Gobierno de Navarra
Departamento de Obras Públicas, Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 140-III

ESTELLA

MEMORIA

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
MIGUEL ANGEL LOPEZ-HORGUE:	Cartografía Geológica y Memoria
JUAN IGNACIO BACETA CABALLERO:	Cartografía Geológica y Memoria
ALFONSO OLIVE DAVO:	Cartografía Geomorfológica y Memoria
SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA:	Hidrogeología y Memoria
EUGENIO VILLANUEVA MARTINEZ:	Hidrogeología y Memoria
TECNA:	Bases de datos. Digitalización. Geotecnia.

ASESORES:

ALFONSO MELENDEZ HEVIA

MATEO GUTIERREZ ELORZA

COORDINACION:

ESTEBAN FACI

JAVIER CASTIELLA

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN 1

2. ESTRATIGRAFIA 3

2.1. TRIASICO 3
2.1.1. Arcillas abigarradas, yesos y sales (109). Rocas subvolcanicas (ofitas) (1) 3
2.2. JURASICO 4
2.2.1. Dolomias, calizas dolomiticas y calizas (113). Lias-Dogger 4
2.3. CRETACICO INFERIOR 4
2.3.1. Areniscas y areniscas bioturbadas (147 y 147). Albiense superior. 5
2.3.2. Limolitas con nodulos ferruginosos (148). Albiense superior. 6
2.3.3. Calizas coralinas arenosas (149). Albiense superior. 7
2.3.4. Arcillas y margas arcillosas con nodulos ferruginosos (151). Albiense superior-Cenomaniense inferior. 7
2.3.5. Areniscas finas centimetricas (142). Albiense superior-Cenomaniense inferior. 9
2.4. CRETACICO SUPERIOR 9
2.4.1. Areniscas calcareas y margas arenosas (152). Cenomaniense inferior. 9
2.4.2. Calcarenitas arenosas y margas limosas (153). Cenomaniense inferior. 10
2.4.3. Margas y margocalizas (154). Cenomaniense inferior-Coniaciense basal. 11
2.4.4. Margocalizas nodulosas y margas (155). Cenomaniense medio. 12
2.4.5. Margocalizas y margas (156). Cenomaniense medio y Turoniense medio. 12
2.4.6. Calcarenitas bioclasticas en bancos metricos, ocasionalmente con contenido terrigeno. (157). Coniaciense inferior-superior. 13
2.4.7. MARGAS Y CALCARENITAS EN BANCOS FINOS (158). CONIACIENSE INFERIOR-SUPERIOR 14
2.5. CRETACICO FINAL Y TERCIARIO MARINO 16
2.5.1. Macrosecuencia "paleocena" 17
2.5.1.1. Calizas bioclasticas y calcarenitas (191). Maastrichtiense superior 17
2.5.1.2. Areniscas, calcarenitas y margas arenosas (190). Maastrichtiense superior 19
2.5.1.3. Dolomias y calizas dolomiticas (203). Daniense superior 19
2.5.2. Macrosecuencia eoceno 2 20
2.5.2.1. Calcarenitas bioclasticas (264). Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritziense) 20
2.5.2.2. Calcarenitas bioclasticas recristalizadas y/o dolomitizadas (260). Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritziense). 22
2.6. TERCIARIO CONTINENTAL 23
2.6.1. Ciclo II: unidad de mues-Tafalla (Sueviense) 24

2.6.1.1. Areniscas, limolitas y arcillas rojas ((areniscas de mues) (307). Sueviense 24
2.6.2. Ciclo III: unidad de mendigorria (Sueviense-Arverniense) 25
2.6.2.1. Conglomerados masivos de cantos redondeados de caliza con intercalaciones de areniscas y lutitas rojas (321), Sueviense-Arverniense 26
2.6.2.2. Areniscas en bancos gruesos alternando con lutitas rojas (322). Sueviense-Arverniense.....26
2.6.3. Ciclo IV. Unidad de gallipienzo-leoz (Arverniense-Ageniense).....27
2.6.3.1. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (364). Arverniense-Ageniense 28
2.6.3.2. Areniscas en capas extensas y lutitas rojizas y ocres (359) Arverniense-Ageniense..28
2.6.4. Ciclo VIi: unidad de oco. Plioceno 29
2.6.4.1. Arcillas y limolitas rojas (411). Plioceno 29
2.6.4.2. Calizas brechoides (412). Plioceno.....29
2.7. CUATERNARIO 30
2.7.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis (519) y glacis degradados (516). Pleistoceno. ..30
2.7.2. Gravas, arenas y limos. Terrazas (508). Pleistoceno. 30
2.7.3. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (543). Cantos con escasa matriz. Canchales (548). Holoceno.....31
2.7.4. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (527). Fangos y gravas. Meandros abandonados (530). Cantos, limos y arcillas. Conos de deyección (536). Holoceno. 32
2.7.5. Cantos en matriz de fangos. Depositos aluvial-coluvial (537) y glacis actual-subactual (534). Holoceno.....32
2.7.6. Fangos y arcillas. Fondos endorreicos y semiendorreicos (541). Holoceno. 33

3. TECTONICA 34

3.1. SIERRA DE LOKIZ.....37
3.2. DOMO DE ZUFIA 38
3.3. LAS SIERRAS DE URBASA Y ANDIA 39
3.4. BORDE DE LA CUENCA DEL EBRO 42
3.5. DIAPIROS DE ESTELLA. ALLOTZ Y SALINAS DE ORO: LA FALLA DE PAMPLONA ..42
3.6. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES 44

4. GEOMORFOLOGIA 46

4.1. SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA 46
4.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO.....47
4.2.1. Estudio morfoestructural 47
4.2.2. Estudio del modelado 48
4.2.2.1. Formas de ladera 48
4.2.2.2. Formas fluviales 49
4.2.2.3. Formas poligénicas 50

4.2.2.4. Formas kársticas 51
4.2.2.5. Formas lacustre-endorreicas 51
4.2.2.6. Formas antrópicas 51
4.2.3. Formaciones superficiales.....52
4.2.3.1. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis y glacis degradados (e). Poligénico. Pleistoceno.....52
4.2.3.2. Gravas, arenas y limos. Terrazas (b,c). Fluvial. Pleistoceno.....52
4.2.3.3. Cantos en matriz limo-arcillosa (coluviones) y cantos con escasa matriz (canchales). Laderas (a). Holoceno. 53
4.2.3.4. Gravas, arenas y arcillas (fondos de valle). Limos y arcillas (meandros abandonados). Cantos en matriz limoarcillosa (conos de deyección). Fluvial (d). Holoceno. 53
4.2.3.5. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual y depósitos aluvial-coluvial (e). Poligénico. Holoceno. 54
4.2.3.6. Fangos y arcillas. Fondos endorreicos y semiendorreicos (g). Lacustre-endorreico. Holoceno. 54
4.3. EVOLUCION DINAMICA 55
4.4. MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS 55

5. HISTORIA GEOLOGICA..... 57

5.1. EVOLUCION DURANTE EL FINAL DEL CRETÁCICO INFERIOR Y CRETACICO SUPERIOR 60
5.1.1. Macrosecuencia regresiva del Albiense superior-Cenomaniense inferior (1).....60
5.1.2. Macrosecuencia transgresiva Cenomaniense inferior-Turoniense superior 67
5.1.3. Macrosecuencia regresiva del Coniaciense (3).....68
5.1.4. Macrosecuencia transgresiva del Coniaciense superior-Santoniense (4).....70
5.1.5. Macrosecuencia regresiva Campaniense-Maastrichtiense inferior (5).....72
5.2. EVOLUCION DURANTE EL INTERVALO CRETACICO FINAL-EOCENO SUPERIOR...73
5.2.1. Macrosecuencia "paleocena" (etapa 1) 74
5.2.2. Macrosecuencia eoceno-1 (etapa 2).....75
5.2.3. Macrosecuencia eoceno-2 (etapa 3).....79
5.2.4. Macrosecuencia eoceno-3 (etapa 4).....84
5.3. EVOLUCIÓN DURANTE EL OLIGOCENO Y MIOCENO.....84
5.3.1. Macrosecuencia del oligoceno inferior 85
5.3.2. Macrosecuencia del oligoceno superior-mioceno 85

