran muy bioturbadas, y carecen de estructuras tractivas. Presentan un contenido elevado en cemento ferruginoso, llegándose a observar en muchos puntos abundantes nódulos de limonita de dimensiones centimétricas. Las areniscas son ricas en orbitolínidos (*Orbitolina*

(*Mesorbitolina*) gr. *aperta* Erman), siendo también frecuentes los restos de bivalvos (*Neithea* sp.), corales coloniales pequeños (*Aspidiscus* sp., Ruíz de Gaona, 1952) y braquiópodos. Estos grupos fósiles se encuentran sobre todo a techo de las capas areniscosas, representando colonizaciones extensivas del sustrato arenoso en momentos de menor aporte terrígeno. Hacia la parte superior de la formación las areniscas del término 6 se disponen a modo de lentejones de menor extensión lateral, dentro de los depósitos finos del término 7.

Las características de las areniscas del término 6, indican que su depósito se produjo en un ambiente de plataforma siliciclástica somera, dominada por aportes deltaicos. Así se formaron pequeñas secuencias de progradación de barras, tras cuyo abandono se establecieron comunidades biológicas que aprovecharon esos momentos de ralentización del sistema para propagarse. Las facies con estructuras tipo *hummocky*, indican retrabajamiento del material arenoso en periodos dominados por corrientes de tipo tormenta.

Dentro del área de afloramiento y en otras zonas adyacentes, se han reconocido los siguientes macrofósiles. *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *stoliczkai* Spath, *Mortoniceras* (*Deiradoceras*) *cunningtoni* Spath, *Hypengonoceras* cf. *decaryi* Collignon y *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *subconcava* Leymerie; lo que indica una edad Albiense superior, parte media (zona *inflatum*, subzonas *varicosum* y *auritus*, en el sentido de Wiedmann, 1979).

1.2.2. LIMOLITAS Y LUTITAS CON NODULOS FERRUGINOSOS (7). ALBIENSE SUPERIOR

En este término 7 se incluyen todas las facies de tamaño de grano arcilla-limo equivalentes laterales de las areniscas del término 6 y, por tanto, incluidas también en la parte inferior de la Formación Zufía.

Se trata de facies generalmente en conexión gradual tanto vertical como lateralmente con las areniscas anteriores, encontrándonos por tanto, desde términos más limolíticos en tránsito a areniscas, a términos lutíticos más puros. Son generalmente más hojosas cuanto más lutíticas. En algunos puntos incluyen gran cantidad de nódulos ferruginosos de limonita, de hasta 20-30 cm de diámetro, generalmente elongados según la estratificación. La bioturbación es más escasa que en las areniscas del término 6, pudiendo presentar pequeños tubos irregulares de 1-3 mm de diámetro y disposición aleatoria.

Su estrecha relación con las facies arenosas entre las que se intercalan, nos induce a interpretarlas como generadas en áreas de plataforma siliciclástica deltaica adyacentes a la zonas de depósito de sedimento arenoso, comparativamente algo más profundas y de menor energía, o como depositadas durante periodos de menor aporte terrígeno.

Su edad, debido a su posición estratigráfica, sería la misma que la asignada al término 6: parte media del Albiense superior, dentro de la zona *inflatum*.

1.2.3. ARCILLAS Y MARGAS ARCILLOSAS CON NODULOS FERRUGINOSOS (8). ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR

Estos materiales también se incluyen dentro de la Formación Zufía, correspondiendo a la parte más alta de la misma. Sus afloramientos se localizan en tres áreas: en el extremo N de la hoja, sobre los materiales inferiores de la Formación Zufía (términos 6 y 7); en el extremo NE de la zona, formando la orla del diapiro de Estella (entre Ayegui y Estella) y en un pequeño afloramiento de carretera situado en las proximidades de Azqueta, adyacente al margen S del diapiro.

Dentro de este cuadrante, su contacto con los términos infrayacentes es gradual, aunque en la vecina hoja de Estella suele estar definido por una unidad de calizas coralinas de varios metros de espesor, que suele formar un pequeño resalte en el relieve. Es asimismo en el hoja de Estella donde puede observarse toda la unidad al completo, alcanzando

un espesor que varía entre 1025 y 1550 m. En la banda de afloramientos situada entre Ayegui y Estella, y en las proximidades de Azqueta el techo de la unidad corresponde a una discordancia sobre la que se disponen materiales del Eoceno marino (término 10) y/o del Terciario continental (términos 18 y 19).

La mayor parte de la unidad se compone de limolitas, lutitas y margas limosas en secuencia general granodecreciente; las margas aparecen en los tramos más altos de la serie. Intercaladas entre estas facies finas suelen aparecer además discretos niveles arenosos que por su reducido espesor y continuidad lateral no se han distinguido en la cartografía. Dentro de todo el término se reconocen abundantes nódulos ferruginosos de naturaleza siderítica de hasta 30-40 cm de diámetro, que en ocasiones albergan restos fósiles de invertebrados, así como nódulos carbonatados arcillosos de tonos grisáceos, particularmente abundantes en la parte alta de la serie. En el cuadrante de Estella esta parte superior viene precisamente definida por la desaparición de las facies limolíticas y la aparición de un intervalo mixto calcarenítico-arenoso, que en edad corresponde la base del Cenomaniense.

Este importante desarrollo de facies terrígenas finas tuvo lugar seguramente en un medio de plataforma siliciclástica somera protegida o distal de las áreas de introducción de material arenoso, por lo que sólo pudieron llegar materiales finos en suspensión y, ocasionalmente, algo más groseros por tracción, esto último representado hacia la base (fracción más limolítica) y en las finas capas arenosas intercaladas en la serie.

En el cuadrante de Estella, la mitad inferior de la unidad contiene *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) gr. *inflatum* (J. Sowerby) y *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) gr. *aperta* (Erman), lo cual indica una edad Albiense superior, parte media terminal (zona *inflatum*, subzona *auritus*). En la mitad superior, en cambio, han aparecido *Mortoniceras* (*Durnovarites*) sp., *Hoplites* (*Discohoplites*) sp. y *Paraturrilites* (*Bergericeras*) *quadrituberculatus* (Bayle), asociación que indica Albiense superior terminal (zona *dispar*, subzona *perinflatum*). En la hoja de Estella, el techo de este término viene marcado por la aparición

de las primeras faunas cenomanienses, habiéndose encontrado *Mantelliceras* sp.. Ocasionalmente, aparecen corales solitarios, gasterópodos, bivalvos y braquiópodos, generalmente asociados a los niveles nodulosos.

1.2.4. CALCARENITAS BIOCLASTICAS (9). CONIACIENSE

Estos materiales se reconocen al NW de la zona a favor de tres pequeños afloramientos: los dos primeros situados justo en el borde del cuadrante; y el tercero en el borde W, limitado por las fallas de Oco y Piedramillera. En los cuadrantes vecinos de Estella y Eulate, estos materiales afloran de forma extensiva, formando los importantes relieves de la Sierra de Lokiz. Estratigráficamente se incluyen dentro de la denominada Formación Vitoria (Amiot, 1982).

En conjunto, corresponde a una unidad de calcarenitas de grano grueso a fino, que a lo largo de toda la zona SE de la Región Vasco-Cantábrica configuran una amplia plataforma carbonatada de tipo rampa con polaridad general hacia el N-NE. Su base puede observarse en el vecino cuadrante de Estella, donde se disponen en contacto gradual pero rápido sobre la potente sucesión de margas y margocalizas de Edad Cenomaniense-Turonense, no aflorantes en esta hoja, que separan las calcarenitas de los materiales de la Formación Zufia descritos anteriormente (tramos 6, 7, 8). Su potencia en zonas adyacentes ha sido estimada entre 450 y 500 m, aunque localmente se han medido espesores superiores a los 600 m.

En general corresponden a calcarenitas bioclásticas, formadas por acumulaciones de un gran número de organismos que tipifican ambientes marinos someros: algas calcareas, corales, rudistas, briozoos, foraminíferos bentónicos, etc. A escala de afloramiento las calcarenitas tiene un aspecto masivo, aunque frecuentemente aparecen en bancos que internamente presentan estratificación cruzada en sets de orden métrico a decamétrico. Estos rasgos indican que el gradiente energético durante el depósito de toda la unidad era relativamente elevado. Dentro de la serie, asimismo, se pueden distinguir superfi-

cies de estratificación muy bioturbadas (galerías, obliteración de la S0) y ricas en fauna de pequeños ostreidos, braquiópodos y serpúlidos, que se pueden interpretar como generadas por el abandono de barras progradantes, habiendo ofrecido un biotopo adecuado para la implantación de fauna bentónica, probablemente en momentos de escasa energía y de poca profundidad de aguas. Todo el conjunto calcarenítico suele presentar hasta un 20% de fracción arena fina-limo, siendo ésta más abundante hacia partes más internas del sistema. En base a estos caracteres, y como ya se ha indicado, estas calcarenitas tipificarían una rampa carbonatada somera, y dentro de ella concretamente definen ambientes externos de poca profundidad y alta energía.

En el cuadrante vecino de Estella, la edad atribuida a toda la unidad viene definida por la de las unidades infrayacente y suprayacente, las cuales han liberado una abundante asociación de fósiles datadores. En función de ello, su base se sitúa con toda probabilidad en el Coniaciense inferior, y su techo en el Coniaciense superior.

1.2.5. CALCARENITAS BIOCLASTICAS RECRISTALIZADAS Y/O DOLOMITIZADAS (10). LUTECIENSE MEDIO-BARTONIENSE INFERIOR (BIARRITZIENSE)

Esta unidad constituye el equivalente lateral de una potente unidad de calcarenitas que aflora ampliamente a lo largo de los cuadrantes situados al NE de la zona de estudio, constituyendo el término más joven de la sucesión del Tercario marino de la Sierra de Andia. Dentro de esta hoja solo se reconocen en el borde E del Diapiro de Estella, donde se sitúa directamente y mediante contacto discordante sobre los materiales de la Formación Zufía (término 8). Dicha discordancia se conoce regionalmente bajo el sobrenombre de Discontinuidad Intraluteciense (Baceta, 1996; Payros, 1997). El espesor de la unidad no llega a superar en ningún punto de este cuadrante los 50 m, aunque en áreas adyacentes dicha potencia se supera ampliamente.

Esencialmente la unidad 10 corresponde a una sucesión de calcarenitas y calizas

bioclásticas que presentan un alto grado de recristalización y/o dolomitización, procesos que dificultan la determinación de sus caracteres y de sus componentes principales. No obstante, las observaciones realizadas en afloramientos adyacentes de la hoja de Estella, donde los procesos diagenéticos son de menor intensidad, permiten obtener gran cantidad de datos. En dichos afloramientos las calcarenitas aparecen estratificadas en bancos de espesores métricos, y frecuentemente presentan laminaciones bien definidas de tipo planar o cruzada. Sus componentes principales corresponden a macroforaminíferos (en su mayor parte discocyclinas y nummulites, algunos de gran tamaño), algas calcáreas, y briozoos, todos ellos muy reabajados; aunque dentro de ellas también se reconocen Fabianias, sphaerogypsinidos y todo un cortejo de pequeños foraminíferos bentónicos. Ocasionalmente dentro de la unidad se reconocen tramos más competentes y de carácter más masivo compuestos por acumulaciones de nummulites de gran tamaño y algas calcáreas rodofíceas. Hacia la base del término, sobre la Discontinuidad Intraluteciense, se suele definir un tramo de carácter conglomerático de 1-5 m de espesor, en el que se reconocen granos y cantos centimétricos de cuarzo y clastos de calizas y margocalizas. Este conglomerado basal se habría formado por erosión y reabajamiento marino de materiales infrayacentes.

La interpretación ambiental de toda la unidad calcarenítica puede resultar en principio problemática. Anteriormente se interpretaron como calcarenitas de plataforma interna energética (León et al, 1971) y con influencia mareal (Frouté, 1988). Más recientemente y basándose en los rasgos sedimentológicos y en las asociaciones faunísticas, Payros et al. (1996) y Payros (1997) consideran que estas calcarenitas tipifican, en cambio, un ambiente de plataforma somera abierta similar a algunos ejemplos del Terciario de Australia. En base a esa comparación el conjunto de las calcarenitas se habrían depositado a profundidades del orden de 50-100 m y principalmente serían resultado de la acción semicontinua de tormentas. Por su parte y a semejanza de algunos ejemplos descritos en otros sectores pirenaicos, los tramos masivos principalmente compuestos por nummulites de gran tamaño podrían interpretarse como complejos de "shoal" formados a batimetrías menores y bajo condiciones de elevado gradiente energético.

La datación de la unidad 10 puede realizarse con relativa precisión mediante los macroforaminíferos bentónicos reconocidos en los cuadrantes vecinos. Previamente en diferentes secciones de los cuadrantes de Lezaun y Villanueva-Hiriberri se había determinado una asociación en la que destaca la presencia de *Nummulites aturicus* (Joly-Leym.), *Asterodiscus stellatus* D'arch., *Europertia magna* le Calvez, *Discocyclina nummulítica* Gumb., *Alveolina elongata* Hott., *A. prorrecta* Hott., *Assillina spira* de Roissy y *Fabiania* sp.. Según Payros et al. (1996) y Payros (1997), esta asociación tipifica las biozonas de *Nummulites sordensis*-*Alveolina prorrecta*, *N. herbi* y *N. perforatus*-*A. elongata* (en el sentido de Hottinger; 1961, y Tosquella y Serra-Kiel, 1996), las cuales definen el Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritziense). Esta edad coincide aproximadamente con la determinada por los mismos autores, y mediante foraminíferos planctónicos, a los materiales que constituyen el equivalente distal de la unidad en los afloramientos más septentrionales situados al S de Irurtzun, al NE de Pamplona.

1.3.LA SUCESION DEL TERCIARIO CONTINENTAL

Bajo esta denominación se han agrupado todos aquellos materiales de carácter continental depositados en la zona durante el Oligoceno, Mioceno y Plioceno. Como ya se ha indicado, dichos materiales forman el relleno de la denominada Cuenca del Ebro, de la cual este cuadrante constiye el borde septentrional. Por ello, la mayor parte de los materiales representados en la hoja son de naturaleza detrítica (conglomerados, areniscas y lutitas), y se depositaron dentro de ambientes deposicionales de abanicos aluviales proximales situados en el borde de cuenca. Hacia el centro de la misma los sistemas detríticos evolucionaban progresivamente a sucesiones dominadas por yesos, margas yesíferas, calizas y margocalizas, ya representativos de ambientes distales lacustres-palustres.

Este dispositivo sedimentario regional experimentó importantes modificaciones a lo largo del tiempo, de modo que en la vertical la sucesión se compone de varios ciclos sedimentarios. Cada uno de estos ciclos está limitado por discontinuidades sedimentarias, e internamente suelen presentar una ordenación bastante similar: depósitos aluviales y/o fluviales en la parte inferior, y sedimentos lacustres-palustres en la superior. Generalmente el límite entre uno y otro ciclo es neto y brusco (sobre todo en las zonas de borde de cuenca, donde suele corresponder a una discordancia más o menos desarrollada); mientras que el tránsito entre los depósitos que componen un mismo ciclo se suele producir de forma gradual y progresiva tanto en la lateral como en la vertical.

El estudio de dicha ciclicidad en esta zona y en todos los cuadrantes adyacentes situados en el sector septentrional de la Cuenca del Ebro, ha permitido distinguir 7 unidades de carácter genético-sedimentario, asimilables a secuencias deposicionales en el sentido de Mitchum (1977), que han recibido las siguientes denominaciones (ver también Fig. 1):

- Unidad de Añorbe-Puente la Reina

- Unidad de Mués-Tafalla
- Unidad de Mendigorria
- Unidad de Gallipienzo-Leoz
- Unidad de Artajona-Olite
- Unidad de la Sierra de Ujué
- Unidad de Oco.

Estas 7 unidades se depositaron desde el Sueviense-Sannoisiense (Oligoceno inferior) al Plioceno, y su edad concreta se ha establecido mediante las correlaciones efectuadas con otras áreas de la cuenca donde se dispone de datos paleontológicos.

Dentro del cuadrante de Arroniz y a excepción del ciclo de la Sierra de Ujué, todas las demás unidades citadas tienen representación cartográfica (terminos 11 a 35 de la cartografía). Asimismo existe una unidad que hemos considerado comprensiva de todas ellas que, aunque apenas tiene afloramientos en superficie, se ha reconocido en casi todos los sondeos hidrogeológicos realizados en la Depresión del Ega (sector NW de la hoja). Corresponde a un conjunto de brechas poligénicas (término 31) que en ese área se disponen entre los materiales cretácicos y los correspondientes al ciclo superior o de Oco, y que probablemente serían resultado del desmantelamiento del sustrato mesozoico durante el depósito de las secuencias citadas.

A continuación se describen los caracteres principales de todas las litofacies constituyentes de los diferentes ciclos sedimentarios diferenciados en la sucesión del Terciario continental.

1.3.1. CICLO I: UNIDAD DE AÑORBE-PUENTE LA REINA (SUEVIENSE)

Los materiales que definen este ciclo son los más antiguos de la serie continental, y dentro del cuadrante se han agrupado dentro de un único término litológico.

1.3.1.1 YESOS MASIVOS Y NODULARES CON INTERCALACIONES DE MARGAS

GRISES (YESOS DE PUENTE LA REINA) (11). SUEVIENSE.