6. GEOLOGIA ECONOMICA 87

6.1. RECURSOS MINERALES.....87
6.1.1. Arcillas.....87
6.1.2. Calizas.....87

6.1.3. Yesos 87
6.1.4. Gravas 87
6.2. HIDROGEOLOGIA 88
6.2.1. Introduccion 88
6.2.2. Climatologia 89
6.2.3. Hidrologia 89
6.2.4. Caracteristicas hidrologicas 90
6.2.5. Hidrogeoquimica 93
6.3. CARACTERISTICAS GEOTECNICAS GENERALES 94
6.3.1. Introduccion 94
6.3.2. Zonacion geotecnica 94
6.3.3. Descripclón de las unidades 96

7. BIBLIOGRAFIA 102

1. INTRODUCCIÓN

La hoja 140-III de Estella/Lizarra a escala 1:25000 forma parte del cuadrante de igual denominación a escala 1:50000 (140, 24-08) del mapa topográfico nacional. Todo el área de esta hoja queda íntegramente englobada en Navarra, correspondiendo a la comarca denominada Tierra Estella/Lizarraldea. En general, se puede considerar un área bastante montañosa, configurándose una llanada amplia (con alturas que rodean los 500 m) que ocupa aproximadamente un tercio de la hoja (Valle de Metauten-Zufia-Allín), rodeada por fuertes relieves con diferencias de cota de hasta 600 m; estos relieves constituyen de Oeste a Este los siguientes accidentes geográficos: Sierra de Lokiz, de dirección SW-NE, que ocupa una extensión similar a la llanada anterior y forma en sí misma una altiplanicie con suave gradiente hacia el Sur y Norte (cota máxima en el pico Sarzaleta, 1109 m y mínimas de 550-650 m en las zonas meridional y septentrional respectivamente); Peñas de Azanza (cota máxima 1058 m)-Monte Belastegi (769 m), alineación N-S separada por el rio Urederra, que ocupa la franja este hasta las inmediaciones de Estella; y zona alomada de Arbeiza, la cual cierra por el Sur la llanada antes mencionada, con cotas cercanas a los 600 m.

El caudaloso rio Urederra limita la Sierra de Lokiz por el Este, atravesando la llanada de Allín y la alineación de relieves N-S y recogiendo las aguas del Ega por su márgen oeste cerca de Estella, en la esquina sureste de la hoja; constituye la principal arteria geográfica de dirección NW-SE.

En cuanto a la geología, este cuadrante de Estella/Lizarra se sitúa en el extremo SE de la Cuenca Vasco-Cantábrica (dentro de la Región Navarro-Cántabra de Amiot, 1982), en el mismo límite con la cuenca terciaria continental del Ebro, cuyos materiales llegan a aflorar en las cercanías de Estella. El diapiro de Estella, aflorante parcialmente en esta hoja, constituye la principal expresión estructural de la misma, afectando en parte al resto de materiales circundantes mediante la estructura domal de Zufia, intimamente ligada a él; esta estructura tiende a atenuarse desde su epicentro al resto del ámbito de la hoja, pudiendo encontrar buzamientos relativamente suaves en general. Cabe destacar que el diapiro de Estellla es uno de los que configuran la alineación SW-NE de diapiros navarros (entre Estella-Irurtzun), accidente de gran importancia considerado como parte de la expresión de la denominada Falla de Pamplona. La evolución tectónica global de la zona se enmarca

dentro de la apertura del Golfo de Bizkaia, acontecimiento de clara influencia sinsedimentaria que marcó la creación de las cadenas pirenaica y vasco-cantábrica.

La serie estratigráfica aflorante en el área comprende materiales del Triasico en facies Keuper, concerniente al diapiro, así como bloques alóctonos de edad jurásica incluídos en él, series terrígenas del Albiense superior, materiales margosos y calizos del Cenomaniense-Santoniense, conjuntos mixtos del Maastrichtiense, series marinas carbonatadas del Terciario y terrígenos y carbonatos del Terciario continental, además de una extensa gama de depósitos cuaternarios. En general, la zona presenta buenos afloramientos, exceptuando las zonas muy cubiertas de la llanada de Metauten-Allín y partes boscosas de las montañas.

Entre los trabajos previos en la zona, tenemos los clásicos de Verneuil, Collomb y Triger (1859-60), Carez (1910), Mallada (1907), Palacios (1919), Lamare (1934), Lotze (1929-38-55-57), Ruiz de Gaona (1952), Colom (1952) y Rios (1956). A partir de la tésis doctoral de Rat (1959), importante tésis sobre la Cuenca Vasco-Cantábrica, se marca un hito en la especialización de los trabajos en la misma, a partir del cual tenemos para nuestra zona los de Feuillée (1967), Pflug (1967), García-Mondejar (1982), Amiot (1982), Wiedmann (1960-64-79-81), Martinez et. al. (1996), Lopez (1994), Santamaría (1992), así como los planes de investigación cartográfica para la Diputación de Navarra (1969) y para el Instituto Geológico y Minero (1978 y 87).

2. ESTRATIGRAFIA

Los materiales de esta hoja se engloban todos en el mismo dominio estructural de influencia del diapiro de Estella. Su edad queda comprendida en el Triasico (Keuper) y Jurásico para el área diapírica, y entre Albiense superior-Oligoceno/Mioceno para el resto (no aflorando el Santoniense). La estructura general es la de un suave semidomo cuyo punto más interno se localizaría en los alrededores de Zufia, el cual se resolvería en un arco hacia el norte que ocuparía casi toda la hoja. Este arco presenta una gran fracturación de tendencia SW-NE en su flanco este (zona de Abarzuza), sellada parcialmente por los materiales continentales del límite con la Cuenca del Ebro. Las series del Albiense superior-Coniaciense presentan un gran desarrollo, constituyendo la mayor parte de los afloramientos. En la parte este del área de estudio se localizan los materiales del Maastrichtiense-Terciario continental, aflorando principalmente estos últimos y las calizas eocenas marinas. Como excepción, nos encontramos con afloramientos terrígenos y calizos lacustres de posible edad Miocena en la zona suroeste de la hoja.

2.1. TRIASICO

Los materiales de esta edad afloran en el diapiro de Estella, constituidos por arcillas de tonos abigarrados, con bancos masivos de yeso intercalados, formando bolsadas discontínuas. Es frecuente la presencia de minerales antigénicos como los cuarzo bipiramidados.

Asociados a estos sedimentos afloran rocas subvolcánicas de tipo diabásico (ofitas).

2.1.1. Arcillas abigarradas, yesos y sales (109). Rocas subvolcanicas (ofitas) (1)

Esta unidad cartográfica está formada por arcillas abigarradas de tonos rojizos, verdosos y grises que presentan frecuentes intercalaciones de yesos secundarios de colores blancos y gris oscuros, sacaroides y fibrosos, con texturas cripto y microcristalinas, que a su vez contienen gran variedad de inclusiones exóticas aisladas, se trata de rocas con metamorfismo de alto grado, descritas, como gneises y pizarras micáceas por PFLUG, 1973.

En profundidad, como prueban sondeos próximos y los diversos manantiales salinos en el Diapiro de Estella, puede estar asociada a niveles de halita que en superficie han desaparecido por el lixiviado de aguas meteóricas.

El espesor estratigráfico de la formación es imposible de calcular dada la compleja estructuración interna de tipo "melange" que presenta.

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

Esta unidad presenta características azoicas, por lo que no ha podido datarse por criterios paleontológicos. Por su posición estratigráfica se atribuye al Triásico superior.

Dispersos en la masa de la Facies Keuper se diferencian rocas subvolcánicas de textura fanerítica (1), de grano fino-medio con aspecto porfídico o microgranudo de coloración verdosa a gris. Texturalmente presenta distintos tipos: diabasas ofíticas y subofíticas, microdiabasas porfídicas intergranulares, etc. Los principales componentes son clinopiroxeno augítico, plagioclasa, olivino y opacos, entre los que destaca la magnetita.

2.2. JURASICO

2.2.1. Dolomias, calizas dolomiticas y calizas (113). Lias-Dogger

En el cuadrante de Estella, existe solamente un pequeño afloramiento de estos materiales a unos 500 m al Suroeste de Arbeiza, en parte cubiertos por los depósitos de terraza del rio Ega. Litológicamente son brechas con clastos subangulosos de tamaños centimétricos a decimétricos de dolomías y calizas dolomíticas muy cementados por carbonato, y con aspecto masivo.