Estos materiales forman dos ojales o enclaves estrechamente asociados con la falla de Learza-Monjardín, estructura que con toda seguridad determinó su emplazamiento. Corresponden a una sucesión de yesos blanquecinos de aspecto masivo y/o estratificado, entre los que se intercalan niveles centimétricos de margas grises, que presentan un alto grado de deformación tectónica (en las dos zonas de afloramiento suelen aparecer afectados por pliegues de escala métrica y por pequeñas fallas). Se desconoce su espesor real, puesto que dentro del cuadrante no afloran ni su base ni su techo (ambos contactos son de carácter tectónico). No obstante en áreas adyacentes situadas al NE de la zona (anticlinal de Mañeru, cuadrante de Abarzuza), alcanzan un espesor superior a los 100 m.

Desde un punto de vista sedimentológico corresponderían a materiales depositados en un ambiente lacustre de carácter evaporítico, desarrollado en condiciones cálidas y áridas, sin presencia de aportes terrígenos.

Debido a la ausencia generalizada de restos fósiles, su atribución cronológica se efectúa de forma indirecta en base a su posición dentro de la serie general.

1.3.2. CICLO II: UNIDAD DE MUES-TAFALLA (SUEVIENSE)

Comparativamente este es el ciclo mejor representado dentro del cuadrante, ya que en las secciones más completas, alcanza un espesor superior a 3000 m. Los depósitos que lo componen forman dos bandas de afloramiento prácticamente continuas situadas al N y S de la falla de Learza-Monjardín. Dentro del cuadrante y para todo el ciclo se han diferenciado 5 litofacies principales (términos 13 a 17), que en conjunto son representativas de ambientes desde fluviales a lacustres-palustres.

1.3.2.1 ARENISCAS CONGLOMERÁTICAS, ARENISCAS, LIMOLITAS Y ARCILLAS ROJAS (ARENISCAS DE MUÉS) (13). SUEVIENSE

Esta unidad es bastante conocida en la literatura, habiéndose denominado anteriormente como "Areniscas de Mués" o "Areniscas tigreadas de Mués" (Riba y Perez Mateos, 1962; Solé Sedó, 1972). Su área de afloramiento se sitúa al S de la Falla de Learza-Monjardín, donde forman toda la alineación de colinas y resaltes habitualmente denominada Montes o Sierra de Sorlada-Etayo. Su espesor, fácilmente calculable en función de la verticalidad de la serie, es cercano a los 2000 m. Tanto lateralmente (hacia el N y NE) como en la vertical, la unidad de Mues se interdigita con los materiales finos del término 14.

En conjunto corresponde a una sucesión de areniscas, eventualmente conglomeráticas, de colores rojizos, que aparecen en bancos de base canaliforme y con espesores comprendidos entre 10 cm y más de 5 m, que lateralmente pueden cartografiarse durante varios kilómetros. En la vertical se organizan en secuencias positivas grano- y estrato-decrecientes que presentan espesores comprendidos entre 10 y 30 m. Generalmente las areniscas suelen ser masivas, aunque la mayoría de los niveles presentan laminaciones paralelas y de ripple, sobre todo comunes en la parte superior de los bancos. Asimismo, dentro de las capas más potentes es frecuente observar estratificaciones cruzadas de diversos tipos (sobre todo planares y sigmoidales), superficies de reactivación y acreción lateral, y amalgamación de capas. La bioturbación es importante en casi todo el conjunto, y se concentra hacia el techo de los niveles. Los tramos entre los bancos areniscosos corresponden a niveles decimétricos y métricos de areniscas finas, limolitas y lutitas de un color rojizo intenso.

Los diferentes autores que han analizado las Areniscas de Mués les atribuyen un ambiente de depósito fluvial, probablemente de tipo anostomosado y/o meandriforme. Los canales fluviales estarían representados por las facies más gruesas, areniscas y microconglomerados, mientras que las intercalaciones de areniscas de grano fino y las lutitas corresponderían a facies de abandono de canal, y/o a facies de transición a las zonas de interfluvio o llanura de inundación.

A gran escala, es interesante destacar la ordenación que presenta todo el conjunto terrígeno. Solé Sedó (1972) lo divide en tres subunidades principales, representativas de tres subciclos de progradación y/o migración lateral del sistema. Por su parte, Frouté (1988) considera que todo el conjunto está formado por 5 subsecuencias o ciclos de cuarto orden, con tendencia general primero negativa y posteriormente positiva, que a su vez definen una secuencia mayor que presenta la misma ordenación. Este último autor aporta además datos de paleocorrientes de todo el sistema, con aportes procedentes del W y SW.

A toda la unidad se le atribuye una edad Sueviense (Oligoceno inferior) por posición estratigráfica.

1.3.2.2 ARCILLAS Y LUTITAS ROJAS CON INTERCALACIONES DE ARENISCAS Y YESOS (FACIES DE ESPRONCEDA) (14). SUEVIENSE

Estos materiales forman el equivalente lateral y/o se disponen sobre las Areniscas de Mues, constituyendo a su vez el conjunto que engloba al resto de litologías distinguidas dentro del ciclo deposicional. Sus mejores afloramientos se sitúan entre Urbiola y el diapiro de Estella, a lo largo de la carretera Estella-Los Arcos, y al N de la falla de Learza-Monjardín entre las localidades de Learza y Oco. Su espesor total resulta difícil de estimar en función de las intercalaciones de otros materiales, aunque puede estimarse que es claramente superior a los 2000 m.

Esencialmente corresponden a sucesiones bastante homogéneas de arcillas y lutitas laminadas que en la mayoría de los casos presentan un intenso color rojo vinoso. Entre ellas y localmente se reconocen intercalaciones de limolitas y litarenitas de grano fino, con caracteres sedimentológicos similares a los reconocidos en las facies finas del término 13. Localmente se reconocen niveles centimétricos de yesos laminados. Tanto las lutitas como las areniscas, suelen presentar una bioturbación fuerte, y es frecuente

observar en ellas grietas de desecación, niveles con restos vegetales, y rasgos indicativos de una intensa pedogénesis ("leaching", ferruginización, nodulización, rizocreciones, etc).

En base a su relación lateral y vertical con las areniscas de Mués y con los demás términos que forman el ciclo, se puede interpretar que estos depósitos definen ambientes de llanura de inundación fluvial, en tránsito a ambientes palustres-lacustres de carácter salino.

Por correlación con otras áreas y por su posición estratigráfica, se considera que el término 14 es edad Sueviense.

1.3.2.3 NIVELES DE CALIZAS LACUSTRES (15). SUEVIENSE

Hacia la parte superior de la Areniscas de Mués y en la zona donde se produce su tránsito gradual a los materiales finos del término 14, se han reconocido y cartografiado varios tramos en los que alternan niveles decimétricos de calizas y margocalizas grises. Estos tramos casi nunca sobrepasan los 5 m de espesor, y en algunos casos se reconocen lateralmente sobre distancias superiores a 1 km.

Se trata de calizas tabulares de composición fundamentalmente micrítica, que presentan abundantes rasgos de exposición subaérea: pseudomicrokarst, rizocreciones, grietas de desecación..., y que frecuentemente suelen estar afectadas por recristalización e incluso dolomitización. Entre los restos fósiles se han reconocido fragmentos de tallos de characeas, pistas de bioturbación, y pequeños gasterópodos de los cuales solo se ha preservado el molde de la concha. Las margas entre las que se intercalan suelen tener un aspecto laminado y asimismo suelen presentar abundantes rasgos de pedogénesis.

Todos los rasgos descritos indican que el depósito de estos materiales se registró bajo un régimen lacustre, probablemente a favor de lagos efímeros, desarrollados durante

periodos de baja actividad fluvial.

1.3.2.4 YESOS, CALIZAS Y ARENISCAS (16). SUEVIENSE

Esta unidad, de unos 100-150 m de espesor, corresponde a una sucesión de yesos laminados y arcillas rojizas, en la que a diferentes alturas también se intercalan calizas y margocalizas de similares características a las descritas para el término 15. Asimismo, en muchos puntos y a diferentes alturas de la unidad, entre las facies mayoritarias se reconocen delgados niveles de areniscas de base canaliforme y con estructuras de corriente (laminaciones planar y cruzada). Debido a su naturaleza y a que forma un pequeño resalte en el relieve, este tramo heterolítico puede reconocerse fácilmente, y de hecho puede cartografiarse en continuidad a lo largo de toda la banda de afloramientos situados al S de la Falla de Leearza-Monjardín, donde se sitúa a media distancia entre el techo de las Areniscas de Mués y la unidad yesífera correspondiente al término 17, englobado en facies del término 14 (arcillas y lutitas).

Basandonos en los caracteres sedimentológicos de sus facies constituyentes, toda la unidad sería en conjunto representativa de un ambiente lacustre, eventualmente evaporítico, y que a su vez estaría esporádicamente interrumpido por aportes fluviales representados por los niveles areniscosos. En cualquier caso, llama la atención el hecho de que facies que en el resto del ciclo de Mués-Tafalla apenas llegan a intercalarse, coexistan dentro de un tramo de dimensiones relativamente discretas. Ello probablemente sería indicativo de un intervalo con cambios muy frecuentes en el régimen sedimentario de la cuenca.

Debido a su posición estratigráfica, en edad se atribuyen al Sueviense.

1.3.2.5 YESOS Y MARGAS YESIFERAS. INTERCALACIONES LUTITICAS (YESOS DE DESOJO) (17). SUEVIENSE

Dentro de este cuadrante y en los situados en posiciones más occidentales, esta unidad

cartográfica se conoce habitualmente bajo la denominación de "Yesos de Desojo" (Riba, 1964), aunque hacia el E y SE también recibe las denominaciones de "Yesos de Tafalla" y "Yesos de Falces" (Puigdefabregas, 1972; Castiella y del Valle, 1978). Es una unidad muy característica que debido a su naturaleza aparece formando una alineación de colinas que se continúan varios kilómetros hacia el W, hasta las proximidades de la Sierra de Kodés.

Esta formada por una alternancia de bancos de yesos blanquecinos, eventualmente grises y/o verdosos, cuyo espesor individual va desde unos pocos centímetros a varios metros. En el detalle los bancos están formados por capas alternantes de yeso alabastro blanquecino de tipo microlenticular, con aspecto masivo, y yesos laminados. Estos últimos presentan litofacias de yeso primario laminado, estando constituidas las láminas por acumulaciones de lentes de pequeño tamaño, que pueden disponerse paralelos a la estratificación o no. También es frecuente observar yesos con texturas arrosariadas, y tramos afectados por pliegues enterolíticos.

El material encajante de los cristales lenticulares suelen ser margas. Intercaladas entre las láminas y estratos delgados, en ocasiones se observan finas hiladas de carbonatos amarillentos constituidos por acumulaciones de algas a modo de laminaciones estromatolíticas.

La potencia máxima de la unidad es superior a los 300 m, aunque se observa como disminuye de espesor según nos desplazamos hacia el este. Ello es debido a que su techo está representado por un cambio gradual a las facies del término 14, que constituyen además un equivalente lateral, produciéndose el tránsito mediante un dispositivo de interdigitación.

A gran escala y de acuerdo a los datos de Frouté (1988), toda la unidad se ordena en la vertical en forma de 4 secuencias principales, que comienzan con términos más margosos y que culminan con capas de yesos masivos.

Sedimentológicamente toda la unidad sería representativa de un ambiente lacustre de elevada salinidad, en el que el depósito de los yesos probablemente se habría producido en condiciones subacuáticas.

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

1.3.3. CICLO III: UNIDAD DE MENDIGORRIA (SUEVIENSE-ARVERNIENSE)

Los materiales que forman el ciclo 3 o Unidad de Mendigorria marcaron un cambio significativo en la dinámica sedimentaria de la cuenca, ya que su depósito se produjo a favor de sistemas de caracteres y polaridad diferente a la habida hasta esos momentos. En el cuadrante de Arroniz, estos materiales y los de los ciclos que le suceden se disponen formando una orla alrededor del Diapiro de Estella, estructura que con toda probabilidad ejerció un papel determinante durante su depósito.

La base de todo el ciclo corresponde a la discontinuidad más importante de las reconocidas en la hoja, la cual se conoce habitualmente como discordancia de Barbarín (Riba, 1956, 1964, 1992). Dicha discordancia, fundamentalmente se reconoce entre las localidades de Azqueta y Barbarín, donde aparece recortando a los materiales del ciclo de Mués-Tafalla. Asimismo está presente en la banda de afloramientos situada entre las fallas de Oco y Learza-Monjardín, donde también se apoya sobre términos lutíticos de la secuencia de Mués-Tafalla. En sus diferentes trabajos, Riba define esta discontinuidad como un típico ejemplo de discordancia progresiva que se habría desarrollado por un levantamiento y basculamiento generalizados de la zona N de la hoja, que condicionaría la erosión de dicho área y la creación de sistemas aluviales y fluviales de polaridad general hacia el S. La presencia de esta discordancia fue discutida posteriormente por Hernández et al. (1984) en la hoja MAGNA 1:50.000 de Allo, argumentando que correspondía a un accidente tectónico estrechamente relacionado con la estructura

diapírica de Estella. De la cartografía realizada en este estudio, tanto en esta hoja como en la situada al Sur (Azcona), se han obtenido datos que en general apoyan la interpretación de Riba, si bien también se confirma la existencia de una falla que provoca desplazamientos en los materiales de la unidad inferior y que en parte pudo haber controlado estrechamente la creación de la discordancia.

A lo largo del cuadrante de Arroniz, los depósitos constituyentes de la unidad de Mendigorria se han agrupado en dos litofacies principales (términos 18 y 19), cuyos caracteres comentamos a continuación.

1.3.3.1 CONGLOMERADOS CALCAREOS MASIVOS CON INTERCALACIONES DE LUTITAS Y ARENISCAS (CONGLOMERADOS DE MUNIAIN) (18). SUEVIENSE-ARVERNIENSE

Esta unidad aflora alrededor del diapiro de Estella, desde las proximidades de Labeaga hasta Azqueta y desde la ladera NE de Montejurra hasta Estella. Se apoya sobre materiales del Cretácico inferior (término 8), Eoceno (término 10), y Oligoceno inferior (diferentes términos de la secuencia de Mués-Tafalla), o está en contacto directamente con los materiales del diapiro. Según nos separamos de esta estructura, la unidad pasa lateralmente y de forma progresiva a los depósitos del término 19. Su espesor es variable, alcanzándose las máximas potencias a la altura de la ladera NE de Montejurra, donde se ha estimado un espesor algo superior a 300 m.

La litología predominante dentro de la unidad son los conglomerados de colores crema, grises e incluso rojizos. Estos depósitos groseros fundamentalmente están compuestos por cantos de calizas (fundamentalmente del Jurásico, Cretácico superior y Eoceno), aunque también contienen una proporción baja pero significativa de clastos y granos de cuarzo, así como de fragmentos de rocas exóticas como gneises, pizarras (algunas de ellas muy ricas en minerales de hierro, oligisto y limonita), y cuarcitas. La matriz de los depósitos conglomeráticos suele ser por lo general de naturaleza arenosa y/o micro-

conglomerática, y además suele ser normalmente de colores pardo-rojizos.

Los niveles individuales de los conglomerados tienen espesores que habitualmente superan los 2 m, y suelen presentar una base alabeada de carácter netamente erosivo. Internamente suelen presentar granoclasificación positiva que en muchos casos culmina con una arenisca microconglomerática, aunque también pueden estar desorganizados. Las estructuras sedimentarias son escasas y principalmente se concentran en la parte superior de los niveles (tramo arenoso), donde a menudo se observan estratificaciones y laminaciones cruzadas y paralelas.

Entre los conglomerados se reconocen intercalaciones de lutitas y areniscas de colores rojizos, y eventualmente niveles centimétricos y nódulos de yesos. Las areniscas aparecen en niveles discretos y suelen tener carácter y composición similares a las de las areniscas con que culminan los conglomerados.

En conjunto los materiales de la unidad corresponderían a depósitos tractivos de canales, generados en zonas proximales de abanicos aluviales. La disposición radial de dichos abanicos alrededor del diapiro de Estella, indica que su área de procedencia sería la propia cúpula diapírica, hoy en día desmantelada. La presencia de materiales exóticos dentro de los conglomerados (fragmentos de gneises, pizarras y cuarcitas), además indicaría que el depósito de los conglomerados de esta unidad se produjo durante un intervalo en que el diapiro comenzaba a extruir en superficie, ya que dichos materiales exóticos, de edad probablemente paleozoica, actualmente solo se reconocen dentro de la masa halocinética.

Este conjunto se ha considerado que los materiales de la unidad 18 serían de edad Sueviense-Arverniense (Oligoceno medio-superior).

1.3.3.2 ARENISCAS ALTERNANTES CON LUTITAS ROJAS (19). SUEVIENSE-ARVERNIENSE

Los materiales conglomeráticos de la unidad 18, lateralmente evolucionan hacia el centro de la cuenca a facies más finas, constituidas por alternancias de areniscas y lutitas (término 19). A lo largo del cuadrante de Arroniz, estos materiales cuentan con gran cantidad de afloramientos, principalmente entre las fallas de Oco y Learza-Monjardín, donde su sección más completa se sitúa a lo largo de la carretera que une las localidades de Abaigar y Olejua; sobre la discordancia de Barbarín, donde forma una banda continua que se reconoce desde las proximidades de Azqueta hasta el borde S del cuadrante; y en el borde E del Diapiro de Estella. Su espesor es variable en función de la discontinuidad que se sitúa a su techo, siendo la sección de Abaigar-Olejua donde se observa la mayor potencia, aproximadamente unos 300 m.

Las areniscas que componen este término son de grano grueso, eventualmente microconglomeráticas a la base, y generalmente son de colores ocre, aunque hacia la base del conjunto pueden también presentar tonos rojizos y parduzcos. Aparecen como cuerpos de potencia métrica (ocasionalmente hasta 10 m), que en la lateral pueden trazarse sobre distancias kilométricas (en la cartografía se han señalado como líneas de capa). Internamente forman secuencias positivas estrato- y granodecrecientes, que en la mayoría de los casos muestran la siguiente organización: comienzan con una superficie erosiva y alabeada que es recubierta por las capas de areniscas más gruesas. Estas son generalmente másivas, de espesores decimétricos a métricos, y suelen presentar estratificaciones cruzadas, planares y de surco, y amalgamaciones laterales. En la vertical los depósitos más gruesos evolucionan a areniscas de grano más fino, dispuestas en niveles de menor espesor y con mayor continuidad lateral, en las que es frecuente observar estructuras de corriente (laminaciones planares y cruzadas de ripples). En las zonas más distales, estos últimos depósitos llegan a ser mayoritarios dentro de cada paquete, y finalmente puede observarse como se interdigitan con los depósitos más finos de la unidad.

Petrológicamente todas las areniscas corresponden a litarenitas de granos subangulosos

a subredondeados, fundamentalmente compuestas por granos silíceos y carbonatados. Hacia la base de la unidad, dentro de las areniscas también se han reconocido clastos ferruginosos y de yeso.

Los materiales entre los que se intercalan los cuerpos areniscosos corresponden a sucesiones bastante homogéneas de limolitas, lutitas y arcillas, de colores generalmente rosados, pero que localmente también presentan tonalidades ocre y grises. Entre estos depósitos y a diferentes alturas se reconocen niveles centimétricos de yeso, que también pueden aparecer como nódulos orientados paralelamente a la estratificación. Estos últimos depósitos son sobre todo frecuentes en la banda de afloramientos situada desde Azqueta hasta el borde S de la hoja y en los afloramientos situados al E del diapiro de Estella (paraje Ordoiz), donde ocasionalmente llegan a formar tramos de hasta varios metros de espesor.

Sedimentológicamente, los materiales del término 19 se consideran como sedimentos representativos de zonas medias de abanicos aluviales, acarreados por corrientes tractivas. Los depósitos finos entre los que se intercalan definen, por su parte, una llanura lutítica de carácter más distal, en la que eventualmente se desarrollaban depósitos evaporíticos (yesos).

La edad de todo el conjunto se establece, al igual que para el término 18, en Sueviense-Arverniense (Oligoceno medio-superior).

1.3.4. CICLO IV: UNIDAD DE GALLIPIENZO-LEOZ (ARVERNIENSE-AGENIENSE)

Los depósitos que forman este ciclo sedimentario se disponen en las mismas posiciones que los de la Unidad de Mendigorria, y al igual que ellos se agrupan en dos litofacies principales (términos 23 y 24 de la cartografía), también representativas de ambientes

de abanico aluvial. Alcanzan su mayor desarrollo en las laderas de Montejurra donde el conjunto llega a superar los 700 m de espesor. En cambio, en las otras dos áreas de afloramiento (laderas de Monjardín y borde E del diapiro de Estella), su espesor no sobrepasa los 400 m.

Su base corresponde a una discontinuidad que en muchas secciones se reconoce por llevar asociado un cambio de coloración de las rocas (de rojizo en las infrayacentes a ocre y/o amarillento en las suprayacentes). Esta discontinuidad corresponde en muchos puntos a una discordancia solo identificable a nivel cartográfico (las mejores zonas de observación se sitúan desde la ladera NW de Montejurra hasta la falda del monte Cantabarena, y en la ladera NE de Monjardín), y que hacia posiciones más distales evoluciona progresivamente a una paraconformidad.

1.3.4.1 CONGLOMERADOS CALCAREOS Y ARENISCAS (23). ARVERNIENSE-AGENIENSE

Estos depósitos alcanzan su máximo desarrollo en las laderas N y NE de Montejurra, donde aparecen dando un cresterio de capas subverticales muy característico, y donde alcanzan su máximo espesor (algo más de 600 m). También se reconcen localmente en la banda de afloramientos de la unidad al N de la Falla de Matucaña (tambiwn denominada de Muniain) y en la ladera E de Monjardín, donde su espesor es sensiblemente menor.

Corresponden en su mayor parte a conglomerados calcareos de colores crema y amarillentos, principalmente constituidos por calizas del Terciario marino (calizas de algas y macroforaminíferos: nummulites, alveolinas, etc), pero que en ocasiones también incluyen una proporción importante de clastos de arenisca y de calizas más antiguas

(Jurásico y Cretácico), e incluso de conglomerados previos (estos últimos relativamente escasos). La matriz es arenosa y microconglomerática, y generalmente de color pardo u ocre.

Estos conglomerados se ordenan en cuerpos individuales de espesor métrico, que a su vez forman secuencias positivas estrato- y granodecrecientes de espesor decamétrico, culminadas con niveles de areniscas. Dentro de los cuerpos son comunes las amalgamaciones entre capas. Internamente los conglomerados presentan granoclasificación vertical, aunque pueden mostrarse desorganizados. Hacia su techo, en los términos más finos de los bancos (tramos arenosos), es posible distinguir estratificaciones y laminaciones cruzadas.

Las intercalaciones entre los cuerpos conglomeráticos corresponden a lutitas y areniscas de colores ocres y amarillentos. Estas últimas tienen espesores no superiores a medio metro, y pueden aparecer bien como capas planoparalelas o con base alabeada y de carácter erosivo. En todas ellas son frecuentes las estructuras de corriente.

La interpretación sedimentológica que se da a estos depósitos es la misma que la establecida para sus equivalentes de la Unidad de Mendigorria. En conjunto, corresponden a depósitos tractivos de canales y barras, generados en zonas proximales de abanicos aluviales. La disposición radial de dichos abanicos alrededor del diapiro de Estella, indica que su área de procedencia sería la propia cúpula diapírica. De todos ellos el abanico principal, dada su potencia y proximalidad de las facies, aflora actualmente en la zona de Montejurra. Esto indica que, para esta etapa, el flanco Sur de la bóveda diapírica constituyó un área algo más subsidente y más activa dentro del sistema aluvial, por la cual se canalizaban los depósitos más gruesos.

Por correlación con otras áreas de la cuenca y por su posición estratigráfica, estos materiales serían de edad Arverniense-Ageniense (Oligoceno superior-Mioceno inferior).

1.3.4.2 ARENISCAS EN CAPAS EXTENSAS Y LUTITAS OCRES Y AMARILLENTAS (24). ARVERNIENSE-AGENIENSE

Estos depósitos constituyen el equivalente lateral de los depósitos que acabamos de describir, ya que en todas las áreas de afloramiento se disponen interdigitándose en la lateral. Alcanzan su máximo espesor en la ladera S de Montejurra (unos 700 m), donde se reconocen desde el Wde Arroniz hasta Dicastillo.

Al igual que el término 19 de la secuencia de Mendigorria, corresponde a una sucesión de lutitas y limolitas (en este caso de colores amarillentos), entre las que se intercalan cuerpos de areniscas. Estas últimas son de grano grueso, ocasionalmente microconglomeráticas a la base, y suelen ser de colores ocres y/o parduzcos. Aparecen como cuerpos de potencia métrica (ocasionalmente hasta 5-10 m), que frecuentemente pueden trazarse en la lateral sobre distancias kilométricas (líneas de capa en la cartografía). En cada uno de estos cuerpos las areniscas forman secuencias positivas estrato- y granodecipientes, de similar organización a la descrita para el término 19. Comienzan con una superficie erosiva y alabeada, recubierta por las capas de mayor granulometría, y culminan con areniscas de grano más fino, dispuestas en niveles de espesor más discreto y con mayor continuidad lateral. En todas ellas son frecuentes las estructuras sedimentarias de corriente como estratificaciones cruzadas planares y de surco y laminación ripple. Petrológicamente las areniscas corresponden a litarenitas de granos subangulosos a subredondeados, fundamentalmente compuestas por granos silíceos y carbonatados.

Desde un punto de vista sedimentológico, los materiales areniscosos se consideran como sedimentos tractivos representativos de zonas medias de abanicos aluviales. Los depósitos finos entre los que se intercalan definirían, por su parte, una llanura lutítica de carácter más distal.

Dada su equivalencia lateral con el término 23, se les atribuye una edad Arverniense-

Ageniense (Oligoceno superior-Mioceno inferior).

1.3.5. CICLO V: UNIDAD DE ARTAJONA-OLITE. AGENIENSE-ARAGONIENSE

Esta unidad se reconoce en tres puntos (Montejurra, Cantabarena y Monjardín), donde aparecen formando la parte más alta de la sucesión continental. Alcanza su espesor máximo en Montejurra, posición en la que se ha calculado un espesor algo superior a 200 m. Fundamentalmente esta unidad se ha diferenciado en base a criterios geométricos, ya que sus depósitos constituyentes presentan caracteres idénticos a los descritos para la Unidad de Gallipienzo-Leoz. En efecto, su base corresponde en muchos puntos a una discordancia que recorta suavemente a los depósitos infrayacentes, y que sobre todo es evidente en la ladera N de Montejurra.

Incluye dos litofacies principales (términos 27 y 28), que respectivamente corresponden a depósitos conglomeráticos y a alternancias de areniscas y lutitas.

1.3.5.1 CONGLOMERADOS CALCAREOS Y ARENISCAS (CONGLOMERADOS DE MONTEJURRA) (27). AGENIENSE-ARAGONIENSE

Como ya se ha indicado, estos depósitos son de similares características y composición a los que componen el término 23 de la Unidad de Gallipienzo-Leoz: cuerpos de conglomerados calcareos (de calizas terciarias y en muy baja proporción clastos de cuarzo, arenisca y calizas de otras edades) y niveles de litarenitas que se ordenan en secuencias métricas estrato- y granodecrecientes. Todos estos materiales también se interpretan, por sus caracteres, como depósitos proximales de abanicos aluviales.

1.3.5.2 ARENISCAS EN CAPAS EXTENSAS Y LUTITAS OCRES Y AMARILLENTAS (28). AGENIENSE-ARAGONIENSE

Al igual que en la Unidad de Gallipienzo-Leoz, los cuerpos de conglomerados y areniscas pasan lateralmente y/o se intercalan entre sucesiones de lutitas y areniscas en capas

extensas que representan depósitos más distales dentro del sistema o que también podrían definir periodos de baja actividad del mismo.

1.3.6. CICLO VI: UNIDAD DE OCO. VALLESIENSE-PLIOCENO

Esta unidad muestra grandes diferencias con respecto a sus predecesoras, tanto por la composición y organización de sus depósitos constituyentes, como por su localización, ya que solo se reconoce en la zona de la Depresión del Ega situada al N de la Falla de Oco. En conjunto corresponde a una sucesión de depósitos terrígenos y carbonatados a los que se les ha estimado un espesor máximo de 300 m. Dichos depósitos se han agrupado en tres litofacies principales, que en la vertical marcan un ciclo sedimentario completo, en el que de base a techo se pasa de depósitos fluvio-aluviales a lacustres. La edad Mioceno final-Plioceno que se le atribuye a esta unidad se ha establecido, sobre todo, en base a criterios regionales. A continuación se describen las características de sus depósitos constituyentes.

1.3.6.1 CONGLOMERADOS CALCO-ARENOSOS MASIVOS O EN CANALES (32). VALLESIENSE-PLIOCENO

Estos depósitos presentan afloramientos bastantes reducidos dentro del área ocupada por la Unidad de Oco, aunque la información proporcionada por los diferentes sondeos hidrogeológicos realizados en la zona, indica que es una litología bastante frecuente a la base de todo el ciclo. Además estas facies se encuentran también englobadas en la unidad suprayacente (33) de carácter fundamentalmente lutítico.

En superficie, su afloramiento más representativo se localiza en el barranco de Zarpanda, muy proximo al borde W del cuadrante. Allí aparecen como una sucesión de unos 30-40 m de espesor, compuesta por conglomerados de colores rojizos con bases canaliformes y que lateralmente se amalgaman entre sí. Estos conglomerados principalmente están compuestos por clastos de areniscas rojizas, embebidos en una matriz

arenosa de la misma naturaleza. Por comparación, dichos materiales probablemente provienen de la erosión de las unidades precedentes, y más concretamente de la unidad de areniscas de Mués. Entre ellos también es fácil reconocer clastos de calizas recristalizadas, probablemente del Cretácico superior.

En otros afloramientos de superficie, como los situados en el borde E de la cubeta (al NE de Abaigar), los conglomerados aparecen como cuerpos aislados, de base canaliciforme, que normalmente no superan los 5 m de espesor. La composición de estos conglomerados es diferente a la de los anteriores, ya que fundamentalmente están formados por clastos de calizas, en su mayor parte del Terciario marino. El resto de material corresponde a fragmentos de areniscas, y la matriz es arenosa y de colores rojizos. Una similar composición presentan los cuerpos de conglomerados aflorantes en el flanco N de la cubeta (entre Ancin y Murieta), donde los clastos calizos corresponden en su mayor parte a calizas del Cretácico superior. En algunos puntos, entre los cuerpos conglomeráticos también se han distinguido niveles de areniscas microconglomeráticas que rara vez superan los 30 cm de espesor.

Todos los depósitos que acabamos de describir son bastante masivos y desorganizados, aunque en algunos puntos dentro de ellos también se han reconocido estratificaciones planares y cruzadas. En conjunto se han interpretado como depósitos de canal aluvial poco desarrollados, y que localmente evolucionan a ambientes fluviales. Estos abanicos aluviales se localizarían en los bordes de la cubeta que rellena toda la Unidad de Oco, y tendrían a gran escala una disposición centrípeta hacia su centro. Las diferencias composicionales observadas de unos puntos a otros se explicarían en función de las diferencias entre las áreas-fuente: de carácter arenoso al Sur; y de naturaleza caliza al Este, Noreste y Norte.

1.3.6.2 ARCILLAS Y LIMOLITAS ROJAS CON NODULOS CARBONATADOS (33). VALLESIENSE-PLIOCENO

Tanto por espesor como por extensión cartográfica, estos depósitos son la litofacies mayoritaria dentro de la Unidad de Oco. Corresponden a sucesiones de arcillas, lutitas y limolitas de color rojo intenso, que por lo general afloran en muy malas condiciones, pero que han sido también identificadas en sondeos. En los pocos afloramientos en que se puede realizar un corte a lo largo de ellas (varias pistas al E de Abaigar y al N de Mendilibarri), se observa que son bastante masivas y que, como rasgo característico, incluyen una proporción relativamente elevada de nódulos carbonatados de dimensiones centimétricas. En algunos puntos, se han reconocido intercalados niveles y tramos de lutitas y margas de colores grises, que suelen contener tallos de characeas y restos carbonosos de origen vegetal, y niveles microconglomeráticos y arenosos, además de los conglomerados de la unidad 32. En todos estos depósitos son frecuentes de observar rizocreciones y otros rasgos edáficos.

En conjunto constituyen depósitos de llanura aluvial, entre los que se intercalan canales (término 33), aunque la presencia a diferentes alturas de restos de characeas y de restos carbonosos vegetales, indicaría la existencia de periodos de nivel freático alto, y por tanto de depósito en condiciones subacuáticas de poca profundidad. Estos caracteres son similares a los de muchos ambientes palustres actuales.

1.3.6.3 CALIZAS LACUSTRES TABLEADAS (CALIZAS DE OCO) (34). VALLESIENSE-PLIOCENO

Estos depósitos corresponden a lo que habitualmente se conoce como Calizas de Oco, ya que es en las proximidades de dicha localidad donde se sitúa su sección más representativa. No obstante, existen otras secciones donde pueden observarse en buenas condiciones, como las situadas al NE de Abaigar a ambos lados del valle del Ega (parajes Lizaico y El Raposo), en la ermita de San Bartolomé (a media distancia entre Oco y Abaigar), o en Piezas Nuevas, al SW de Legaria.

Fundamentalmente corresponde a un conjunto de unos 30-50 m de espesor de calizas

blanquecinas bien estratificadas, entre las que se intercalan margas y margocalizas de colores grises y blanquecinas. Estos depósitos presentan caracteres típicos de un ambiente lacustre. En la mayoría de afloramientos las calizas, de espesores individuales entre 0.5 y 2 m, son de naturaleza micrítica y aparecen compuestas por gran cantidad de tallos de characeas, moldes de gasterópodos de agua dulce, y restos vegetales diversos. A su vez, dentro de ellas se distinguen localmente laminaciones algales y niveles con gran cantidad de oncolitos centimétricos, indicativos de intervalos con hidrodinamismo elevado. Las margas que separan los bancos calizos son bastante homogéneas, y en ocasiones suelen contener gran cantidad de tallos de characeas. En todos estos depósitos son frecuentes de reconocer rizocreciones y microkarst, que cuando están muy desarrollados les dan a las calizas un aspecto brechoide.