2.3. CRETACICO INFERIOR

Corresponden a este epígrafe los materiales básicamente arcillosos del Albiense superior, aflorantes en el centro de la estructura domal de Zufia, ocupando principalmente los escasos afloramientos de la llanada de Metauten, los cuales se

localizan básicamente en los alrededores de Zubielki. Las series del Albiense superior terminal presentan un tránsito gradual a las primeras margas cenomanienses, pero se han podido separar ambos pisos gracias a una bioestratigrafia muy fina, posible por las abundantes faunas de ammonites y orbitolínidos encontradas.

2.3.1. Areniscas y areniscas bioturbadas (147 y 147). Albiense superior.

La subdivisión en A y B dentro de este término no corresponde a distintas litologías, sino a la diferenciación meramente estratigráfica de distintos niveles areniscosos separados por lutitas del término 6; esto ha sido realizado para poder diferenciar más fácilmente la compleja estratigrafía de estos materiales. Este término se integra en la denominada Formación Zufia (Garcia-Mondejar, 1982).

La base de estos materiales no aflora debido al contacto mecánico que presentan con el diapiro de Estella, presentando, por tanto, una potencia mínima de 250 m (para el tramo 147). Las areniscas comprenden facies de grano grueso a fino, muy similares entre sí, configurando una secuencia general estrato y granodecreciente para todo el tramo, aunque internamente agrupadas en secuencias negativas grano y estratocrecientes de orden métrico. Son básicamente grauvacas, muy ricas en matriz arcillosa, que en ocasiones presentan una pérdida de esta fracción fina; es en este último caso cuando pueden ofrecer alguna laminación cruzada de bajo ángulo y estructuras tipo Hummocky, estando por el contrario generalmente muy bioturbadas, con pérdidas totales de estructuras tractivas. Asimismo presentan bastante matriz ferruginosa, llegándose a observar nódulos de limonita. Son bastante ricas en orbitolínidos (Orbitolina (Mesorbitolina) gr. aperta Erman), siendo los bivalvos (Neithea sp.), corales coloniales pequeños (Aspidiscus sp., ya citados por Ruiz de Gaona en 1952) y braquiópodos bastante más escasos; estos grupos fósiles se encuentran sobre todo a techo de las capas areniscosas, representando colonizaciones extensivas del sustrato en momentos de menor aporte terrígeno.

Hacia el Este presentan cambio lateral a las facies lutíticas del término 148.; en la hoja de Allo, fuera del ámbito de Estella/Lizarra, presentan fracción microconglomerática hacia la base. El techo de 147 es neto, presentando fuerte bioturbación, característica general común a las ultimas capas arenosas; asimismo contiene estructuras nodulares irregulares inconexas.

El subtérmino 147 corresponde a lentejones de menor extensión lateral, correspondientes al mismo tipo de areniscas, entre lutitas dominantes, todo ello por encima de 147 y 148.

Las características observadas nos induce a pensar que estas areniscas se generaron en una plataforma siliciclástica somera dominada por aportes deltaicos que configurarían las pequeñas secuencias de progradación de barras, a cuyo abandono se establecerían comunidades biológicas que aprovecharían esos momentos de ralentización del sistema. Las facies con estructuras tipo Hummocky, en capas centimétricas y generalmente hacia las zonas de tránsito a facies finas, indicarían retrabajamientos del material arenoso en momentos tormentosos.

En equivalentes laterales a techo de 147 (dentro de la hoja de Allo) se han encontrado 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) (Wiedmann, 1979).

2.3.2. Limolitas con nodulos ferruginosos (148). Albiense superior.

Al igual que en el anterior término, la subdivisión ha sido hecha atendiendo a criterios estratigráficos. Bajo este nombre se incluyen todas las facies de tamaño de grano arcilla-limo equivalentes laterales de 147 y, por tanto, incluídas también en la Formación Zufia.

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 hojosas cuanto más lutíticas. Presentan nódulos ferruginosos de limonita dispersos, de hasta 20-30 cm de diámetro, generalmente elongados según la So. La bioturbación es más escasa que en las areniscas, pudiendo presentar pequeños tubos irregulares de 1-3 mm de diámetro y disposición aleatoria, pero sin atravesar la estratificación. El subtérmino 148 presenta algo más de potencia que su equivalente lateral y el 148 no sobrepasa 130 m. Su estrecha relación con las facies arenosas nos induce a pensar como generadas en áreas de la plataforma siliciclástica adyacentes a la fuente principal de material deltaico, comparativamente algo más profundas. El techo de

estas facies finas viene definido por la aparición del término 149, puesto que litológicamente son similares a las facies finas del término 151.

Su edad, debido a su posición estratigráfica, podría coincidir con la parte media del Albiense superior, dentro de la zona inflatum.

2.3.3. Calizas coralinas arenosas (149). Albiense superior.

Se trata de un término único y anómalo dentro de la serie lutítica de la Formación Zufia, el cual no había sido descrito en la literatura científica hasta ahora.

Se dispone estratigráficamente a techo de 148, siendo una lente caliza discontinua que no sobrepasa los 6 m de espesor, aflorante cerca del pueblo de Zufia, y que se acuña rápidamente hacia el W (Metauten), como hacia el E (Zubielki), con una extensión lateral que no llega a 1 km.

Su base es neta, brusca, sobre las lutitas infrayacentes. Se compone básicamente de corales, con algunos orbitolínidos y bivalvos (generalmente ostreidos que se fijan a los exoesqueletos de los corales), los cuales se distribuyen en planares hacia muro y ramosos hacia techo; los ostreidos son especialmente abundantes en la parte final. Se han distinguido orbitolinas del grupo O. (M.) aperta (Erman) y bivalvos de la especie Neithea quinquecostata. Presentan algo de matriz limosa y ferruginosa.

Se interpretan como generadas en condiciones muy someras, indicado por la presencia de ostreidos, y probablemente aprovechando una zona de suave alto relativo a resguardo de los aportes limolíticos, por el contrario abundantes en áreas adyacentes.

Su edad, debido a su posición estratigráfica, podría coincidir con la parte media del Albiense superior, dentro de la zona inflatum.

2.3.4. Arcillas y margas arcillosas con nodulos ferruginosos (151). Albiense superior-Cenomaniense inferior.

También se incluyen dentro de la Formación Zufia, correspondiendo a la parte más alta de la misma. Su base es neta sobre la caliza anterior (149), no pudiéndose

diferenciar en el contacto con las lutitas infrayacentes (148).Alcanza un gran espesor, variando entre 1025 m y 1100 m de Metauten y Zubielki, respectivamente, y 1550 m en la zona de Arteaga.

Se compone íntegramente de limolitas, lutitas y margas limosas en franca secuencia general granodecreciente; las margas aparecen en los tramos más altos de la serie. Intercaladas entre estas facies finas aparecen discretos niveles arenosos (142). Presentan 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; esta parte superior viene precisamente definida por la desaparición de las facies limolíticas y la aparición de un intervalo mixto calcarenítico-arenoso.

Este gran 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 capas arenosas discretas (142).

La mitad inferior 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 han aparecido Mortoniceras (Durnovarites) sp., Hoplites (Discohoplites) sp. y Paraturrilites (Bergericeras) quadrituberculatus (Bayle), asociación que indica Albiense superior terminal (zona dispar, subzona perinflatum). El techo de este término viene marcado por la aparición de las primeras faunas cenomanienses, habiéndose encontrado Mantelliceras sp. por debajo de los términos 152 y 153. Ocasionalmente, aparecen corales solitarios, gasterópodos, bivalvos y braquiópodos, generalmente asociados a los niveles nodulosos.

En Zubielki, el techo es una discordancia sobre la que se apoya el Eoceno marino.

Presentan buenos afloramientos en las canteras abandonadas de Zubielki y Estella-túnel (N-111).

2.3.5. Areniscas finas centimetricas (142). Albiense superior-Cenomaniense inferior.

Se trata de capas discretas de 2 a 15 cm de espesor, de areniscas de grano fino y muy fino, con algo de fracción arcillosa, bases netas (ocasionalmente graduales), y frecuentemente bioturbadas, pudiéndose distinguir tubos irregulares de hasta 1cm de diámetro y otras pistas similares a las descritas en el término 148. Son de poca extensión lateral, llegándose a acuñar en pocos cientos de metros, y quedan restringidas a ciertos intervalos del tramo 151, con el que guardan relación lateral. Presentan frecuentemente laminación paralela a suavemente ondulada y laminación de tipo Hummocky.

Se interpretan como generadas en la amplia plataforma somera aludida para el término 151, en momentos de tormenta o fuerte oleaje; este tipo de transporte tractivo por tormentas se consideraría, por tanto, el único capaz de introducir fracción más grosera arenosa en esta plataforma, la cual podríamos considerar de offshore. Asimismo, algunas areniscas concretas relativas a la parte media del término 151, presentan abundante glauconita, indicativa de una sedimentación muy ralentizada que pudo llegar a ser nula en ocasiones, dando lugar a superficies de condensación. Este hecho también ha podido ser observado en otras alturas estratigráficas de esta serie, habiéndose encontrado ammonites con las conchas muy disueltas (asimismo incrustadas por otros invertebrados una vez disueltas) y nodulizaciones muy extensivas.

La edad de estas areniscas es, lógicamente, la definida para el término 151. Los mejores afloramientos se localizan en Zubielki.

2.4. CRETACICO SUPERIOR

2.4.1. Areniscas calcareas y margas arenosas (152). Cenomaniense inferior.

Se trata de un tramo mixto de espesor discreto, no sobrepasando 25-30 m en Metauten y 15-20 m en Zubielki, lugares donde presenta sus mejores afloramientos;

también aparece, pero escasamente representado, en la cantera abandonada de Estella-túnel (N-111).

Consta de areniscas de grano fino a muy fino con fracción bioclástica importante (hasta 30% de la trama) dispuestas en bancos de orden centimétrico, de base neta y configurando una secuencia general negativa grano y estratocreciente; están intercaladas entre margas limosas con las que presentan tránsitos laterales. Suelen tener laminación paralela y cruzada de bajo ángulo.

En estas areniscas, así como en el término 153, del que son equivalentes laterales, se ha encontrado una rica fauna de foraminíferos bentónicos con la que se ha podido datar con gran finura este intervalo: Orbitolina (Orbitolina) duranddelgai Schroeder, Orbitolina (O.) sefini Henson, Orbitolina (Conicorbitolina) corbarica (D´archiac), Orbitolina (Mesorbitolina) aperta (Erman) y Daxia cenomana Cuvillier & Szakall, asociación que indica Cenomaniense inferior, parte inferior. Asimismo, también se distinguen fragmentos de equínidos, bivalvos y tubos de serpúlidos.

Se interpretan como generadas en una plataforma somera fangosa afectada por tormentas, y posiblemente canalizadas por zonas comparativamente más profundas así como probablemente más deprimidas respecto a las calizas equivalentes laterales (término 11) que se localizarían en un alto estructural; de estas calizas, cabe suponer que vendrían los aportes bioclásticos en esos momentos de mayor energía.

2.4.2. Calcarenitas arenosas y margas limosas (153). Cenomaniense inferior.

Este término se compone de calcarenitas de grano grueso y medio en bancos métricos en la zona de mejor desarrollo (Aramendia) que pasan a calcarenitas de grano medio a fino en bancos centimétricos, alternantes con margas limosas, en zonas comparativamente más distales (Larrión-Amillano); presentan hasta un 10% de fracción terrígena tamaño limo-arena fina y son equivalentes laterales de las areniscas anteriores (152). Las mayores potencias se localizan en la zona de mayor registro margoso, llegándose a alcanzar 100 m de espesor; en cambio, en Aramendia, donde apenas hay margas, no pasan de 40-50 m.

Aunque no se distinguen estructuras diagnósticas, cabe suponer que las relaciones laterales que presentan nos estén indicando la existencia de un shoal calcarenítico

generado en una zona de escasa batimetría, rodeado hacia S y N por zonas comparativamente algo más profundas y deprimidas, por donde se canalizarían los aportes terrígenos (zona sur) inconexos de la parte margosa distal (zona norte) más subsidente.

Presentan la misma asociación faunística comentada en el término 152, por lo que su edad es Cenomaniense inferior, parte inferior; fauna que también apoya un origen somero.

2.4.3. Margas y margocalizas (154). Cenomaniense inferior-Coniaciense basal.

Se trata de una litología homogénea tanto lateral como verticalmente, cuya subdivisión ha sido hecha en base a criterios estratigráficos, puesto que son tramos de cierta entidad separados por intervalos más carbonatados asimismo de gran continuidad lateral en la zona de estudio. Entrarían a formar parte dentro de la denominada Formación Ollogoyen de Amiot, 1982.

Se apoyan directamente sobre los términos anteriores de manera brusca, sin tránsito gradual. Consisten en margas, relativamente arcillosas, gris-azuladas, monótonas, que presentan hasta un 30-40% de términos margocalizos y calizas margosas; estas últimas pueden llegar a ser algo nodulares. Se distinguen escasas bioturbaciones, pequeños tubos planares de muy pequeña sección (1-2 mm) y obliteraciones de la marga de contornos redondeados (posiblemente debidas a equínidos). La fauna fósil es generalmente escasa, pudiéndose distinguir equínidos, bivalvos, ammonites y braquiópodos, así como abundantes foraminíferos planctónicos.

Presentan potencias entre 50 y 375 m. y buenos afloramientos por debajo del cresterío morfológico de la Sierra de Lokiz, en todo el Valle de Allín.

Corresponden a un medio de plataforma carbonatada distal, posiblemente pelágica. La potencia unida de los términos 12+13+14, es decir, toda la Formación Ollogoyen de Amiot, 1982, oscila entra 750 y 800 m para la hoja de Estella-Lizarra.

2.4.4. Margocalizas nodulosas y margas (155). Cenomaniense medio.

Igualmente, este término se encuentra integrado en la Formación Ollogoyen (Amiot, 1982). Correspondería al primero de los intervalos más calcáreos comentados, separado del resto como litología aparte, debido a su exclusiva naturaleza: consiste básicamente de margocalizas nodulosas en niveles de 5-20 cm separadas por finas capitas margosas; esto ha permitido que durante mucho tiempo, este intervalo haya sido denominado Flysch de bolas (Ciry y Mendizabal, 1949).

Contienen escasos restos de equínidos, ammonites y bivalvos, y foraminíferos planctónicos. Alcanza una potencia de 25 a 40 m.

Se intepretan como generadas en un medio de plataforma externa distal, pelágica; la nodulización tan intensiva que presentan podría sugerir, aparte de transformaciones diagenéticas, cierta condensación en la sedimentación.

Presentan buenos afloramientos en Metauten y Aramendia.

2.4.5. Margocalizas y margas (156). Cenomaniense medio y Turoniense medio.

Asimismo incluidas en la Formción Ollogoyen (Amiot, 1982). Ha sido subdividido en dos términos atendiendo a los mismos criterios empleados para el término 154, con el cual presentan contactos graduales.

Consiste en facies margocalizas, calizas margosas ocasionales y margas en una proporción de 2/1de las primeras frente a estas últimas. Se disponen en capas de orden centimétrico separadas por finos intervalos margosos, ambos de muy buena continuidad lateral, aunque hacia el norte del área estudiada presenten mayor fracción arcillosa. Suelen presentar mayor abundancia relativa de fósiles respecto a las margas del término 154, pudiéndose distinguir inocerámidos, equínidos, bivalvos, ammonites y nautílidos; asimismo las margas contienen abundantes foraminíferos planctónicos.

Sus espesores son de 30-60 m y 50-80 m los dos tramos difereciados.

La interpretación ambiental es la sugerida para los términos 154 y 155: una plataforma carbonatada pelágica; no obstante, la suave variación lateral que presenta hacia el

Norte nos sugiere un tránsito a facies algo más profundas o, por lo menos, más distales.

Se observan con buena calidad de afloramientos en Ollogoien, Ganuza, Aramendia y Artabia.

2.4.6. Calcarenitas bioclasticas en bancos metricos, ocasionalmente con contenido terrigeno. (157). Coniaciense inferior-superior.

Se trata de las calizas bioclásticas que configuran el resalte morfológico oriental de la Sierra de Lokiz sobre la llanada de Metauten-Allín, así como el cresterío de las Peñas de Azanza, en la parte oriental de la hoja de Estella-Lizarra; en realidad, se puede decir que toda la Sierra de Lokiz está compuesta de estas calcarenitas, bien en el ámbito de la zona de estudio o en áreas adyacentes hacia el W-NW, ofreciendo un relieve suave alomado en las cotas más altas de la misma. Los mejores afloramientos se encuentran en el mencionado resalte, al NW de Ganuza-Aramendia-Galdeano. Se incluyen dentro de la Formación Viloria de Amiot, 1982.