A gran escala todos estos depósitos se ordenan verticalmente en ciclos de varios metros de espesor, en los que se observa un enriquecimiento progresivo en calizas. Lateralmente la unidad tampoco es homogénea, ya que se observan zonas en que respectivamente dominan los depósitos margosos o calizos.

Las Calizas de Oco fundamentalmente forman un litosoma, a techo del ciclo sedimentario. En el extremo NO de la hoja las calizas presentan escaso desarrollo superficial, ya se hayan cortadas por capas conglomeráticas que corresponden de nuevo a facies similares al término 32.

1.3.7. ORTOBRECHAS Y LUTITAS AMARILLENTAS. BRECHAS Y CONGLOMERADOS CON MATRIZ ARENO-LIMOSA ROJIZA (UNIDAD COMPRESIVA) (31). OLIGOCENO SUPERIOR-PLIOCENO.

Afloran en la zona del barranco de Zarapanda, en contacto directo con las calizas Coniacienses, situadas entre las fallas de Oco y Piedramillera. Se han reconocido además en los sondeos de Mendilibarri R-1 y R-3 y en afloramientos reducidos localizados en el extremo N de la hoja, siempre a techo o en contacto directo con un sustrato de

calizas coniacienses. El contacto entre las facies brechoides y calizas es neto y erosivo, reconociéndose frecuentemente geometrías canaliformes. Localmente además se han reconocido rasgos de disolución paleokárstica en estas calizas, lo que indica una exposición subaerea de las mismas como resultado del levantamiento tectónico y exposición subaerea con el que comenzó además su desmantelamiento. Las cavidades de disolución están rellenas de facies arenosas laminadas y arcillas tipo "terra rosa", todo ello indicando corrientes tractivas y un clima húmedo.

La litología principal constituyente de esta unidad consiste en brechas calcareas granoportadas de cantos heterométricos y homolíticos, angulosos a muy angulosos, aunque lateralmente evolucionan en cortas distancias a facies más organizadas, consistentes en niveles conglomeráticos canaliformes de bases erosivas y organización interna granodecreciente. Estos se intercalan entre areniscas y limos de colores rojizos. Los clastos son decimétricos y constituidos por calizas y calcarenitas coniacienses, y la matriz, aunque generalmente escasa, es de naturaleza arenosa.

Estas brechas se formaron en la proximidad de fallas activas que limitaban los márgenes de la cubeta de Ancin-Murieta. Su origen está relacionado en sus áreas más proximales con procesos de caída de rocas y avalanchas, siendo el transporte extremadamente corto, y produciéndose prácticamente su reabajamiento "in situ". Hacia zonas adyacentes, ligeramente más distales, habrían sido transportadas y reabajadas por corrientes tractivas cada vez más evolucionadas, dando lugar a los depósitos canaliformes más organizados.

Es una unidad compresiva que se habría formado simultáneamente a algunos de los ciclos anteriormente descritos (desde el de Mendigorria al de Oco), por lo que su edad abarcaría desde el Suevoense superior al Plioceno.

1.3.8. CONGLOMERADOS, ARENAS Y FANGOS ROJIZOS Y OCRES (35). PLIOCENO-PLEISTOCENO

Corresponde a un afloramiento ubicado en la zona de Abaigar, discordante sobre términos anteriores de la serie.

Está compuesto por un conjunto de conglomerados y arenas, englobados por fangos de tonalidades rojizas y ocres. Los cantos son predominantemente carbonatados, aunque existen algunos silíceos, e incluso otros con aspecto de Jacintos de Compostela, cuya procedencia sería, inequívocamente del Keuper.

Los materiales se encuentran organizados en secuencias de paleocanales, con base erosiva, y secuencias granodecipientes. La potencia de cada episodio no supera, habitualmente los 2 m. de espesor.

Se interpretan como depósitos proximales o medios de abanico aluvial, provocados por una reactivación local de la actividad diapírica.

Por posición estratigráfica su edad se sitúa en el paso Plioceno-Pleistoceno.

1.4.CUATERNARIOS

1.4.1. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS (58) Y GLACIS DEGRADADOS (59). PLEISTOCENO.

En el área situada entre los relieves serranos de Montejurra al Noreste y al Sur de la depresión de Ancín-Murieta, al noroeste, se localizan una serie de morfologías con depósito, de tipo glacis (36), en ocasiones degradados, que pueden alcanzar desarrollo notable.

Es en la zona de la vertiente septentrional de Montejurra, en el sector nororiental de la hoja, donde estas morfologías alcanzan una mayor importancia. Las zonas proximales del depósito se ubican al pie del escarpe de la Sierra, desarrollándose en dirección al valle del río Ega, al Sur, con extensión kilométrica, hasta el entorno de Ayegui.

Se trata de cantos, predominantemente carbonatados, englobados en una matriz que, en ocasiones, puede ser dominante, de limos y arcillas de tonos ocres y pardos. La potencia del depósito puede alcanzar los 5-6 m. en las zonas más distales de las morfologías.

Debe señalarse que estos glacis, presentan una composición litológica peculiar, constituida por gravas dominantes, al proceder de la desagregación de los conglomerados terciarios que constituyen los relieves de procedencia.

Aunque, en zonas próximas, se han reconocido dos o más niveles de glacis, la desconexión geográfica entre los distintos depósitos en la hoja de Arróniz, ha impedido una relación precisa entre ellos, habiéndose cartografiado como un único nivel comprensivo de todo el Pleistoceno.

1.4.2. GRAVAS, ARENAS Y LIMOS. TERRAZAS (57). PLEISTOCENO.

En el río Ega, se han reconocido morfologías de terrazas fluviales (37), compuestas por depósitos de gravas, predominantemente carbonatadas, arenas y limos, de tonos grises y pardos.

El espesor de estos depósitos puede evaluarse en unos 2-3 m. como media, y su extensión es reducida.

En la zona alta del Ega, en el tramo comprendido entre Ancín y Murieta, dentro del ámbito de la hoja de Arróniz, se han reconocido dos niveles, situados a +2 y +20 m. sobre el cauce actual, y que han sido diferenciados convenientemente en el mapa geomorfológico.

Se atribuye a todos estos depósitos edad pleistocena.

1.4.3. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (45). CANTOS CON ESCASA MATRIZ. HOLOCENO.

Fundamentalmente asociados a los niveles resistentes, se localizan unos depósitos, con morfología de coluvión, que tapizan de forma prácticamente continua las laderas en la base de los cresteríos.

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

Se ha estimado para estos depósitos una edad holocena.

1.4.4. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. FONDOS DE VALLE Y ALUVIALES (38). FANGOS Y GRAVAS. MEANDROS ABANDONADOS (40). CANTOS, LIMOS Y ARCILLAS. CONOS DE DEYECCIÓN (41). HOLOCENO.

Los rellenos aluviales correspondientes a los fondos de valle (38) son frecuentes en el ámbito de la hoja. Los principales corresponden al Ega.

Se trata de depósitos formados por gravas, arenas y fangos en proporción variable, y cuya potencia no suele exceder de 1-2 m. en los cauces de la red de menor orden. En el valle del Ega, el fondo aluvial asociado presenta, en cambio un espesor considerable (3-4 m. visibles) que, además, se encuentra afectado por un notable proceso de incisión.

También en el valle del Ega, se han reconocido áreas, dentro del propio depósito aluvial, correspondientes a morfologías de meandro abandonado (40), relictos de anteriores trazados del río. Están compuestos por litologías más fangosas, la menos en superficie, aunque su propia génesis hace suponer la presencia de gravas en la parte basal del depósito.

En las salidas de algunos barrancos, se han cartografiado morfologías con depósito de conos de deyección (41), formadas por cantos con matriz limoarcillosa en proporción variable. Su extensión es reducida, y el espesor de los depósitos no debe superar los 2-3 m. en sus zonas más distales.

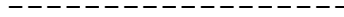
La edad de estas unidades es Holoceno.

1.4.5. CANTOS EN MATRIZ DE FANGOS. DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (43) Y GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL (42). HOLOCENO.

Se incluyen en este apartado los depósitos de cantos, más o menos heterométricos, englobados en matriz limoarcillosa, correspondientes a rellenos de génesis mixta, fluvial y de ladera, aluvial-coluvial (43), y a los de las morfología de glacis actual-subactual (42) presentes en la hoja.

Su espesor es reducido, no superior a los 2 m., y se estima para ellos una edad holocena.

2.- TECTONICA



2.- TECTONICA

En este capítulo se van a comentar de forma sintética los caracteres estructurales más significativos del área ocupada por la hoja de Arroniz. Ello permitirá obtener una visión general de la configuración que presenta todo el área y, a su vez, ayudará a comprender la evolución tectónica que ha experimentado a lo largo del tiempo.

Como ya se indicaba en la introducción, a lo largo de la hoja de Arroniz se produciría la transición entre dos dominios tectosedimentarios (la Región Vasco-Cantábrica y la Cuenca del Ebro), aunque es necesario indicar que dicha transición no está tan bien definida como en otros sectores adyacentes. Ello en gran parte es debido a que en esta zona el límite entre ambos dominios no está representado por una única estructura, sino que se registraría a lo largo de una banda de deformación que a nivel superficial implica varios accidentes. Además el hecho de que estos accidentes hayan tenido diferente comportamiento a lo largo del tiempo (en la mayoría de los casos, primero como fallas inversas y posteriormente como normales), supone una dificultad añadida para establecer la evolución tectónica del área.

Teniendo en cuenta la configuración general del cuadrante, todo él puede dividirse en una serie de unidades o bloques separados por los accidentes principales. Estos bloques son el diapiro de Estella, el bloque o cubeta de Ancin-Murieta, el bloque de Monjardín y en zona meridional del borde de la Cuenca del Ebro o bloque de Montejurra. Estas unidades estructurales que diferenciamos presentan una orientación general que va de E-W a NE-SW. A continuación se describen los caracteres principales de cada una de ellas.

2.1. EL DIAPIRO DE ESTELLA

El diapiro de Estella constituye sin duda el elemento estructural más significativo de la hoja de Arroniz. Con una elongación general SW-NE, la estructura se sitúa ocupando la parte NE de la zona estudiada, desde donde se extiende hacia el vecino cuadrante de Estella.

En conjunto, el núcleo del diapiro está constituido por una masa de material salino del Triás Keuper que en la mayoría de afloramientos se presenta como una brecha salífera que incluye gran cantidad de materiales exóticos. Dichos materiales, que en ocasiones forman bloques de grandes dimensiones, principalmente corresponden a calizas del Jurásico y Triásico en facies Muschelkalk, aunque también puede reconocerse una proporción significativa de fragmentos y bloques de areniscas del Buntsandstein, y de rocas metamórficas (gneises, pizarras y cuarcitas), probablemente de edad paleozoica. Según muchos autores, estos últimos materiales deben su presencia a la existencia de la Falla de Pamplona, accidente profundo que habría favorecido la extrusión de la masa halocinética y la incorporación dentro de ella de materiales arrancados del sustrato.

En base a las morfologías observadas en las zonas de borde del diapiro, se puede interpretar que presenta una cierta vergencia hacia el SE, aunque los estudios microtectónicos realizados por Pflug (1973), apuntan que las primeras fases de ascenso diapírico tuvieron vergencia hacia el NW.

En los bordes del diapiro las diferentes unidades sedimentarias suelen aparecer verticalizadas y, a su vez, localmente suelen estar afectadas por fallas perpendiculares a la estructura en dispositivo radial, que las desplazan lateralmente o verticalmente. En el borde E del diapiro, las más importantes corresponden a las fallas de Oncineta y Matucaña (esta última también denominada anteriormente de Muniain), accidentes que con una orientación NW-SE todavía se continúan varios kilómetros dentro del vecino cuadrante de Oteiza. Por su parte, en el borde W del diapiro se sitúan las fallas de Oco,

Learza-Monjardín y Azqueta. Las dos primeras son las más importantes, ya que se continúan de forma ininterrumpida hacia el W superando ampliamente los bordes de la hoja. Como luego comentaremos, todas estas estructuras ejercieron un importante papel durante el depósito de la sucesión continental.

Los primeros indicios de actuación del diapiro de Estella se sitúan en el Albiense, etapa en la que se comenzaría a perfilar el Domo de Zufia, estructura situada al NW del diapiro y que actualmente se encuentra parcialmente desmantelada por la continuación de la extrusión. Otras etapas de actuación se sitúan cronológicamente en la segunda mitad del Cretácico superior y en el Eoceno medio, siendo la más importante la actuación registrada durante el Oligoceno superior y el Mioceno, intervalo que coincide con el levantamiento generalizado de la Región Vasco-Cantábrica y con la individualización de la Depresión del Ebro como cuenca de sedimentación continental. La actividad del diapiro ha llegado por lo menos hasta el Cuaternario, hecho demostrado en la génesis de acantilados fluviales excavados en yesos por el río Ega.

2.2. BLOQUE DE ANCIN-MURIETA

Este bloque, que ocupa la parte NW de la zona de estudio, en líneas generales se define como una amplia cubeta sinclinal desarrollada sobre la serie del Cretácico superior y rellenada por materiales de edad Mioceno-Plioceno, que componen el ciclo o secuencia de Oco, y finalmente por sedimentos cuaternarios.

La cubeta se sitúa al S de la gran estructura anticlinal de la Sierra de Lokiz, y su límite meridional corresponde al sistema formado por las fallas de Oco y Piedramillera. La primera de ellas, la Falla de Oco, es un accidente normal que hunde la cubeta de Ancin-Murieta y que todavía se continúa varios kilómetros hacia el W, afectando a la serie de calizas coniacienses de la Sierra de las Dos Hermanas. Por su parte, la Falla de Piedramillera corresponde a un accidente inverso con gran representación al W de la zona de estudio (zona de Mendaza-Nazar).

En base a los datos obtenidos en este estudio, hemos interpretado que ambos accidentes se desarrollaron en etapas diferentes. Probablemente, la Falla de Piedramillera corresponde a un accidente inverso que se formó durante el Oligoceno y Mioceno, coincidiendo con el levantamiento y cabalgamiento hacia el S de la parte meridional de la Región Vasco-Cantábrica. En cambio, suponemos que la Falla de Oco sería un accidente más tardío (de edad Mioceno superior-Plioceno), desarrollado durante la relajación posterior a las principales fases compresivas de la orogenia pineránica, que a lo largo de la mayor parte de esta zona habría aprovechado el trazado del accidente inverso de Piedramillera. Este comportamiento es muy común de observar en otros sectores del borde S de la región Vasco-Cantábrica (i.e. la Sierra de Cantabria), donde accidentes inversos desarrollados durante la fase compresiva principal rejugaron posteriormente como fallas normales.

Por otro lado, es necesario destacar que la cubeta de Ancin-Murieta presenta en profundidad una estructura más compleja de lo que se puede deducir a nivel superficial.

En efecto, las diferentes campañas de sondeos hidrogeológicos realizadas por la Diputación de Navarra, han puesto en evidencia la existencia de un sustrato cretácico compartimentado por varias fallas de régimen normal y trazado general E-W (ver corte I-I'). Entre dichas fallas destaca la que en varios estudios se ha denominado como Falla de Ega, accidente que todavía no se ha caracterizado en detalle, pero que parece ser una de las principales líneas de descarga del acuífero que forma el borde meridional de la Sierra de Lokiz. En síntesis, se interpreta que el sistema de fallas que compartimenta en profundidad la cubeta de Ancin-Murieta, se habría desarrollado durante la etapa de relajación en que también fue activa la Falla de Oco, siendo por tanto de edad Mioceno final-Plioceno.

2.3.BLOQUE DE MONJARDIN

Este bloque corresponde a la parte centro-occidental de la hoja, y está limitado al E por el Diapiro de Estella, y al N y S respectivamente por las fallas de Oco-Pideramillera y Learza-Monjardín. Los materiales aflorantes a lo largo de él corresponden íntegramente a la sucesión continental del Oligoceno-Mioceno inferior, los cuales aparecen en general como una serie de buzamientos regulares hacia el S, que solo presenta complicaciones de importancia en las proximidades de los accidentes que limitan el bloque: al SE de Abaigar, en las proximidades de la Falla de Oco; al E, en la zona de contacto con el Diapiro de Estella,; y a lo largo del contacto con la Falla de Learza-Monjardín, donde se genera una estructura sinclinal que alcanza su máximo desarrollo en la vertical del monte Monjardín.

Ante la ausencia de datos geofísicos, se desconoce la estructura que presenta este bloque en el subsuelo. No obstante, se ha interpretado que en profundidad su configuración sería similar a la que se dibuja en superficie (ver corte geológico II-II'). Teniendo en cuenta que los materiales más antiguos representados en superficie pertenecen a la sucesión del Oligoceno inferior (ciclo de Mués-Tafalla), se ha considerado que en profundidad estos materiales reposarían sobre la sucesión evaporítica de la secuencia precedente (yesos de Puente La Reina), unidad que al W de la zona llega a aflorar entre las localidades de Mendaza, Nazar y Mirafuentes, y que asimismo aparece dentro de esta hoja inyectada a favor de la Falla de Learza-Monjardín. La actividad de este importante accidente también parece haber sido compleja y para su explicación precisa contar con las observaciones realizadas en la zona situada al S de la misma, por lo que su descripción se efectúa en el apartado siguiente.