Estan compuestas por calcarenitas de grano grueso a fino agrupadas en bancos métricos, entre los que se distinguen pasadas margosas hacia el norte del área de estudio, dibujando un dispositivo de plataforma carbonatada en tránsito a facies más distales y, por tanto, más margosas, hacia el N-NE. Llegan a presentar hasta un 20% de fracción arena fina-limo, siendo ésta más abundante hacia partes más internas del sistema. La base es gradual, pero rápida, sobre las margas infrayacentes, llegando incluso a ser en parte equivalente lateral de las mismas. Se pueden dividir en tres tramos principales de aproximadamente 150 a 200 m de espesor, separados por facies calcareníticas finas algo margosas, conformando un total de 450-500 m, para la zona de Sorogorri-Txarrabidura; en áreas adyacentes fuera de la zona de estudio presenta algo más de desarrollo, llegando a 700-800 m totales (Lana-Amezkoa). Los dos primeros cuerpos presentan cambio lateral a margas y calcarenitas finas (158) tanto hacia el N como hacia el E; el tercero de ellos, por el contrario, ofrece desarrollo de facies calcareníticas hacia el E y cambio lateral a calcarenitas y margas (160) hacia el W (esto último observable en la esquina noroeste de la hoja y bien representado en la zona de Amezkoa). Internamente llegan a presentar estratificación cruzada a gran escala, en sets de orden métrico a decamétrico. Hacia techo de la serie se pueden distinguir superficies de estratificación muy bioturbadas (galerías, obliteración de la

So) y ricas en fauna de pequeños ostreidos, braquiópodos, serpúlidos y corales ramosos; estas superficies se pueden interpretar como generadas por el abandono de barras progradantes, habiendo ofrecido un biotopo adecuado para la implantación de fauna bentónica, probablemente en condiciones de escasa energía y de no mucha profundidad de aguas.

En términos generales, estas calcarenitas se consideran depositadas en una plataforma externa afectada por corrientes y posiblemente de no gran profundidad, tal como lo atestiguan las faunas encontradas en las superficies de abandono.

El techo es neto, pasando directamente a margas y presentando cierta nodulización; esto último se observa fuera del área de estudio, en Barindano y Urra (hoja de Zudaire). En la esquina NE de esta hoja el techo es discordante, apoyándose directamente términos maastrichtienses y del Terciario marino, por lo que falta bastante serie.

La edad atribuida a este término viene definida por su infrayacente y su suprayacente, ya que en él mismo no se han encontrado fósiles datadores, por el momento:

-base, Coniaciense inferior.

-techo, Coniaciense superior, no terminal (en Venta de Barindano, hoja de Zudaire, en las margas suprayacentes del término inferior de 161, Wiedmann, 1979 señala Paratexanites cf. emscheris (Schluter), Gauthiericeras aberlei (Redt.), Gaudryceras vascogoticum Wiedmann, Scaphites compressus D´orbigny, Echinocorys vulgaris Breyn, Hemiaster cottreaui Lambert, Micraster larteti Lambert, Micraster corbaricus Lambert, Gibbaster cf. mengaudi Lambert.

2.4.7.MARGAS Y CALCARENITAS EN BANCOS FINOS (158). CONIACIENSE INFERIOR-SUPERIOR

Corresponde a los equivalentes margosos de los dos primeros tramos de calcarenitas y del último de ellos respectivamente, del término anterior.

El muro de 158 presenta tránsito gradual sobre los términos margosos infrayacentes, de los que se distingue por la paulatina aparición de capas de calcarenita muy fina,

elementos distales de los sistemas calcareníticos de plataforma equivalentes. Afloran en la esquina NE de la hoja (Peñas de Azanza), hallándose el tránsito lateral algo más al Norte, en lo que sería el desfiladero del río Urederra, ya en hoja de Zudaire. Por las relaciones areales observadas, este tránsito lateral seguiría una lineación aproximada NW-SE, aproximadamente ortogonal a la lineación de diapiros navarros (Estella-Irurzun). Alcanzan 300 m de espesor.

Las calcarenitas se representan en capas centimétricas de base neta, con frecuentes estructuras de laminación cruzada tipo Hummocky, asi como laminación paralela y cruzada de ripple; por el contrario, las margas son similares a las infrayacentes, carentes de estructuras y ocasionalmente bioturbadas.

Se interpretan ambas facies como generadas en áreas adyacentes a una plataforma carbonatada relativamente somera, pero comparativamente más profundas; dichas áreas no serían aptas para el desarrollo de organismos productores de granos carbonatados, considerándose las calcarenitas finas como intrusiones eventuales de material procedente de la plataforma por corrientes generadas por tormentas.

La edad sería Coniaciense inferior-medio para el subtérmino 158, debido a que es equivalente de sólamente los dos primeros tramos del término 157.

El muro de 160 es neto y está bien diferenciado en la esquina noroeste de la hoja, disponiéndose margas directamente sobre las calcarenitas infrayacentes; en otras zonas más al E se correspondería con el desarrollo de calcarenitas más o menos margosas. Presenta buenos afloramientos en las cercanías del pico Surgurín Grande, donde llega a alcanzar 150 m.

Litológicamente presenta características similares a 158, siendo igual su interpretación ambiental; su principal diferencia radica en que es el equivalente lateral comparativamente más profundo del último tramo de 157, configurando una polaridad distinta a la anterior, hacia el W, del sistema de plataforma carbonatado. El techo no aflora en esta hoja, sino en las de Zudaire, Eulate y Campezo, correspondiendo al último tramo calcarenítico de 157.

La edad de este subtérmino es aproximadamente Coniaciense superior, sin llegar al techo del mismo.

2.5. CRETACICO FINAL Y TERCIARIO MARINO

La sucesión del Cretácico final y Terciario marino de las Sierras de Urbasa, Andia y San Donato-Satrustegi, es una de las más variadas y completas a la escala del dominio pirenaico. Con un espesor que supera los 1000 m a lo largo de la mayor parte de la zona, aparece constituida principalmente por materiales carbonatados someros que a gran escala forman una serie de plataformas carbonatadas que evolucionaron durante transgresiones y regresiones sucesivas.

En función de tales etapas evolutivas y para todos los cuadrantes comprendidos en este area, la sucesión puede dividirse en un total de 4 conjuntos o macrosecuencias principales cuyos límites corresponden a discontinuidades (casi todas ellas de caracter discordante) que marcan cambios importantes en el estilo y tendencia de la sedimentación. La delimitación y caracterización temporal de estas 4 macrosecuencias se ha basado sobre todo en los trabajos de PUJALTE et al (1993 y 1994), BACETA (1996), PAYROS et al (1996) y PAYROS (1997). Asimismo se ha contado como referencia con los datos aportados por las cartografias precedentes (hojas 1:25000 de la Diputación Foral de Navarra y hojas 1:50000 del ITGE) y con los estudios previos de MANGIN (1959) y LEON (1972). Sus caracteres principales son los siguientes:

-MACROSECUENCIA "PALEOCENA": Representativa de una etapa transgresiva, incluye los materiales de edad Cretácico final (Maastrichtiense superior), Paleoceno y Eoceno basal. Sus limites corresponden a las discontinuidades "Intramaastrichtiense" e "Intrailerdiense" (BACETA, 1996), aunque para las Sierras de Urbasa y Andia, puede considerarse que ésta última marcaría de modo general el límite Paleoceno-Eoceno.

-MACROSECUENCIA "EOCENO-1": Se depositó durante condiciones regresivas y abarca en edad desde el Eoceno inferior (Ilerdiense inferior) al Eoceno medio (Luteciense medio). Su techo coincide con la discontinuidad "Intraluteciense" (PAYROS et al., 1996; PAYROS, 1997), la más importante reconocida en el Eoceno de todo el área.

-MACROSECUENCIA "EOCENO-2": Está constituida por los materiales de edad Eoceno medio-superior (Luteciense medio-Bartoniense inferior), representativas de lo que a nivel pirenaico se conoce como "transgresión Biarritziense".

-MACROSECUENCIA "EOCENO-3": Es la que tiene menor representación cartográfica dentro del area (únicamente aflora en la parte central de la Sierra de Urbasa), aunque en posiciones más orientales (cuenca de Pamplona) alcanza espesores considerables. En conjunto abarca materiales de edad Eoceno superior (Bartoniense).