2.4. EL BORDE DE LA CUENCA DEL EBRO (BLOQUE DE MONTEJURRA)

Este bloque comprendería el resto de la hoja de Arroniz, ocupando la mayor parte de su mitad meridional. Por el N estaría limitado por el Diapiro de Estella y por la Falla de Learza-Monjardín, estructura que partiendo desde el borde del diapiro se sigue todavía varios kilómetros hacia el W (hasta las proximidades de la Sierra de Codés). Dentro de todo el bloque que aquí consideramos, a su vez pueden distinguirse dos subunidades diferenciadas, que respectivamente ocupan sus mitades occidental y oriental.

La primera, subunidad occidental, comprende el área de afloramiento de los materiales del Oligoceno inferior (secuencia de Mués-Tafalla), conjunto que aparece subvertical y con una orientación general E-W, pero que según nos desplazamos hacia el diapiro se dispone con directrices SW-NE. A menor escala esta sucesión del Oligoceno inferior aparece afectada por fallas normales de extensión limitada, que cartográficamente desplazan las trazas cartográficas de las diferentes litologías. La mayoría de estas fallas tiene orientación NNW-SSE y principalmente se reconocen afectando a los materiales más competentes de la serie (términos 13 y 17, Areniscas de Mués y Yesos de Desojo), aunque la más importante (Falla de San Jorge), presenta en cambio un trazado NE-SW. Esta falla se reconoce desde las proximidades de Villamayor de Monjardín hasta el extremo meridional de la hoja, a partir de donde se continúa dentro del cuadrante de Azcona. Junto con las dos con que se relaciona al W de Urbiola, este accidente se considera responsable del cambio de orientación general de los materiales de la secuencia de Mués-Tafalla. Asimismo, se ha interpretado que jugó un importante papel en la génesis de la Discordancia de Barbarín, discontinuidad que permite que la secuencia de Mendigorria se apoye sobre materiales cada vez más antiguos según nos desplazamos hacia el Diapiro de Estella. Al W de la Falla de San Jorge y como se puede observar ampliamente en el cuadrante vecino de Azcona, la discontinuidad que separa las secuencias de Mues-Tafalla y Mendigorria no parece tener en cambio el mismo carácter, ya que a gran escala se perfila únicamente como una superficie de paraconformidad.

Otro rasgo interesante de destacar en la subunidad occidental es la deformación que presentan sus materiales en la zona de contacto con la falla de Learza-Monjardín. En efecto, en secciones como las de Olejua y Etayo, los materiales cercanos al accidente aparecen afectados por pequeñas fallas inversas y por pliegues de escala métrica y vergencia S. Asimismo y afectando a una banda de unos 100 m desde la falla, se reconoce una esquistosidad de fractura que buza entre 15 y 25 grados al N, que sobre todo se reconoce afectando a los bancos areniscosos de la Formación Mués, los cuales aparecen fragmentados en bloques o afectados por pliegues angulares de escala métrica. Todas estas estructuras que acabamos de describir, en conjunto indicarían que la falla de Learza-Monjardín constituyó en principio un accidente inverso y de vergencia S, que durante su avance y por fenómenos de arrastre, habría provocado la verticalización de toda la sucesión correspondiente a la secuencia de Mués-Tafalla. Asimismo, el avance de esta estructura probablemente también habría favorecido el emplazamiento de los litosomas de Yesos de Puente La Reina que se reconocen dentro de la hoja y en cuadrantes vecinos, materiales que también habrían experimentado arrastres y que habrían extruido a favor de la línea de debilidad. No obstante, la diferente edad de los materiales situados a ambos lados de la falla (más antiguos al S) y el cambio de buzamiento que presentan los materiales del bloque de Monjardín en las proximidades de la falla (al N y, por tanto, opuesto al general de todo el bloque), indican que este accidente ha rejugado posteriormente como falla normal. Por tanto, en este caso se define de nuevo un comportamiento similar al interpretado para la Falla de Oco, primero como accidente inverso y posteriormente con régimen normal.

Del otro lado, la subunidad oriental del bloque de Montejurra se dispone al S del Diapiro de Estella. A gran escala se define como un amplio sinclinal de orientación general N-S y eje buzante al S, cuya formación debió de ser coetánea al depósito de los materiales del Oligoceno superior y Mioceno (secuencias de Mendigorria, Gallipienzo-Leoz y Artajona-Olite). En efecto, la vertical del eje de esta estructura es la zona de borde del Diapiro de Estella donde alcanzan mayor espesor las series conglomeráticas de las

diferentes secuencias; asimismo el desarrollo de las discordancias que las limitan localmente, indicaría de forma bastante clara que la formación del sinclinal fue contemporáneo al desarrollo de los sistemas aluviales.

Tal y como se puede observar en el corte III-III' de la cartografía, en su borde W el sinclinal de Montejurra presenta un pequeño abombamiento anticlinal. Aunque no se dispone de muchos datos, se considera que este pliegue es la manifestación de una falla inversa que en superficie podría corresponder a la falla de Azqueta, estructura que afecta a la serie del Oligoceno inferior y que provoca la creación de un anticlinal y un sinclinal muy apretados, que solo afectan a los materiales de la secuencia de Mendigorría. Este último accidente se puede considerar, por tanto, como un típico pliegue-falla que se habría desarrollado con anterioridad al depósito de la secuencia de Gallipienzo-Leoz.

3.- GEOMORFOLOGIA3.- GEOMORFOLOGIA

3.- GEOMORFOLOGIA

3.1.SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja de Arróniz se localiza en la zona centrooccidental del territorio navarro. La característica principal del paisaje en el ámbito de la hoja, viene señalada por la presencia de los relieves serranos de Montejurra y Monjardín.

Montejurra constituye una alineación serrana localizada en la parte centrooriental de la hoja. Presenta una dirección sensiblemente Oeste-Este para, en su parte más oriental girar en dirección al Sur. En su ámbito se localizan las cotas más altas de la hoja de Arróniz: Montejurra (1044 m.) y San Ciprián (1043 m.).

En situación algo más septentrional a la alineación de Montejurra, se reconoce la morfología elevada de Monjardín (894 m.), que constituye el segundo relieve en importancia en la hoja.

Al Norte de ambos relieves, el valle del Ega representa la zona de cota más baja de la hoja, en torno a los 440 m.

La red principal de drenaje en la zona, está constituida por el río Ega, tributario del Ebro, que transcurre por la zona más septentrional de la hoja, con dirección sensiblemente Oeste-Este.

Los cauces de menor orden son afluentes de este colector principal, tanto en la mitad Norte de la hoja, como en la zona meridional, ya que el Ega, en zonas muy próximas hacia el Este, sufre una inflexión en su trazado para adoptar dirección Norte-Sur, recogiendo así, por su margen derecha, todo el drenaje de la red instalada en la parte Sur de la hoja.

Morfométricamente, el territorio incluido en la hoja presenta una serie de áreas con características claramente diferenciables. En el ámbito de Montejurra y Monjardín, el relieve es escarpado, con pendientes elevadas, que en el caso de Montejurra se van suavizando progresivamente hacia el Sur.

El cuadrante noroccidental de la hoja, se encuentra ocupado por un relieve con pendientes muy bajas, relacionados con la parte alta del valle del Ega con predominio de materiales poco resistentes del Terciario.

En la zona nororiental el relieve es mixto, con presencia de pendientes medias y bajas generadas a favor del piedemonte de Montejurra, y un área con un paisaje algo más accidentado, con colinas y valles labrados sobre los materiales del Keuper.

En la mitad meridional de la hoja, se diferencian claramente dos ámbitos: el más oriental, correspondiente a la vertiente meridional de Montejurra, formado por una sucesión de valles y relieves intermedios en los interfluvios, y con pendiente progresivamente descendente hacia el Sur.

El cuadrante occidental, en cambio, está caracterizado por la existencia de dos alineaciones de relieve separados por una zona más deprimida, reflejo de la disposición litológica del sustrato. Estas alineaciones, con dirección sensiblemente Oeste-Este, forman una sucesión de pequeños relieves muy accidentados por efecto de la acción erosiva de la red fluvial.

3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO 3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL 3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

A nivel regional, la hoja de Arróniz se enmarca dentro del dominio de la Cuenca del Ebro, en su parte septentrional.

Está ocupada por sedimentos principalmente terrígenos del Terciario, en facies continental. Se trata de conglomerados, areniscas y fangos, siendo los primeros dominantes en el área de Montejurra. En la zona suroccidental, es notable la presencia de yesos intercalados en la serie.

En el cuadrante nororiental, se reconocen materiales arcillosos y yesíferos del Keuper, así como sedimentos carbonatados correspondientes a las estribaciones más meridionales de la Sierra de Lóquiz, situada al Norte.

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

En todo el ámbito de la hoja se han cartografiado las **crestas y frentes de cuesta**, relacionados con niveles más resistentes a la erosión intercalados en la serie. Estas morfologías adquieren especial relevancia en el cuadrante suroccidental, asociadas a las unidades con niveles de areniscas y de yesos existentes.

Tanto en el área de Monjardín como, sobre todo, en el entorno de Montejurra, se han

cartografiado abundantes **superficies estructurales**, más o menos **degradadas**, en las que, en ocasiones, se ha indicado su **buzamiento**.

En estas mismas zonas, son frecuentes las morfologías con resalte correspondientes a **líneas de capa**, en las que también se ha representado en cartografía su **buzamiento** cuando este es evidente. También se han cartografiado las **alineaciones morfológicas con control estructural**.

3.2.2. ESTUDIO DEL MODELADO 3.2.2. ESTUDIO DEL MODELADO

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

3.2.2.1 FORMAS DE LADERA 3.2.2.1 FORMAS DE LADERA

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

En la hoja de Arróniz, y sobre todo en relación con los materiales detríticos terciarios, se observa la presencia de un proceso bastante generalizado de regularización de vertientes. Se han representado en la cartografía aquellas áreas en las que se reconoce la existencia de un proceso posterior de incisión que retoca la vertiente, dando lugar a **laderas regularizadas y disectadas**.

A favor de algunas vertientes se localizan acumulaciones de tipo **coluvión** en algunas laderas que no suelen alcanzar un gran desarrollo.

3.2.2.2 FORMAS FLUVIALES 3.2.2.2 FORMAS FLUVIALES

Las morfologías de génesis fluvial más destacadas en el ámbito de la hoja de Arróniz, se localizan relacionadas con la arteria fluvial principal: el río Ega.

El Ega, que transcurre por la zona Norte de la hoja, con dirección sensiblemente Oeste-Este, desarrolla un amplio **fondo de valle**, que puede alcanzar una extensión superior a un kilómetro en las proximidades de Legaria. Otros valles de la red de menor orden, sobre todo los situados en la mitad meridional de la hoja, también presentan fondos de valle de cierta importancia.

Se han cartografiado en el valle del Ega unas morfologías con depósito correspondientes a **terrazas** fluviales. Se han reconocido dos niveles situados a +12 m. y +32-35 m. sobre el actual cauce. Entre Ancín y Legaria se reconoce también, de forma discontinua, un nivel inferior (+2-4 m.). En todos los casos se han cartografiado los correspondientes **escarpes** que limitan estas morfologías.

En el valle del Ega se han reconocido, en el fondo aluvial, algunas morfologías de **meandros abandonados**, tanto al Sur de Zufía, como en el tramo entre Ancín y Murietta. En este río se ha diferenciado también el **cauce activo**.

Otra morfología con depósito, también relacionada con génesis fluvial, corresponde a los **conos de deyección** que se localizan en la salida de algunos barrancos. Los más extensos se ubican en la vertiente Norte de Montejurra.

La red fluvial de menor orden presenta un proceso generalizado de **incisión lineal**, sobre todo en sus tramos altos y que, en algún caso, dá lugar a la aparición de **cárcavas**. Se han representado también en el mapa los **collados de divergencia fluvial** que marcan morfologías netas.

Localmente, en algunas laderas es evidente la presencia de morfologías fluviales de

arroyada en regueros, a favor de vertientes constituidas por materiales menos resistentes.

3.2.2.3 FORMAS KÁRSTICAS.2.2.3 FORMAS KÁRSTICAS

En relación con los sedimentos yesíferos incluidos en el diapiro de Estella, se han reconocido algunas morfologías de disolución correspondientes a **dolinas**.

Aparecen como formas, habitualmente con fondo plano y **borde difuso**, que alcanzan dimensiones hectométricas. También se han observado otras, de menor dimensión, de paredes más verticalizadas.

3.2.3.4 FORMAS POLIGÉNICAS.2.3.4 FORMAS POLIGÉNICAS

Entre las morfologías de génesis poligénica presentes en la hoja de Arróniz, cabe destacar por su extensión, las formas de acumulación correspondientes a **glacis** y **glacis degradados**, que pueden estar limitados por **escarpes**, aunque habitualmente éstos se hallan degradados.

Se desarrollan principalmente en las vertientes septentrionales de Montejurra y Monjardín y, en la zona Norte de la hoja, en relación con las estribaciones más meridionales de la Sierra de Lóquiz, situada al Norte.

Su espesor puede ser notable, como se indicará en el capítulo correspondiente de formaciones superficiales, y su extensión superficial es muy considerable, de índole kilométrica. Se han reconocido dos niveles generalizados en el área, habiéndose cartografiado también un nivel comprensivo de ambos cuando su desconexión geográfica impide una clara asignación a alguno de los dos niveles citados.

Además se ha diferenciado también en el mapa un nivel de **glacis actual-subactual** que

enlaza con los depósitos de fondo de valle.

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

Normalmente relacionadas con zonas de crestas o relieves abruptos, principalmente en el área del diapiro de Estella, en la parte nororiental de la hoja, se reconocen algunas morfologías residuales, labradas sobre materiales más resistentes, incluidos en el conjunto arcilloso, que dan lugar a formas de **rocas aisladas o pináculos rocosos**.

3.2.3.5 FORMAS ANTRÓPICAS.2.3.5 FORMAS ANTRÓPICAS

Solamente se han incluido en la cartografía, dentro de este apartado, las morfologías correspondientes a los huecos provocados por las **canteras** que han beneficiado materiales yesíferos en el área del diapiro de Estella.

3.2.3. FORMACIONES SUPERFICIALES3.2.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En el capítulo de Estratigrafía, se incluye una breve descripción de los depósitos cuaternarios cartografiados en la hoja de Arróniz. A continuación se describen más detalladamente, en orden a su génesis y edad, expresándose entre paréntesis la letra asignada en la leyenda del Mapa geomorfológico.

3.2.3.1. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS Y GLACIS DEGRADADOS. (f,g,h). POLIGENICO. PLEISTOCENO.

Estos depósitos se encuentran representados, principalmente, en la zona septentrional de la hoja, asociados a los relieves serranos de Montejurra y Monjardín.

Están formados por cantos, predominantemente carbonatados, subangulosos a subredondeados. En ocasiones, el nivel de redondeamiento de los cantos es mayor, dado que en el área de procedencia de estos depósitos, se localizan niveles de conglomerados terciarios.

La matriz suele ser abundante, arcillo-limosa y arenosa, de tonos pardos y rojizos, amarillentos ocasionalmente. El espesor de estos depósitos puede alcanzar potencias notables, superiores a 4-5 m. en las partes distales de las morfologías ubicadas al Norte de Montejurra, aunque su espesor habitual se sitúa en torno a los 2-3 m.

Por correlación con zonas próximas (hoja de Estella), se ha podido establecer una secuencia en la que se han reconocido dos niveles, de composición similar (f,g), de esta formación superficial. En otras áreas de la hoja, la desconexión geográfica ha obligado a la cartografía de un nivel comprensivo de ambos (h).

3.2.3.2. GRAVAS, ARENAS Y LIMOS. TERRAZAS (b,c,d). FLUVIAL. PLEISTOCENO-HOLOCENO.

Asociados a la red fluvial principal (río Ega), se han cartografiado una serie de depósitos correspondientes a terrazas fluviales.

Están compuestos por gravas en una matriz arenosa y limosa de tonos grises y amarillentos. Su espesor habitual se sitúa en torno a los 2 m.

Las gravas son redondeadas subesféricas, predominantemente calizas, con algunas areniscas y cuarcitas, y sílex ocasionalmente. La cementación de estos materiales es escasa y son abundantes los lentejones de gravas granosostenidas, con los cantos recubiertos, total o parcialmente, por una pátina de óxidos o carbonatos.

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

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

Se trata de una formación superficial, que raramente supera los 2 m. de potencia, compuesta por cantos, angulosos y subangulosos, procedentes de las partes altas de la ladera, englobados en una abundante matriz de limos y arcillas de tonos pardos y amarillentos.

3.2.3.4. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS (FONDOS DE VALLE). LIMOS Y ARCILLAS (MEANDROS ABANDONADOS). CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA (CONOS DE DEYECCION). FLUVIAL (d). HOLOCENO.

Asociados a algunos cauces, tanto de la red principal como de la secundaria, se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle. Los más importantes corresponden al Ega, pudiendo alcanzar extensión kilométrica.

Están compuestos por gravas dominantes, con matriz arenosa y arcillosa. Su espesor es difícilmente cuantificable, pudiendo estimarse como máximo en 1-2 m., excepto en el caso del río Ega en el que, por datos de sondeos, debe superar, en algunas zonas los 10 m.

En la propia llanura aluvial del Ega, se reconocen morfologías correspondientes a antiguos meandros abandonados del propio río. No ha sido posible observar un corte de estos depósitos, pero deben estar constituidos por términos de litología

fina: limos y arcillas dominantes, al menos en la parte alta del depósito.