Para los cuadrantes 1:25000 de Eulate, Zudaire, Lezaun, Estella y Abarzuza, los depósitos que forman estas 4 macrosecuencias se han agrupado en un total de 16 unidades cartográficas. En este cuadrante de Estella, solo afloran 5 de dichas unidades, de las cuales las tres primeras son representativas de la macrosecuencia "paleocena" y las dos últimas de la macrosecuencia "Eoceno-2". Sus afloramientos se limitan al tercio oriental del cuadrante: barranco de Iranzu, peñas de Azanza y San Fausto, alrededores de Zubielki, y la banda resaltante que se define entre Estella y las proximidades de Bearin.

2.5.1.Macrosecuencia "paleocena"

Sus materiales constituyentes configuran la plataforma carbonatada terciaria más extensa y homogenea en la lateral, ya que se continua varias decenas de kilometros tanto hacia el W (por el S de Alava y N de Burgos) como hacia el E (zona centro-norte de Navarra). Agrupa a las unidades 20 a 25 de la cartografia.

2.5.1.1. Calizas bioclasticas y calcarenitas (191). Maastrichtiense superior

Esta unidad se reconoce con similares facies y espesores, a lo largo de ambos flancos del barranco de Iranzu y en el flanco N de las Peñas de Azanza, donde forma un pequeño resalte topográfico. En este cuadrante se apoya mediante un contacto erosivo y neto sobre la unidad del Coniaciense (término 15). En base a esta disposición el hiato ligado en esta hoja a la discontinuidad que marca su base (la Discontinuidad Intramaastrichtiense de BACETA, 1996), abarca el Coniaciense final, Santoniense, Campaniense y Maastrichtiense inferior.

En conjunto, la unidad 20 suele presentar un espesor de entre 10 y 20 m, y el mejor punto para su observación corresponde al borde N del barranco de Iranzu. En estos afloramientos aparece compuesta por una sucesión de calizas bioclásticas y calcarenitas que en lámina delgada presentan texturas packestone, grainstone y rudstone. Por orden decreciente de importancia sus componentes principales corresponden a fragmentos de algas calcareas, briozoos y pequeños corales coloniales, conchas de varios géneros de macroforaminíferos (sobre todo orbitoides), fragmentos de conchas de bivalvos y de equinodermos (radiolas y placas) y pequeños foraminíferos (tanto microbentónicos como planctónicos).

Lateralmente y dependiendo de los puntos, toda la sucesión suele presentar contenidos variables de material terrigeno en forma de granos de cuarzo y cantos de marga/margocaliza. Fundamentalmente dicho material se concentra en los primeros metros, pudiendo incluso formar un "lag" de varios decímetros que aparece recubriendo la discontinuidad basal.

La unidad arriba descrita caracterizaría en conjunto un ambiente de plataforma somera externa de caracter pararrecifal, que estaria afectado por un hidrodinamismo medio a alto y con cierto influjo terrígeno.

Dentro de este cuadrante, la edad de la unidad puede establecerse de forma directa y con relativa precisión en base a la abundancia de macroforaminíferos (orbitoididos), de los cuales se ha reconocido una asociación claramente representativa del Maastrichtiense superior: Lepidorbotides socialis (LEYM), Orbitoides media (D'ARCH), O. apiculatus SCHLUMB, Siderolites calcitrapoides LAMARCK, S. Olaztiensis R. GAONA, Simplorbites gensacicus (LEYM) y Clipeorbis mamillatus (SCHLUMB). Esta asociación es muy similar a la reconocida por BACETA (1996) en sus equivalentes laterales en el borde N de la Sierra de Urbasa (sección de Olazagutia). Dicho autor asimismo data la unidad por medio de foraminíferos planctónicos, de los cuales reconoce una asociación representativa de la biozona de Abathomphalus mayaroensis en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA (1983).

2.5.1.2. Areniscas, calcarenitas y margas arenosas (190). Maastrichtiense superior

Esta unidad se dispone sobre la anterior mediante un contacto neto y que en algunos puntos es de caracter claramente erosivo. Al igual que su infrayacente, asimismo suele presentar unos espesores bastante homogeneos en la lateral (entre 50 y 60 m), y de modo general suele aparecer formando un tramo deprimido entre la unidad anterior y las dolomias del Daniense.

Litológicamente aparece compuesta por una sucesión de arenas, areniscas y limolitas de colores rojizos y amarillentos, que suelen aparecen estratificadas en bancos decimétricos a métricos. Aunque afloran en malas condiciones, en los niveles de areniscas es posible observar laminaciones paraleleas y de ripple y gran cantidad de fragmentos bioclásticos. Asimismo dentro de la sucesión se reconocen niveles de calcarenitas arenosas principalmente compuestas por macroforaminíferos (orbitoides) y fragmentos de briozoos, algas calcareas, equinodermos y bivalvos.

En conjunto esta unidad definiria un ambiente de plataforma externa de caracter terrígeno o mixto, que eventualmente estaria afectado por un hidrodinamismo medio a elevado.

En toda la unidad los únicos organismos datadores corresponden a los macroforaminíferos (orbitoididos) de los cuales se reconoce una asociación bastante similar a la de la unidad infrayacente. Asimismo, BACETA (1996) establece que los depósitos equivalentes a la unidad a lo largo del flanco N de las sierras de Urbasa y Andia, contienen una asociación de foraminíferos planctónicos claramente representativa de la biozona de A. mayaroensis en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA (1983). Con esos datos y en base a su posición estratigráfica, por tanto se puede asegurar que en edad abarcaria la segunda mitad del Maastrichtiense superior.

2.5.1.3. Dolomias y calizas dolomiticas (203). Daniense superior

Corresponde a una unidad de dolomias de origen secundario y con un espesor entre 40 y 50 m. con amplia representación a escala regional. A lo largo de la mayor parte de las Sierras de Urbasa y Andia se sitúa directamente y mediante contacto neto y erosivo sobre los materiales del Maastrichtiense superior (unidad 190). A lo largo de

esta hoja unicamente se reconoce en el flanco N del barranco de Iranzu, donde aparece formando un resalte ruiniforme característico.

Debido a la intensa dolomitización que la afecta poco se puede decir de su composición y texturas originales. Petrológicamente corresponden a dolomías cristalinas de grano grueso, porosas y con texturas xenotopicas, en las que frecuentemente se observar procesos de disolución y dedolomitización. En algunos puntos, sin embargo, se han preservado algunos de sus rasgos originales; observandose "fantasmas" de corales, algo calcareas (lithothamnium), gasterópodos y bivalvos. En base a estos componentes, a su aspecto y a su posición paleogeográfica, BACETA (1996) los interpreta como facies de tipo arrecifal y/o pararrecifal.

Segun BACETA (1996) los foraminíferos planctónicos clasificados en muestras recogidas en sus equivalentes del flanco N de la Sierra de Andia (sección de Lizarraga), indican que la unidad tiene una edad Daniense superior (zonas de E. Trinidasdensis y M. uncinata en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA, 1983). En base a ello a su base se define un hiato que, aunque no muy importante, abarcaria el Daniense inferior y probablemente el techo del Maastrichtiense.

2.5.2. Macrosecuencia eoceno 2

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el Luteciense medio al Bartoniense basal, confirman en conjunto una plataforma carbonatada con un marcado dispositivo retrogradante. Estos materiales definirian, de hecho, lo que a nivel del dominio pirenaico se conoce como "Transgresión Biarritziense". A nivel cartográfico, dentro de este cuadrante afloran los materiales que definen los ambientes someros y abiertos de dicha plataforma, los cuales se han subdividido en 2 unidades litológicas (264 y 260). La base de todo el conjunto corresponde a la discontinuidad más evidente dentro de la sucesión eocena (la "Discontinuidad Intraluteciense" de PAYROS et al., 1996; PAYROS, 1997).

2.5.2.1. Calcarenitas bioclasticas (264). Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritziense)

Para este cuadrante el espesor aproximado de esta unidad se estima entre 50 y 100 m, aunque en los cuadrantes adyacentes de Zudaire y Lezaun llega a superar los 300

m. En el lado N de las Peñas de Azanza y en el flanco S del barranco de Iranzu se apoya discordantemente sobre las unidades del Maastrichtiense superior (190 y 191), mientras que en el flanco S de las peñas de Azanza llega a disponerse directamente sobre los materiales del Coniaciense (unidad 157). Más al S sus equivalentes laterales se situan directamente sobre las diferentes unidades del Cretácico superior e incluso llegan a recubrir discordantemente a los materiales del Albiense superior (alrededores de Zubielki). Debido a que su techo no llega a aflorar en la mayoria de la zona, su espesor aproximado para este cuadrante se estima entre 50 y 100 m.