Asimismo, en las salidas de algunos barrancos se han cartografiado morfologías correspondientes a conos de deyección, constituidos por cantos más o menos heterométricos englobados en una abundante matriz arcillosa y limosa. Su espesor, en las zonas más distales, puede alcanzar los 2-3 m.

A todas estas formaciones se les ha atribuido una edad holocena.

3.2.3.5. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL Y DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (e). POLIGENICO. HOLOCENO.

En las zonas de enlace de algunas vertientes con los fondos de valle asociados, se han cartografiado algunas morfologías de glacis actual-subactual, formadas por cantos, con litologías dominantes en función de las áreas de procedencia, caliza o areniscosa, subredondeados a subangulosos, con abundante matriz limoarcillosa de tonos pardos y grisáceos. Su espesor se sitúa en torno a los 2 m.

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

Se atribuyen al Holoceno.

3.3.EVOLUCION DINAMICA3.3. EVOLUCION DINAMICA

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

La exhumación definitiva del relieve, por datos observables en zonas próximas, debió producirse aproximadamente en el Mioceno que fué, por tanto, el momento del comienzo de la generación del relieve actualmente observable.

A partir del Pleistoceno, se produce el depósito de las morfologías de glacis presentes en la hoja de Arróniz, así como el de las terrazas fluviales del Ega que, en parte, pudieron ser coétaneas con los glacis.

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

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

3.4.MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

3.4.MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los procesos de erosión, ligados a la dinámica fluvial, junto a los de movilización y acumulación en ladera, aparecen como los más activos en la actualidad en la hoja de Arróniz.

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

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

4.- HISTORIA GEOLOGICA

4.- HISTORIA GEOLOGICA

En este apartado se ofrece una visión general de la evolución tectosedimentaria del sector abarcado por este cuadrante, teniendo en cuenta los datos obtenidos durante el estudio de los mismos, así como los provenientes de otros estudios previos y/o de índole más regional. De este modo analizaremos la evolución areal y vertical de los distintos sistemas deposicionales representados en el cuadrante, haciendo hincapie en los principales factores que condicionaron su desarrollo y las modificaciones que produjeron a lo largo del tiempo.

A gran escala, la evolución sedimentaria registrada por esta zona se puede subdividir en dos fases principales. La primera comprendería toda la serie de acontecimientos registrados durante el Mesozoico y el Terciario inferior, periodo en el que toda la zona constituyó el borde meridional de la Región Vasco-Cantábrica. Por su parte, la segunda fase abarcaría la historia más reciente de la zona, coincidente con el depósito de la sucesión del Terciario continental, en el marco de la Cuenca de Antepaís del Ebro. Estas dos fases, pueden, a su vez, dividirse en varias etapas representadas por los diferentes ciclos y secuencias deposicionales diferenciados a lo largo de la zona.

4.1.EVOLUCION DURANTE EL MESOZOICO Y TERCIARIO INFERIOR

Como se acaba de indicar, durante el Mesozoico y Terciario inferior, la evolución de la zona de estudio habría estado estrechamente ligada a la experimentada por el conjunto de la Región Vasco-Cantábrica. Esta región forma parte del cinturón orogénico de los Pirineos, constituyendo la zona de enlace entre la parte central de la cadena y el actual margen continental noribérico. Su registro sedimentario es variado y potente (en algunos puntos llega a superar los 15.000 m), y principalmente está constituido por materiales mesozoicos y más concretamente del Cretácico.

La evolución tectosedimentaria de la Región Vasco-Cantábrica ha sido dilatada y compleja, comenzando a finales del Paleozoico y extendiéndose hasta bien entrado el Terciario. Dicha evolución estuvo principalmente controlada por la interacción de las placas Europea e Ibérica, y a gran escala dentro de ella se pueden distinguir dos periodos principales, cuyos caracteres detallados quedan recogidos en trabajos como los de Montadert et al. (1974), Rat et al. (1983), Rat (1988) y García-Mondéjar (1989): un primero dominado por movimientos de carácter distensivo desde el Paleozoico final al Cretácico superior; y uno posterior caracterizado por movimientos compresivos desde el Cretácico final hasta bien entrado el Terciario (aproximadamente hasta el Eoceno superior). De forma resumida, la sucesión de acontecimientos registrados durante ambos periodos fue la siguiente.

Como resultado de la fracturación tardihercínica, durante el Triásico inferior se configuraron numerosas cuencas que se fueron rellenando con siliciclásticos continentales y carbonatos marino someros, y finalmente con evaporitas (esto último ya en el Triásico Keuper, ver García-Mondéjar et al, 1986) que darían lugar a las extrusiones diapíricas que se reconocen en diferentes puntos de la región (una de ellas, el Diapiro de Estella, dentro de esta hoja). La compartimentación en bloques desarrollada durante esos momentos queda reflejada en las importantes variaciones de espesor de estos materiales, así como en la intrusión de magmas basálticos (ofitas). Ya durante el Jurásico inferior y medio se produjo una subsidencia más uniforme y amplia, tectónicamente pasiva, con implantación progresiva de la sedimentación marina en casi toda la región. A pesar de ello, se desarrolla una gran subsidencia diferencial con desarrollo de surcos intraplataforma (Meléndez, 1976). A gran escala todo el intervalo Triásico-Jurásico se ha considerado como una etapa representativa de un "rift" incipiente.

La etapa de "rifting" propiamente dicha se desarrolló a partir del Jurásico final (primeros movimientos kimméricos; Pujalte, 1981) y a lo largo del Cretácico inferior. Durante ella toda la Región Vasco-Cantábrica evolucionó como una cuenca sedimentaria individualizada. En un primer momento se definieron las denominadas "fosas weal-

denses" (Pujalte, 1977), sistema de subcuencas limitadas por fallas normales que principalmente se rellenaron con materiales continentales y transicionales. A consecuencia de un aumento de la subsidencia, a principios del Aptiense sobrevino una etapa transgresiva, que culminó con el desarrollo de las primeras plataformas carbonatadas urgonianas ya a comienzos del Aptiense superior. A finales del Aptiense superior y hasta aproximadamente el Albiense superior, un cambio en el movimiento relativo entre las placas Europea e Ibérica, se manifestó en una compartimentación de la cuenca en altos y surcos. En los primeros y bajo condiciones favorables, persistió la sedimentación carbonatada somera (bancos urgonianos), mientras que los surcos se fueron rellenando con potentes sucesiones turbidíticas siliciclásticas (Flysch Negro) provenientes de sistemas deltaicos localizados en los bordes de la cuenca (Formación Balmaseda, Formación Zufia y equivalentes). Este dispositivo perduró hasta el Albiense superior, momento en el que asimismo se registró el comienzo del volcanismo submarino en el Sinclinorio de Bizkaia.

En la primera mitad del Cretácico superior (intervalo Cenomaniense-Santoniense), los procesos distensivos entre Iberia y Europa alcanzaron su máxima expresión, de forma que en el Golfo de Vizcaya se llegó al estadio de oceanización. A consecuencia de una regularización y homogeneización de la subsidencia (durante ese periodo de tipo térmico), todo el dominio pirenaico se configuró como una gran cuenca marina que desde su extremo oriental se abría y profundizaba hacia el Golfo de Vizcaya. Dentro de la Región Vasco-Cantábrica, que se situaría en la parte más abierta de dicha cuenca, se registró una transgresión generalizada y se configuraron dos dominios de sedimentación principales: i) en la mitad septentrional una zona de cuenca profunda más subsidente, que se fue rellenando con depósitos turbidíticos entre los que se intercalan grandes acumulaciones de lavas basálticas (el "Flysch calcaire" de Mathey, 1986); y ii) en la mitad meridional una zona somera más estable, sobre la que se desarrollaron amplias plataformas carbonatadas de tipo rampa (la Rampa Norcastellana de Floquet, 1991).

A comienzos del Campaniense finalizó la creación de corteza oceánica en el Golfo de

Vizcaya y comenzaron a registrarse los primeros movimientos convergentes entre las placas Europea e Ibérica. Hasta aproximadamente el Maastrichtiense inferior, se desarrolló una primera etapa compresiva que en la parte oriental de los Pirineos provocó la emersión de grandes áreas y la creación de las primeras estructuras cabalgantes. Sobre las áreas someras de la región Vasco-Cantábrica se registró una regresión generalizada y la entrada de gran cantidad de depósitos siliciclásticos de carácter fluvio-deltaico, mientras que en la zona de cuenca profunda se depositó una potente sucesión de turbiditas siliciclásticas (el "Flysch greseux" de Mathey, 1986). A continuación de este episodio y a lo largo del Intervalo Maastrichtiense superior-Paleoceno-Eoceno basal, se registró un cese en la actividad compresiva que permitió el desarrollo de una transgresión generalizada durante la cual se reinstauró la sedimentación carbonatada sobre las áreas someras, quedando la zona profunda como una cuenca de tipo "starved" (Baceta, 1996).

A partir de este último intervalo dio comienzo la orogenia pirenaica propiamente dicha, aunque el proceso de convergencia se desarrolló en varias etapas diferenciadas. Durante la primera mitad del Eoceno se emplazaron las principales unidades cabalgantes del orógeno y como rasgo significativo se configuraron la cuenca surpirenaica central y, adyacente a ella, la cuenca "piggy back" de Tremp-Graus. En muchos sectores del dominio (incluida la Región Vasco-Cantábrica), se registró una regresión que estuvo acompañada por una importante entrada de materiales siliciclásticos provenientes de las áreas sujetas a emersión y erosión. En algunas posiciones (i.e. W de Navarra), no obstante persistieron las plataformas carbonatadas, aunque con una extensión mucho menor que en la etapa precedente. Los materiales siliciclásticos también alcanzaron las áreas de fondo de la cuenca, donde formaron importantes acumulaciones (Grupo Hecho en la zona Surpirenaica central, Flysch Eoceno en la mitad N de la Región Vasco-Cantábrica). Con posterioridad a dicha etapa compresiva se registró un nuevo pulso transgresivo (la denominada "Transgresión Biarritziense", y tras ella una nueva etapa regresiva motivada por nuevos movimientos convergentes, que culminó con la emersión final de la mayor parte de la Región Vasco-Cantábrica y del resto del dominio

pirenaico, dando paso a la sedimentación continental.

Dentro de la hoja de Arroniz los depósitos que definirían todo el periodo que acabamos de describir tienen comparativamente poca representación cartográfica. Entre todos ellos distinguiríamos, por un lado, los de edad triásica y jurásica aflorantes a favor del diapiro de Estella, materiales que se habrían depositado durante la etapa previa al "rifting" del Cretácico inferior. El alto grado de deformación que presentan y su desconexión con otros afloramientos de la región, impide evaluar las pautas que rigieron su depósito, suponiéndose similar al de otras áreas más conocidas.

El resto de la sucesión mesozoica y del Terciario inferior, se agruparían en tres conjuntos litológicos representativos de otras tantas etapas evolutivas. Los depósitos del Cretácico inferior de la Formación Zufía reconocidos en la hoja, definirían en conjunto una etapa de carácter general regresivo, que se desarrolló a consecuencia de un cambio en el movimiento relativo entre las placas europea y ibérica, y que en esta zona coincidió con los primeros impulsos de ascenso del Diapiro de Estella.

Del otro lado, los materiales carbonatados del Coniaciense serían representativos de la etapa de carácter general transgresivo que durante la primera mitad del Cretácico superior dió lugar al desarrollo de extensas plataformas carbonatadas a lo largo de toda la mitad meridional de la Región Vasco-Cantábrica. En esos momentos, la parte N de la hoja de Arroniz formaría parte del sistema de plataformas, definiendo probablemente una cercana al borde de la cuenca.

Por último, los depósitos eocenos reconocidos en el borde E del Diapiro de Estella, formarían parte del sistemas de plataformas carbonatadas desarrolladas durante la denominada "Transgresión Biarritziense". Estos materiales se apoyan mediante discordancia erosiva sobre los materiales del Cretácico inferior, hecho que evidenciaría, la existencia de levantamientos tectónicos con anterioridad a su depósito. En base a los estudios realizados en cuadrantes adyacentes, dichos movimientos (que también implicarían un ascenso del Diapiro de Estella), se habrían registrados durante las etapas compresivas

del Cretácico final y Eoceno inferior-medio).

4.2.EVOLUCION DESDE EL EOCENO FINAL AL PLIOCENO

A partir del Eoceno superior y como consecuencia de las principales etapas compresivas, tanto la Región Vasco-Cantábrica como el resto del dominio pirenaico experimentaron un levantamiento generalizado, durante el que se transformaron en áreas sujetas a emersión y/o erosión. Paralelamente, las áreas adyacentes al cinturón orogénico se transformaron en cuencas de antepaís subsidentes debido al apilamiento tectónico, que se fueron rellenando con depósitos detríticos continentales provenientes desde las áreas adyacentes sujetas a erosión. Este proceso no fue homogéneo, ya que se desarrolló durante un periodo de tiempo amplio (desde el Eoceno superior al Mioceno), en el que se registraron diferentes etapas directamente relacionadas con los cambios en la dirección e intensidad de los esfuerzos compresivos.

Como ya se ha indicado previamente, en todo ese periodo la zona ocupada por el cuadrante de Arroniz constituyó el borde septentrional de la Depresión del Ebro, cuenca de antepaís que se extendía por todo el borde sur del orógeno pirenaico. Debido a su localización en el borde de la cuenca, en esta zona la sedimentación continental principalmente estuvo representada por sistemas detríticos de aporte lateral, ordenados en una serie de secuencias cíclicas frecuentemente limitadas por discordancia, que evidenciarían etapas evolutivas diferenciadas. Tanto para esta zona como para las áreas adyacentes de la cuenca, en conjunto se han diferenciado para el intervalo que abarca el Oligoceno, Mioceno y Plioceno, un total de 7 secuencias o unidades principales, cuya ordenación estratigráfica para esta hoja ya se ha descrito en el capítulo 1 de la memoria: Añorbe-Puente La Reina, Mués-Tafalla, Mendigorria, Gallipienzo-Leoz, Artajona-Olite, Sierra de Ujué y Oco.

Aunque cada una de dichas secuencias representaría una etapa diferenciada, para la

hoja de Arroniz y a gran escala, puede agruparse en 3 macrosecuencias principales que definirían otros tantos estadios evolutivos, que temporalmente se distribuirían de la siguiente manera: la primera macrosecuencia abarcaría El Oligoceno inferior, y estaría representado por las secuencias Añorbe-Puente La Reina y Mués-Tafalla; la segunda macrosecuencia comprendería el intervalo de depósito de las secuencias de Mendigorria. Gallipienzo-Leoz, Artajona-Olite y Sierra de Ujué (Oligoceno superior-Mioceno superior); por último, la tercera macrosecuencia se desarrollaría durante el depósito la secuencia de Oco, esto es, durante el Mioceno final-Plioceno. A continuación analizamos las pautas evolutivas registradas durante el desarrollo de dichas macrosecuencias.

4.2.1. MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO INFERIOR

Los materiales representativos de esta macrosecuencia están representados por una gran variedad de facies, que van desde detríticas propias de borde de cuenca a lacustres-evaporíticas de centro de cuenca, todas ellas en general caracterizadas por las intensas coloraciones rojizas. Se distribuyen en dos secuencias correspondientes a los ciclos de Añorbe-Puente La Reina y Mués-Tafalla.

Para todo el área ocupada por la hoja de Arroniz, apenas se dispone de datos de la organización que presentaban los depósitos de la primera de dichas secuencias, siendo solo evidente que en sus últimos estadios debió de coincidir con el desarrollo extensivo de la sedimentación evaporítica. En base a que estos depósitos evaporíticos se han reconocido tanto hacia el E como hacia el W de la zona de estudio, es fácil suponer que ocuparían la mayor parte de este cuadrante, a excepción del tercio septentrional, zona ocupada por el diapiro de Estella y por el borde de la Región Vasco-Cantábrica, y que para esos momentos se considera levantada a favor de la falla de Piedramillera (ver Fig. 2a).

El comienzo del ciclo de Mués-Tafalla coincidió con un aumento importante de los aportes siliciclásticos, representado a lo largo del área por la potente sucesión de las

areniscas de Mués. Según Frouté (1988), estos materiales tendrían una procedencia desde el W y SW (desde los bordes occidental y meridional de la Cuenca del Ebro), y formarían sistemas fluviales de tipo anostomosado y/o meandriforme, depositados dentro de una gran llanura aluvial (Fig. 2b). El tránsito lateral de estas facies fluviales hacia el diapiro de Estella y hacia el N de la hoja (hecho patente en la cartografía), indicarían que la estructura diapírica y que el tercio septentrional de cuadrante formarían áreas elevadas con respecto al fondo de la cuenca.

Durante la parte final del ciclo de Mués-Tafalla, se registró un descenso significativo en los aportes fluviales, que favoreció la implantación de un amplio lago salino, en el que se depositaron sucesiones en las que alternan yesos y depósitos lutíticos. Estos últimos depósitos serían mayoritarios en el borde septentrional de la cuenca (Fig. 2c).

4.2.2. MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO SUPERIOR

El depósito de esta segunda macrosecuencia se produjo durante las principales etapas de levantamiento del área, abarcando el depósito de las secuencias de Mendigorria, Gallipienzo-Leoz, Artajona-Olite, y probablemente de la Sierra de Ujué.

Por una parte, se considera que toda la zona NW de la hoja se levantaría y bascularía hacia el S, a la vez que entraría en juego la falla inversa de Learza-Monjardín y las demás estructuras a ella asociadas (i.e. sistema de la Falla de San Jorge). Ello daría lugar a la erosión de una gran parte de la secuencia de Mués-Tafalla y al desarrollo de la Discordancia de Barbarín en el área adyacentes al Diapiro de Estella. Por otro lado, en este intervalo dicha estructura registraría una aceleración en su ascenso, llegando a aflorar en superficie localmente. El resultado del desmantelamiento de la cúpula diapírica en sus bordes dió lugar al desarrollo de sistemas de abanicos aluviales en dispositivo centrífugo, cuyo desarrollo también estuvo controlado por algunas de las fallas relacionadas con el diapiro (Fallas de Matucaña, Oncineda y Azqueta).

Durante el ciclo de Mendigorria (ver Fig. 3a), los abanicos principales se situarían en el borde S del diapiro, desde evolucionarían a facies distales (sucesiones de areniscas y lutitas), y finalmente a un amplio lago salino ubicado al S y SE del cuadrante (Yesos de los Arcos). El dispositivo durante el depósito de la secuencia de Gallipienzo-Leoz fue similar, si bien cabe indicar que la actividad del pliegue-Falla de Azqueta determinaría que el abanico principal se ubicara al E de dicha estructura, hasta la altura de la Falla de Matucaña, en esos momentos probablemente con régimen inverso (Fig. 3b). Por último, durante el ciclo de Artajona-Olite los abanicos principales se ubicarían al SW del diapiro y al E. Entre ellos se definiría una zona elevada condicionada por la actividad de la Falla de Matucaña, que probablemente estaría sujeta a erosión (Fig. 3c).

4.2.3. MACROSECUENCIA DEL MIOCENO FINAL-PLIOCENO

El depósito de la unidad que define esta macrosecuencia se registró en un contexto totalmente diferente al dominante en los momentos previos. Esta unidad, solo se reconoce en la zona NW del cuadrante, donde se dispone rellenando una cubeta sinclinal compartimentada por fallas de régimen normal. Dichas fallas se crearían durante una etapa de relajación posterior a las etapas compresivas principales, y en algunos casos (como en las fallas de Learza-Monjardín y en la de Oco), aprovecharían el trazado de accidentes que previamente se habían comportando como inversos. Durante el depósito del ciclo, hemos diferenciado dos estadios evolutivos.

El primero correspondería al depósito de los materiales terrígenos (conglomerados y areniscas) que forman la parte inferior de la secuencia, los cuales se depositaron mediante sistemas aluviales poco desarrollados, provenientes desde el N, E y S (Fig.4a). Estos materiales groseros pasarían al centro de la cubeta a sucesiones homogéneas de lutitas y arcillas, representativas de un ambiente palustre. De forma coetánea al desarrollo de la cubeta, en los bordes de las fallas que la compartimentan se producirían procesos de "rock-fall", que darían lugar a las acumulaciones de brechas que se reconocen en varios puntos.

El segundo estadio evolutivo dentro de la secuencia de Oco, coincidiría con el desarrollo de un lago en el que de forma extensiva predominaron las facies carbonatadas (Calizas de Oco). De acuerdo a su distribución lateral, estas calizas serían más puras y potentes según nos desplazamos hacia el centro de la cubeta, pasando hacia los bordes a sucesiones dominadas por margas (Fig.. 4b). Para estos momentos se considera que las fallas normales que fragmentaban la cuenca apenas tendrían actividad.

5.- GEOLOGIA ECONÓMICA

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. RECURSOS MINERALES

En la hoja de Arróniz no existen explotaciones mineras. Se encuentran inventariadas algunas canteras, que se reseñan a continuación.

5.1.1. YESO

En el territorio de la hoja se han beneficiado yesos en relación con el diapiro de Estella y, ocasionalmente en el Terciario continental. Las explotaciones inventariadas son las siguientes:

N ^o	NOMBRE	ESTADO	COORDENADAS	
			X	Y
503	SARNABIAGA	ACTIVA	578150	4723525
504	ALTO REDONDO	ABANDONADA	579000	4724250
505	IGUSQUIZA	✂	574900	4722900
506	CRTA. URBIOLA	✂	570750	4719150
507	AZQUETA	✂	575075	4721275
508	ALTO REDONDO	✂	578100	4724200
509	IGUSQUIZA	✂	572250	4723175
511	ATEGUI	✂	578450	4723400

512	ATEGUI	✌	578600	4723100
-----	--------	---	--------	---------

5.1.2. ARCILLAS

En relación con los materiales predominantemente arcillosos del diapiro de Estella, existen algunas explotaciones, de pequeño tamaño, que benefician estos materiales. En la actualidad se encuentran abandonadas, si bien en una de las inventariadas se registra una actividad intermitente

N 	NOMBRE	ESTADO	COORDENADAS	
			X	Y
481	ESTELLA	ABANDONADA	579700	4723950
482	ESTELLA-ALLO	INTERMITENTE	579150	4724050

5.1.3. ARENAS


Aprovechando algunos niveles con mayor concentración de detríticos del terciario continental, se han ubicado algunas explotaciones de arenas de dimensión reducida.

N 	NOMBRE	ESTADO	COORDENADAS
---	--------	--------	-------------

			X	Y
485	DICASTILLO	ABANDONADA	575775	4718500
486	AZQUETA-	ABANDONADA	574950	4720750

5.1.4. CALIZAS

En la hoja de Arróniz se encuentran inventariadas dos explotaciones ubicadas en los materiales carbonatados del Cretácico:

N 	NOMBRE	ESTADO	COORDENADAS	
			X	Y
488	MENDILIBARRI	ABANDONADA	568500	4724250
489	ZARCUNAS	ACTIVA	569200	4724150

5.1.5. GRAVAS

Aprovechan los materiales detríticos gruesos, correspondientes a depósitos de terrazas y glaciares del Plioceno y Cuaternario

N 	NOMBRE	ESTADO	COORDENADAS	
---	--------	--------	-------------	--

490	MURIETA	ABANDONADA	569900	4723200
491	MON. IRACHE	☞	578300	4723700
492	AZQUETA	☞	575200	4721100
495	MURIETA	☞	569400	4723650
498	MONTEJURRA	☞	578625	4723100

5.2.HIDROGEOLOGIA

5.2.1. INTRODUCCION

La Hidrogeología de la zona es bastante conocida gracias a los estudios que ha realizado el Gobierno de la Comunidad Foral de Navarra. Destaca 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, y que proporcionan un buen conocimiento de las características hidrogeológicas del territorio, 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 Allo se encuentran presentes tres. Son las siguientes:

- **Unidad Sur**, que ocupa prácticamente toda la mitad Sur de Navarra y, por tanto, la mayor parte del territorio de la hoja.
- **Unidad hidrogeológica del aluvial del Ebro y afluentes**. Desarrollada a partir de la red fluvial instalada sobre materiales de la unidad anterior.
- **Unidad de Lóquiz**. Al Norte de la hoja 1:25.000 de Arróniz, comprende solamente la parte más meridional de la unidad.

5.2.2. UNIDAD HIDROGEOLOGICA SUR

La mayor parte de la extensión de la hoja 1:50.000 de Allo está ocupada por la denominada **unidad hidrogeológica Sur**, formada por materiales del Terciario en facies 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 entre unos y otros, y con una estructura, en general, bastante tranquila. En líneas generales, y atendiendo a criterios litológicos, los materiales se pueden agrupar en los grupos siguientes:

- Formados por facies detríticas de borde e intermedias: conglomerados, areniscas, limos y arcillas.
- Facies evaporíticas, formadas por margas yesíferas, arcillas, yesos e incluso sal.
- Facies carbonatadas, integradas por margas y arcillas calcáreas y calizas.

Desde un punto de vista hidrogeológico, los únicos que presentan cierto interés son los de las facies detríticas y los materiales de alteración. El resto, por su escasa permeabilidad y/o la mala calidad química de sus aguas, pueden prácticamente desestimarse ya que raramente se pueden utilizar para satisfacer demandas. En cualquier caso, la mayor parte de los materiales de esta unidad, incluidos los detríticos, se comportan como prácticamente impermeables o con interés hidrogeológico muy bajo.

En las facies detríticas, los conglomerados y las areniscas son los materiales que constituyen los acuíferos potenciales más notables. Los conglomerados, por lo general muy cementados, pueden alcanzar espesores muy notables, de centenares de metros. Las areniscas, por el contrario, corresponden a depósitos de paleocanal que, aunque pueden, en algunos casos, alcanzar potencias superiores a los 10 m., se encuentran interes-

traficadas con limolitas y arcillas.

Tanto las facies más gruesas como las arenosas, se encuentran cementadas en profundidad y, por tanto, presentan una porosidad baja, por lo que el agua solamente circula a favor de las escasas fisuras que lo permitan.

Los acuíferos formados presentan una distribución irregular, escasa extensión y permeabilidad baja. Suelen estar desconectados entre sí, 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 produce por manantiales poco importantes y dispersos, y por flujo subterráneo hacia los ríos y arroyos próximos a través de los recubrimientos cuaternarios asociados a los mismos.

Los manantiales existentes tienen caudales irregulares, con medias muy bajas, y muchos se secan en época de estiaje. En general, drenan niveles de conglomerados o areniscas.

Los pozos excavados, con profundidades que raramente superan los 10 m. proporcionan caudales también escasos, con agotamientos rápidos y recuperaciones lentas. Su uso suele ser agrícola.

Las aguas suelen ser de dureza media y mineralización notable. Por su composición iónica son casi siempre bicarbonatadas o bicarbonatadas sulfatadas cálcicas.

5.2.3. UNIDAD DEL ALUVIAL DEL EBRO Y AFLUENTES

En la hoja 1:50.000 de Allo queda incluida parte de esta unidad, la relacionada con el río Ega. Este río transcurre, con dirección Oeste-Este, por el borde septentrional de la hoja, en el cuadrante de Arróniz, para cambiar de dirección, adoptando la Norte-Sur, atravesando los cuadrantes de Oteiza y Allo.

Los materiales son gravas, arenas, limos y arcillas, con frecuentes cambios laterales entre ellos. En general, puede considerarse que los materiales más gruesos se localizan en la zona más baja de los depósitos, mientras que en las zonas altas son más frecuentes los de granulometría más fina.

El espesor del aluvial es variable, en la zona Norte, en el entorno de Ancín, puede superar, localmente, los 20 m., mientras que en el resto del área se sitúa en el entorno de los 10 m. como máximo.

Los materiales encajantes, que forman la base de los acuíferos de la unidad, son siempre sedimentos terciarios, en esta zona, las facies detríticas y evaporíticas, principalmente del Oligo-Mioceno.

Los materiales aluviales constituyen acuíferos libres, permeables por porosidad, conectados con el río, o colgados cuando corresponden a terrazas altas. En el primer caso los niveles piezométricos están íntimamente ligados al río correspondiendo, en general, los niveles más altos a invierno-primavera, y los más bajos al final del estiaje.

La transmisividad de los acuíferos de la llanura de inundación, según datos del proyecto hidrogeológico de Navarra, están comprendidos entre 500 y 50 m²/día. La porosidad estimada es del 10%.

5.2.4. UNIDAD DE LOQUIZ

En la hoja 1:50.000 de Allo, solamente en la extremidad noroccidental (cuadrante de Arróniz), se ubican términos correspondientes a la unidad hidrogeológica de la Sierra de Lóquiz, que alcanza su mayor desarrollo en zonas situadas más al Norte

ACUÍFERO DE ALBORÓN-ANCIN

Está poco desarrollado, ocupando una estrecha franja en la parte más noroccidental de la hoja de Arróniz, estando constituido por calcaneritas.

La recarga se realiza por infiltración de las precipitaciones y la descarga a través del cuaternario del Ega.

En esta zona del acuífero no existen manantiales importantes.

Con el fin de obtener un mayor conocimiento del funcionamiento del acuífero y para determinar los parámetros hidráulicos del mismo se han construido dos sondeos de reconocimiento durante los Estudios de la Unidad de Lóquiz durante los años 1986-1987 y 1996-1997, Medilibarri R1 y R2 cuyas características se reflejan en el cuadro nº 1.

Cuadro nº 1. Sondeos de reconocimiento en el acuífero Alborón-Anlin

SONDEO	ACUÍFERO	TIPO	COTA	PROFUNDIDAD (cm)	NIVEL (m) Junio 97	ESTADO AC- TUAL
MENDILIBARRI. R-1	Cuaternario Gravas. arenas, limos, Pliocene-Mioceno.		472,70	190,95	Surgente	Piezómetro

	Calizas y conglomerados CRETÁCICO SUP. Calcarenitas	Libre				
MENDILIBARRI. R-3	CUATERNARIO Gravas, arenas, limos OLIGOCENO Calizas y conglomerados CRETACICO SUP. calcarenitas	Libre	809	197,5	34,70	Piezómetro

La transmisividad del acuífero en esta zona se ha calculado a partir de las pruebas de permeabilidad realizadas en los dos piezómetros obteniéndose unos valores comprendidos entre 30 y 70 m²/día.

Las aguas de este acuífero son de dureza media a duras y mineralización ligera a notable. Son bicarbonatadas cálcicas, con escasas variaciones tanto en la conductividad como en los iones fundamentales.

CUATERNARIO

Está situado en la zona septentrional de la hoja de Arróniz, teniendo su mayor desarrollo entre Ancín y la estación de aforos, del Gobierno de Navarra, de Murieta, estando en conexión en este tramo con el acuífero de Ancín, del que recibe la descarga.

La recarga se realiza por infiltración de las precipitaciones y a partir de los aportes laterales que recibe del acuífero de Ancín.

Como manantiales más importantes que se encuentran situados dentro de la hoja son los de

Serafín y del Prado en las proximidades de Ancín con oscilaciones estacionales fuertes que oscilan en conjunto entre los 15 y los 80 l/s.

Estos manantiales forman parte del drenaje del acuífero de Ancín, localmente en conexión con los depósitos cuaternarios. Nacen en el límite de un glacis-terracea y la terracea inferior del río Ega.

Con el fin de determinar los parámetros hidráulicos del acuífero y conocer el funcionamiento hidrogeológico del mismo se han construido, durante los diferentes estudios realizados por el Gobierno de Navarra en la Unidad de Lóquiz, dos sondeos de preexplotación denominados Ancín P-4 y Mendilibarri P-2, cuyas características se describen en el cuadro nº 2.

Cuadro nº 2. Características de los sondeos de preexplotación del cuaternario del Ega.

SONDEO	ACUÍFERO	TIPO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	Perforación		Entubación		Filtros	Observaciones
					TRAMO	Ø mm	TRAMO	Ø mm		
ACIN P-4	Cuaternario	Libre	471,02	43	0-5	750	0-43	450	24	Abastecimiento
	Aluvial				5-27	590				
					27-43	540				
Mendilibarri P-2	Cuaternario	Libre	468,72	40	0-7	700	0-5	600	16	Red piezométrica
	Aluvial				7-21	650	0-40	450		
					21-26,5	600				
					26,5-40					

La transmisividad del acuífero en el tramo comprendido entre Ancín y Murieta se ha halculado a partir de los ensayos de bombeo realizados en estos dos sondeos habiéndose obtenido una transmisividad comprendida entre 300 y 240 m²/día.

Las aguas del cuaternario del Ega son fundamentalmente sulfatadas cálcicas, extremadamente duras y mineralización fuerte.

5.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

1.- INTRODUCCIÓN

Para la realización de la cartografía geotécnica de la hoja 172 se ha tomado como base la cartografía geológica a escala 1:25.000 realizada previamente. Las distintas unidades geológicas se han sometido a un proceso de síntesis, agrupándolas en función de sus características y comportamiento geotécnico.

Para definir las características geotécnicas de los distintos materiales se debe partir como es lógico de datos de ensayos realizados en obras y proyectos, en todos sus aspectos: clasificaciones, resistencia, deformación, cohesión, etc. Sin embargo, la inexistencia de datos de ensayos geotécnicos en la actualidad, en estas hojas, impide realizar un tratamiento estadístico que permita clasificar las unidades.

Por este motivo, para clasificar las unidades geológicas en función de sus características geotécnicas será preciso utilizar otros procedimientos. Estos consistirán en la extrapolación de las características de las mismas unidades de las que se disponga datos en hojas contiguas ya estudiadas, Hojas 140 y 173 mientras que para los materiales de los que no se disponga de ningún dato ni en hojas contiguas, su caracterización consistirá en una descripción basada en las observaciones de campo y datos generales de Normas y Códigos

de común aplicación en estudios geotécnicos.

En cualquier caso, esta clasificación y los datos que en ella se contienen debe considerarse como meramente orientativos, siendo necesaria la realización de los ensayos pertinentes en cualquier obra o trabajo que se vaya a acometer en estas hojas sobre estos materiales.

2.- ZONACION GEOTECNICA

Los distintos materiales que componen las hojas 172 se han subdividido en áreas y, estas, a su vez en zonas.

La división en áreas resultante es la siguiente:

Área I: Materiales triásicos.

Área II: Comprende los materiales cretácicos.

Área III: Ocupa los materiales terciarios de naturaleza detrítica y margosa

Área IV: Incluye materiales terciarios yesíferos.

Área V: Depósitos cuaternarios.