En conjunto aparece compuesta por calcarenitas bioclásticas de grano medio a grueso, que frecuentemente presentan estratificaciones bien definidas de tipo planar o cruzada. Estas ultimas son las más frecuentes y características, y a lo largo de toda la unidad aparecen configurando cuerpos métricos (barras) de extensión decamétrica. Los componentes principales de las calcarenitas corresponden a macroforaminiferos (en su mayor parte discocyclinas y nummulites, algunos de gran tamaño), algo rojas y briozoos (todos ellos muy retrabajados); aunque dentro de ellas tambien se reconocen Fabianias, sphaerogypsinidos y todo un cortejo de pequeños foraminiferos bentónicos y plantónicos. Ocasionalmente dentro de la unidad asimismo se reconocen tramos más competentes y de caracter más masivo principalmente compuestos por acumulaciones de nummulites de gran tamaño y algas calcareas rodoficeas. Asimismo a su base, formada por la Discontinuidad Intraluteciense, se suele definir un tramo de caracter conglomerático de 1-2 m de espesor, en el que se reconocen granos y cantos centimétricos de cuarzo y clastos de calizas y margocalizas con toda probabilidad provenientes de la erosión y retrabajamiento de los materiales infrayacentes.

La interpretación ambiental de toda la unidad calcarenítica puede resultar en principio problemática. Anteriormente se interpretaron como calcarenitas de plataforma interna energética (LEON et al, 1971) y con influencia mareal (FROUTE, 1988). Más recientemente y basándose en los rasgos sedimentologicos 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 habrian 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 podrian interpretarse como complejos de "shoal" formados a batimetrias menores y bajo condiciones de elevado gradiente energético.

La datación de esta unidad 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 habia 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 tipificaria claramente 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. 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 situados al S de Irurtzun.

2.5.2.2. Calcarenitas bioclasticas recristalizadas y/o dolomitizadas (260). Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritziense).

Esta unidad constituye un equivalente lateral de la anterior que por un lado se reconoce desde las Peñas de San Fausto hasta las proximidades de Zubielki, y por otro lado en las proximidades de Estella (banda de afloramientos ligados a la falla de Murugarren). En ambas zonas corresponde a una sucesión de calcarenitas y calizas bioclásticas estratificadas en bancos métricos, que presentan un alto grado de recristalización y/o dolomitización. Estas alteraciones impiden determinar sus componentes, aunque tras observaciones detalladas se constata una composición similar al término 264. Como es característico de otros muchos afloramientos en que se reconoce el comienzo de la sucesión Biarritziense, su base suele estar constituida por calcarenitas arenosas y /o conglomerados poligénicos interpretados como resultado del retrabajamiento marino asociado al comienzo de la transgresión.

En base a su equivalencia lateral con el término 264 su edad se establece en Luteciense medio-Bartoniense inferior.

2.6. TERCIARIO CONTINENTAL

En esta zona de la Depresión del Ebro los materiales que rellenan la cuenca durante el Oligoceno y Mioceno son fundamentalmente de carácter detrítico, conglomerados, areniscas y lutitas, correspondientes a ambientes deposicionales de abanicos aluviales y en menor proporción de carácter lacustre-palustre, yesos y margas yesíferas.

Estos grupos litológicos se interdigitan entre si dando una ordenación regional en la que los términos groseros, conglomerados y areniscas se distribuyen en los bordes de la cuenca y los términos finos y evaporíticos hacia el centro de la misma.

Por otra parte, también existe una ordenación en el tiempo que queda reflejada por el carácter cíclico en la distribución de los materiales en la vertical.

Cada uno de estos ciclos, separados unos de otros por discontinuidades sedimentarias, está constituido regionalmente por sedimentos de origen aluvial y aluvial-distal en la base y por sedimentos lacustres y lacustre-palustre a techo. Generalmente el límite entre uno y otro ciclo es neto y brusco, mientras que el tránsito de unos sedimentos a otros dentro de un mismo ciclo se produce de forma gradual.

El estudio de esta ciclicidad en esta zona ha permitido distinguir 7 unidades de carácter genético-sedimentario. Estas unidades corresponden a secuencias deposicionales (MITCHUM, 1977), es decir a "unidades estratigráficas", relativamente concordantes, compuestas por una sucesión de estratos, genéticamente relacionados y cuyos límites a techo y muro, son discordancias o sus relativas conformidades (no deducibles generalmente a escala de afloramiento sino por su comportamiento regional).

Estas 7 unidades abarcan una edad comprendida entre el Sueviense Sannoisiense) y el Plioceno (fig) y reciben de base a techo los nombres de:

FIGURA

1.-Unidad de Añorbe-Puente La Reina

2.-Unidad de Mués-Tafalla

3.-Unidad de Mendigorría

4.-Unidad de Gallipienzo-Leoz

5.-Unidad de Artajona-Olite

6.-Unidad Sierra de Ujué

7.-Unidad de Oco.

Dentro de la hoja 1:25.000 de Estella estas secuencias deposicionales afloran con las litofacies que serán descritas en los siguientes apartados:

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

Los materiales del Ciclo II afloran principalmente en la hoja de Abarzuza a lo largo de una franja de dirección NO-SE que se extiende desde las proximidades de Cirauqui hasta Mañeru, bordeando el anticlinorio de Añorbe. La relación entre los materiales del Ciclo II y la Unidad de Yesos de Pte. La Reina del Ciclo I normalmente no es observable en los afloramientos. Sin embargo, localmente, se interpreta el contacto como discordante.

En la hoja de Estella este ciclo está representado por la litofacies de areniscas.

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

2.6.1.1. Areniscas, limolitas y arcillas rojas ((areniscas de mues) (307). Sueviense

Regionalmente esta unidad está constituida por una alternancia de areniscas y limos, con intercalaciones arcillosas, que destacan en el paisaje por el color rojo intenso del conjunto. Las capas de arenisca no sobrepasan los 2 m de potencia siendo

característicos de este tramo la continuidad lateral de estos bancos. RIBA y PEREZ MATEROS (1962), las llamaron "Areniscas tigreadas de Mues".

En este cuadrante 1:25.000 de Estella (140-III) hay un pequeño afloramiento de esta unidad, en el escarpe de la carretera de Estella a Zubielgui, a unos 500 m. de la segunda localidad. Se trata de unos 15 m. de areniscas conglomeráticas y lutitas rojizas, en contacto mecánico con las calizas del Eoceno, y sobre las que se apoyan mediante discordancia los conglomerados (321) de la U. de Mendigorría (Ciclo III).

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

Los materiales del Ciclo III ocupan la esquina SE de la hoja 1:50.000 de Estella, rellenando, junto con los sedimentos de los ciclos posteriores, la subcuenca de Alloz que queda definida desde un punto de vista estructural entre los diapiros de Salinas de Oro (al norte), de Estella (al suroeste) y el de Alloz (al sureste). (ver figura adjunta de distribución de facies de la U. de Mendigorría).

Atendiendo a su composición litológica se han diferenciado cuatro litofacies, dos de ellas conglomeráticas (unidades 321 y 324), diferenciadas por la distinta composición de los cantos, otra de areniscas en bancos gruesos (322) y por ultimo la representada por lutitas con niveles de areniscas y yesos (323), estos últimos también dispersos en la masa arcillosa.

La distribución geográfica de estas facies dentro de la hoja 1:50.000 de Estella, se puede ver en la figura adjunta. Por una parte, los materiales más groseros que constituyen los abanicos principales (Salinas de Oro y Estella) evolucionan hacia el centro de la subcuenca (Zona de la presa de Alloz) donde se situarían los sedimentos finos. Por otra parte, los abanicos secundarios representados por los conglomerados de cantos yesíferos bordean la estructura diapírica de Alloz de la que en parte proceden los cantos de yeso alabastrino.

figura

2.6.2.1. Conglomerados masivos de cantos redondeados de caliza con intercalaciones de areniscas y lutitas rojas (321), Sueviense-Arverniense

Esta unidad aflora discordante sobre distintos materiales de origen marino pertenecientes fundamentalmente al Eoceno, solamente en una pequeña zona al norte del diapiro de Estella se apoyan sobre margas del Cretácico.