Estas áreas, a su vez, se han subdividido en las siguientes zonas:

Área I: Zona Ia, Ib:

Área II: Zona IIa, IIb

Área III: Zonas IIIa, IIIb, IIIc, IIId, IIIe

Área IV: Zona IVa, IVb

Área V: Zona V

3.- DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

Zona Ia.

Esta zona corresponde a los depósitos triásicos compuestos exclusivamente por materiales arcillosos con intercalaciones de yesos y sales pertenecientes a la facies Keuper. Unidad 1 de la cartografía geológica.

Sus clasificación geotécnica se puede considerar como de consistencia dura, con valores de compresión simple superiores a 4 kp/cm². Son terrenos de posible agresividad por lo que para su cimentación se aconseja la utilización de hormigones especiales.

También es de destacar la presencia de fenómenos de colapso por disolución de sales. Los taludes naturales son en general estables, mientras que los artificiales pueden deteriorarse con el paso del tiempo.

Incluidos en estos materiales arcillosos de la facies Keuper aparecen manchas de ofitas y dolomías que se incluyen en el grupo siguiente.

Zona Ib

Aunque de distintas características geotécnicas, en esta zona se incluyen el resto de materiales triásicos de naturaleza no arcillosa. En las hojas de estudio estos materiales corresponden a afloramientos de rocas subvolcánicas, ofitas y bloques exóticos de dolomías, calizas y rocas metamórficas.

En ambos casos la resistencia es alta, especialmente en las rocas subvolcánicas, y de excavabilidad y ripabilidad difícil. Los materiales ofíticos, debido a sus especiales características se utilizan como material para explanadas de carretera.

Zona IIa

En el área II de materiales mesozoicos, esta primera zona agrupa los materiales carbonatados constituidos por calizas y dolomías de la Unidad 5 del Lías y calcarenitas bioclásticas del Coniacense (9)

En general, pueden considerarse rocas duras con algunas zonas de tipo medio, donde el índice RQD desciende. Son poco ripables y pueden soportar presiones admisibles elevadas. La estabilidad de los taludes artificiales está condicionada por el grado de fracturación.

Zona IIb

Corresponde esta unidad geotécnica a los materiales de grano fino, arcillas y limolitas de edad mesozoica de edad Albiense (Unidades cartográficas 6, 7 y 8)

En general, debido a su grado de compactación son de resistencia media, pudiendo soportar presiones por encima de 5 kp/cm². Su excavabilidad es variable, ya que los niveles arcilloso-margosos pueden ofrecer variaciones entre ripable y no ripable. Los taludes naturales son estables.

Zona IIIa

Esta zona corresponde a todos los depósitos con predominio de facies yesíferas que aparecen en la hoja 172. Corresponden a las unidades 11 (Yesos de Puente La Reina), 17 (Yesos de Desojo o de Tafalla) y 22 (Yesos de los Arcos)

Su naturaleza geotécnica es variable. En muchos casos son materiales de baja resistencia que hacen que se comporten como una roca blanda o incluso como un suelo, mientras en otros son formaciones no ripables. Sus características geotécnicas puede ser problemáticas debido a problemas derivados de la disolución de los yesos. Salvo excepciones, dan desmontes subverticales estables.

No existen ensayos en estos materiales.

Zona IIIb

Se incluyen en esta zona los depósitos arcillosos y limolíticos con niveles de yesos (Unidades 12, 14, 16 y 20) . Son en general formaciones ripables, con drenaje superficial deficiente y desmontes inestables debido a la elevada erosionabilidad de los materiales.

Las condiciones geotécnicas varían en función de la mayor o menor presencia de yesos. La presión admisible que pueden soportar estos materiales, según algunos Códigos de Práctica son variables, pudiéndose producir asentamientos de consolidación a largo plazo.

En ensayos sobre materiales similares de la Hoja 173 se han obtenido los siguientes datos geotécnicos:

a) Ensayos de identificación.

	Tz	LL	IP	Casagra.	W	Den. seca	CO3	SO3	M.Org
Margas y areniscas	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.

	Qlab	CBR	RQD	Modulo E	C.Poisson	Ang. Rozamiento	Cohesión	Qu Macizo
Margas y areniscas	2.75	45	78	11855	0.25	28.75	-	2.1
Altern. margas y areniscas (margas)								
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

Zona IIIc

Corresponde esta unidad geotécnica a las distintas sucesiones de arcillas, limos y areniscas que afloran en las hojas, en general constituidos por materiales de fina granulometría, materiales de las Unidades 21, 25, 29 y 33.

En general son excavables y los taludes artificiales construidos sobre ellos se deterioran progresivamente, debido a la elevada erosionabilidad de los materiales.

En depósitos similares en la Hoja 172, los ensayos realizados en estos materiales ha dado los siguientes resultados:

a) Ensayos de identificación.

	Tz	LL	IP	Casagra.	W	Den. seca	CO3	SO3	M.Org
Margas alteradas	95	43	26	CL	13.5	1.95	43	INAP	INAP

Margas sanas					6.9	2.25	25.5	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.

	Qlab	CBR	RQD	Modulo E	C.Poisson	Ang. Rozamiento	Cohesión	Qu Macizo
Margas alteradas	2.4	1.7		200	0.3	0	26	22
Margas sanas	115		55	4000	0.3	11.5	22	15
Margas y arenas arcillosas		5.5		100		26		
Margas calcáreas		3.7	35	5000	0.3	30	6	

c) Ensayos de compactación e hinchamiento.

	Densidad Proctor	Humedad Proctor
Margas lateradas	1.7	16.5
Margas y arenas arcillosas	1.8	12.5

Zona IIIId

Se incluyen en la zona IIIId las unidades cartográficas 13 (Arenisca de Mues), 19 (Areniscas alternantes con lutitas), 24, 28 y 30 (Areniscas en capas extensas). Están constituidas por alternancias de areniscas limolitas y arcillas.

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

Los ensayos realizados en materiales de las mismas facies en la Hoja 173 (Areniscas de Mues, Leoz y Artajona) han dado los siguientes resultados.

a) Ensayos de identificación.

	Tz	LL	IP	Casagra.	W	Den. seca	CO3	SO3	M.Org
Limos y margas limosas	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. gruesa)					4.5	2.4	50	INAP	INAP

b) Ensayos de resistencia y deformabilidad.

	Qlab	CBR	RQD	Modulo E	C.Poisson	Ang. Rozamiento	Cohesión	Qu Macizo
Limos y margas limosas	2.69	3		162.5	0.3	25	0.8	2
Areniscas y margas duras.(fr .fina)	101							
Areniscas y margas duras (fr. gruesa)	367		69	13900	0.3	30	0.1	30.56

c) Ensayos de compactación e hinchamiento.

	Densidad Proctor	Humedad Proctor	Hinchamiento Lambda
Limos y margas limosas	1.85	13.2	0.69

Zona IIIe

Agrupar esta zona a todos los depósitos conglomeráticos, constituidos por conglomerados con cantos redondeados de calizas y areniscas principalmente. Normalmente forman la base de los distintos ciclos sedimentarios, Conglomerados de Muniaín (18), Conglomerados de la Unidad Gallipienzo-Leoz (23), Conglomerados de Montejurra (27), y Conglomerados de base de la Unidad de Oco (32). También se incluyen en esta zona las brechas y conglomerados de la Unidad 31 (Sierra de Ujué) y los conglomerados, arenas y fangos rojizos de la Unidad 35.

Su característica principal es su elevada cimentación lo que hace que se comporten como una roca, alcanzando presiones admisibles superiores a 10 kp/cm², no siendo ripables en

ningún caso. Sus taludes naturales son estables.

No se dispone de datos de ensayos en estos materiales.

Zona IVa

Corresponde a dolomías, calizas dolomíticas y calcarenitas dolomitizadas de la base de los depósitos terciarios, unidad 10

Son rocas moderadamente duras, menos que sus equivalentes mesozoicos, con resistencia a la compresión simple entre 500 y 1000 kp/cm². Soportan presiones admisibles del orden de 10 Kp/cm² y, en general no son ripables o poco ripables. El grado de fracturación y diaclasado es elevado, por lo que la estabilidad de los taludes puede ser muy variable en función del grado de fracturación.

Zona IVb

Esta zona incluye el resto de materiales calcáreos, tanto calizas tableadas y calizas con un contenido de detríticos variable. Son las Unidades 15 (Calizas lacustres de la Facies Espronceda), 26 (Calizas y margas de la U. de Gallipienzo - Leoz) y 34 (Calizas de Oco).

El comportamiento geotécnico de estos depósitos viene marcado e influenciado por la presencia de los niveles menos resistentes entre los niveles duros. Son rocas que pueden soportar presiones entre 5 y 10 kp/cm², poco ripables en sus niveles duros y ripables con pala mecánica en los niveles blandos. En cuanto a la estabilidad de taludes, son los típicos materiales en los que se producen caídas de bloque por la diferente competencia entre los niveles.

Zona V

Incluye todos los depósitos cuaternarios, formados en gran parte por sedimentos detríticos de ladera, aluviales y coluviales y depósitos fluviales.

Sus características de cimentación son muy variables como es lógico , pudiendo diseñarse cargas admisibles entre 1 y 5 kp/cm². Es importante en los materiales aluviales tener en cuenta la posición del nivel freático.

Son fácilmente excavables. Los taludes naturales se mantienen estables en general en ausencia de nivel freático con alturas pequeñas (2-3 m.), pero en el resto de casos, las inestabilidades son frecuentes.

6.- BIBLIOGRAFIA

6.- BIBLIOGRAFIA

AMIOT, M. (1982): "El Cretácico superior de la Región Navarro-Cántabra". En "El Cretácico de España". Univ. Compl. Madrid, p. 88-111.

BACETA, J.I. (1996): "El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdiense basal del País Vasco y Oeste de Navarra: secuencias deposicionales y facies". Tesis doctoral Univ. País Vasco UPV-EHU. 404 p (Inédita).

BOMER, B. (1978): "Le Bassin de L^o Ebre et des bordures montagneuses. Etude Géomorphologique". Tesis doctoral Univ. (Inédito).

CASTIELLA, J.J. y DEL VALLE, J. (1978). "Mapa Geológico de Navarra. A escala 1:200.000". Serv. Geol. Dir. de Obras Públ. Diput. F. de Navarra.

FLOQUET, M. (1991): "La plate-forme Nord-Castellane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique, sédimentation et vie". Tesis doctoral, Mem. Géol. Univ. Dijon. Vol. 14 (dos tomos), 925 p.

FROUTE (1988): "Le rôle de l'accident d'Estella dans l'histoire géologique Crétacé supérieur à Miocène des Bassins Navarro-Alavais (Espagne du Nord)". Tesis doctoral Univ. de Pau, 231 p.

GARCIA MONDÉJAR, J. (1982). "Aptiense y Albiense, Región Vasco-Cantábrica y Pirineo navarro". En: El Cretácico de España, 63-84. Universidad Complutense. Madrid.

GARCIA MONDÉJAR, J. (1989): "Strike-slip subsidence of the Basque-cantabrian

Basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of the Bay of Biscay". En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. AAPG memoir nº 46, p. 395-409.

GARCIA MONDÉJAR, J.; PUJALTE, V. y ROBLES, S. (1986). "Características sedimentológicas, secuenciales y tectoestratigráficas del Triásico de Cantabria". Cuadernos de Geología Ibérica, vol. 10, p. 151-172.

GONZALO, S. (1981). "Análisis de Geomorfología Estructural". Biblioteca de Cuadernos Riojanos, nº 37, 2 v. 508 p..

HERNANDEZ, A., RAMIREZ DEL POZO, J., CARBAYO, A, CASTIELLA, J. y SOLE-SEDO, J. (1984). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000: Hoja de Allo (172).

HOTTINGER, L. (1961): Recherche sur les alveolines du Paéocène et de l'Eocene". Mém. Suisses Paéont., 75-76, p 1-243.

IGME (1978). "Mapa geológico de España a escala 1:50000, hoja 139, Eulate".

IGME (1987). "Mapa geológico de España a escala 1:50000, hoja 140, Estella".

LERANOZ, B. (1990). "Geomorfología del curso bajo del río Ega (Navarra). Actas I Reunión Nacional de Geomorfología. Teruel

MATHEY, B. (1986): "Les flysch Crétacé supérieur des Pyrénées basques. Age, anatomie, origine du matériel, milieu de dépôt et relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne". Tesis doctoral, Mem. Géol. Univ. du Dijon, vol. 12, 399 p.

MELLENDEZ-HEVIA, F. (1976). "El interes petrolífero del Jurásico marino de la parte SW de la Cuenca Cantábrica". II Jornadas Nacionales del Petroleo y Gas Natural,

Ponencia 1: Exploración y Producción.

- MENSUA, S. Y BIELZA, V. (1974). "Contribución al estudio geomorfológico del valle inferior del Ega (Navarra)". Estudios Geográficos.
- MITCHUM, R.M. Jr. (1977). "Glossary of terms used in seismic stratigraphy". En C.E. Payton (ed.) Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Mem. 26, p. 205-212.
- MONTADERT, L.; WINNONCK, E.; DELTIEL, J.R. y GRAN, G. (1974). "Continental margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay". En: Burk y Drake (eds.), Geology of continental margins. Springer-Verlag, Berlin, p. 323-342.
- PAYROS, A. (1997): "El Eoceno de la Cuenca de Pamplona: Estratigrafía secuencial y evolución paleogeográfica". Tesis doctoral Univ. País Vasco. 300 p (Inédita).
- PAYROS, A., PUJALTE, V.; BACETA, J.I.; ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRAKIEL, J. (1996): "Las calizas eocenas del Oeste de Navarra: revisión, redefinición y nueva interpretación de sus unidades estratigráficas". En: Libro Homenaje a Máximo Ruiz de Gaona, Príncipe de Viana (Suplemento de Ciencias), año XVI, nº 14/15, p. 137-153.
- PFLUG, R. (1967). "El Diapiro de Estella". Munibe (Sociedad de Ciencias Aranzadi), 2-4, p. 171-202.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1972). Memoria geológica de la hoja núm. 173 (Tafalla)". Informe inédito. Excma. Diput. F. de Navarra.
- PUJALTE, V. (1977). "El complejo Purbeck-Weald de Santander: estratigrafía y sedimentación". Tesis Univ. de Bilbao, 202 pp, inédito.

- PUJALTE, V. (1981). "Sedimentary successsion and paleoenvironments within a fault-controlled basin: the wealden of the Santander area, Northern Spain". *Sedimentary Geology* vol. 28, p. 293-325.
- RAT, P. (1988). "The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European plates: Some facts but still many problems". *Rev. Soc. Geol. de España*, 1 (3-4), p. 327-348.
- RAT, P.; AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M., MATHEY, B.; PASCAL, A. y SALOMON, J. (1983). "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires". *Mem. Geol. Univ. de Dijon*, vol. 9, 191 pp.
- RIBA, O. (1955). "Sur le ttype de la sédimentation du Tertiare continental de la partie Ouest du Bassin del'Ebre". *IV Int. Sedimentol. Congr., Braunschweig-Geologische Rundschau*, 43/2, p. 363-371.
- RIBA, O. (1956). "Resumen sobre el Terciario continental de la Región de Estella". *Inf. CIEPSA (Inédito)*.
- RIBA, O. (1964). "Estructura sedimentaria del Terciario continetal de la Depresión del Ebro en su parte riojana y navarra". En "Aportación Esp. al XX Congr. Geogr. Int." (1964), p. 127-138. *Inst. Geogr. "J. S. Elcano" e Inst. Est. Pir.*
- RIBA, O. (1992). "Las secuencias oblicuas en el borde Norte de la Depresión del Ebro en Navarra y la Discordancia de Barbarín". *Libro homenaje a Oriol Riba Ardireu. Acta Geológica Hispánica*, 27, p. 55-68.
- RIBA, O. y PEREZ MATEOS, J. (1962). "Sobre la inversión de aportes sedimentarios en el borde norte de la cuenca terciaria del Ebro (Navarra)". *Ila. Reun. de Sedi-*

mentol. (Sevilla, 1961). Vol. Comun. p. 201-221.

RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983, 1987). "Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro". En: Libro Jubilar J.M. Rios. Geología de España. Vol. 2, p. 131-159.

RIBA, O. y JURADO, M.J. (1992). "Reflexiones sobre la geología de la parte occidental de la Depresión del Ebro". Libro homenaje a Oriol Riba Ardireu. Acta Geológica Hispánica, 27, p. 177-193.

RUIZ DE GAONA, M. (1952). "Notas y datos para la geología de Navarra". Primer congreso internacional del Pirineo, Instituto de estudios pirenaicos, Zaragoza.

SOLE-SEDO, J. (1972). "Formación de Mués: Litofacies y procesos sedimentarios". Tesis de Licenciatura de la Fac. de Geología Univ. de Barcelona. 61 p., 1 mapa (Inédita).

TOSQUELLA, J. y SERRA-KIEL, J. (1996): "Las biozonas de nummulítidos del Eoceno Pirenaico". En: Libro Homenaje a Máximo Ruiz de Gaona, Principe de Viana (suplemento de ciencias), 14-15, p 155-193.

WIEDMANN, J. (1979): "Itineraire geologique a travers le Crétacé Moyen des chaines Vascogotiques et Celtiberiques (Espagne du nord)". En "Mid Cretaceous events, Iberian Field Conference, Cuadernos de Geología Ibérica, 5, p. 127-214.