La litología predominante es de conglomerados de tonos grisáceos-amarillentos, con cantos mayoritariamente de caliza, aunque también son frecuentes los de cuarzo, así como de unidades conglomeráticas anteriores (unidad 39) y de ofitas. Se disponen en bancos de orden métrico, de aspecto masivo con pocos finos intercalados. Lateralmente alternan con capas de areniscas y lutitas de tonos rojizos. Localmente, en la zona comprendida entre Eulz y Eraul, se diferencian entre los cuerpos conglomeráticos, así como a techo de la unidad, niveles margosos blanquecinos y amarillentos, que representan zonas de la cuenca preservadas a la acción de los eventos, y en las que únicamente aquellos más importantes lograrían transportar los materiales más gruesos.

En conjunto los materiales de esta unidad corresponden a depósitos tipo debris-flow, de zonas proximales de abanicos aluviales, con dos áreas de procedencia marcadas, por un lado los de la zona suroccidental, que penetran a la cuenca desde la zona del diapiro de Estella (cuadrante III), que presentan un desarrollo en dirección NE, y por otro los de la zona nororiental (diapiro de Salinas de oro) que penetran en la misma con dirección suroeste.

La potencia estimada oscila entre 100 y 300 m.

Distalmente y hacia el techo estos materiales intercalan progresivamente términos más finos (areniscas y lutitas) pasando a las unidades cartográficas 322 y 323.

2.6.2.2. Areniscas en bancos gruesos alternando con lutitas rojas (322). Sueviense-Arverniense

Los materiales conglomeráticos (321) y (324) evolucionan por cambio lateral de facies hacia el centro de la subcuenca de Alloz a términos menos groseros, constituidos por areniscas en capas de extensión kilométrica, que en la foto aérea permiten trazar

líneas de capa continuas. Estos depósitos se desarrollan fundamentalmente en el sector comprendido entre Zabala y Abarzuza (cubiertos en parte por los materiales detríticos del Ciclo IV) y en el borde oriental de la hoja 1:50.000 de Estella, entre Arguinariz y Artazu (hoja de Pamplona 141).

Esta unidad cartográfica está constituida por bancos de potencia métrica (2 a 4 m aunque ocasionalmente lo supera por amalgamación de canales), que alternan con limos y arcillas de tonos rojizos y amarillentos. Las areniscas son de grano grueso, microconglomeráticas, localmente con niveles de gravas en la base. Presentan estructuras de corriente, como estratificaciones cruzadas, tanto planar como en surco, y a techo de los bancos laminación cruzada de ripples y en algunos cuerpos estructuras de acrección lateral. Estos materiales definen secuencias granodecrecientes (fining-upwards) de unos 10-15 m de potencia, formadas por un cuerpo arenoso con base erosiva y estructuras tractivas de alta energía, por encima, un nivel de potencia variable con laminación cruzada debida a ripples y a techo de la secuencia un tramo arcilloso.

Se interpretan como sedimentos de zonas medias de abanicos aluviales que invaden una llanura lutítica.

Al microscopio las areniscas son litarenitas de granos subangulosos a subredondeados, de clastos silíceos y carbonatados con textura de esqueleto densa.

2.6.3. Ciclo IV. Unidad de gallipienzo-leoz (Arverniense-Ageniense)

Los materiales del Ciclo IV ocupan, como los del ciclo anterior, el sector SE de la hoja 1:50.000 de Estella, aunque los afloramientos estén más restringidos a la zona central de la subcuenca de Alloz.

Como puede verse en la figura adjunta de Distribución de facies de la Unidad de Gallipienzo-Leoz, las litofacies conglomeráticas ocupan las zonas proximales de los abanicos de Estella y Salinas de Oro. Estas evolucionan mediante cambio lateral de facies a areniscas en bancos gruesos que alternan con tramos lutíticos y por último a facies con predominio de lutitas hacia el centro de la subcuenca de Alloz.

Todas estas litologías corresponden a las partes proximales, medias o distales de unos abanicos aluviales cuyas cabeceras se situarían, por una parte en la zona del diapiro de Estella con direcciones de aportes hacia el NE, y por otro en la del diapiro de salinas de Oro, con direcciones de aporte opuesta a lo anterior.

2.6.3.1. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (364). Arverniense-Ageniense

Esta unidad cartográfica aflora en las proximidades de Estella (Cuadrante 140-III) donde hay buenos cortes tanto en la carretera de esta población a Zubielqui, y por la pista de Eraul al repetidor de TV, como en el cerro de S. Lorenzo a unos 2 km al norte de Estella; también en el sector del diapiro de Salinas de Oro (cuadrante 140-II) por la pista que une Arguiñariz y Arzoz. La potencia en ambas zonas oscila entre 125 y 200 m.

figura

Está formada por cuerpos potentes, generalmente de aspecto masivo, de conglomerados de cantos redondeados de hasta 30 cm de diámetro, de composición mayoritaria carbonatada, aunque también contienen en menor proporción de cuarzo, areniscas y ofitas, así como fragmentos pertenecientes a conglomerados de unidades inferiores.

Hacia el techo del tramo intercalan capas de orden métrico de areniscas y lutitas de tonos rojizos.

Estos materiales se interpretan como depósitos de debris-flow de zonas proximales de abanicos aluviales.

2.6.3.2. Areniscas en capas extensas y lutitas rojizas y ocres (359) Arverniense-Ageniense

Esta unidad cartográfica aflora en la zona del diapiro de Estella en los relieves de Bearin y de Murugarren (cuadrantes III y IV) y en la zona comprendida entre los diapiros de Alloz y Salinas de Oro (cuadrantes II y IV) en los relieves de Echarren de Guirguillano.

Está constituida por areniscas de grano medio y grueso en bancos potentes (de 3 a 6 m) y con extensión kilométrica, lo que permite su trazado como capas guía en la foto aérea, alternando con lutitas pardo rojizas y ocres. En detalle, estas capas están formadas por la incisión de varios canales amalgamados procedentes de varias fases erosivas. Como en la unidad (322) del Ciclo III, con la que presenta una identidad de facies, la sedimentación de estos materiales se produciría por flujos acuosos canalizados, con fases erosivas debidas a episodios tractivos distintos que ocasionarían el amalgamiento de canales que alternan con coladas de fango esporádicas.

2.6.4. Ciclo VIi: unidad de oco. Plioceno

Los materiales que constituyen la unidad de Oco, se encuentran separados del resto de las unidades terciarias que rellenan la subcuenca de Alloz.

Afloran discordantes sobre distintas unidades cretácicas, en el sector suroeste del cuadrante 140-III, al sur de la localidad de Ollogoyen.

Se han diferenciado dos litofacies, la inferior arcillosa y la superior carbonatada.

2.6.4.1. Arcillas y limolitas rojas (411). Plioceno

En la base de los materiales del Ciclo VII, afloran discordantes sobre los materiales cretácicos, unas arcillas de color rojo intenso, con niveles limolíticos y arenosos, con cantos dispersos en la masa lutítica. La potencia visible de esta unidad es de unos 15 m.

2.6.4.2. Calizas brechoides (412). Plioceno

Sobre la unidad anterior se apoyan unas calizas y calizas arcillosas blanquecinas, de aspecto brechoide en bancos de aspecto masivo. Localmente intercalan niveles de margas, arcillas y niveles detríticos microconglomeráticos. Las calizas son micríticas y contienen frecuentes fragmentos de conchas de gasterópodos, así como nódulos de sílex dispersos. Se interpretan como depósitos lacustres.

2.7. CUATERNARIO

2.7.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis (519) y glacis degradados (516). Pleistoceno.

En el área deprimida situada entre los relieves serranos de Lóquiz y Peñas de Azanza, al Norte, y las inmediaciones de Estella, al Sur, se localizan una serie de morfologías con depósito, de tipo glacis (519), en ocasiones degradados (516), que pueden alcanzar desarrollo notable.

Es en la zona de Ollogoyen, Metauten y Arteaga, en el sector suroccidental de la hoja, donde estas morfologías alcanzan una mayor importancia. Las zonas proximales del depósito se ubican al pie del escarpe de la Sierra de Lóquiz, desarrollandose en dirección al valle del río Ega, al Sur, con extensión kilométrica, hasta las proximidades de Zufía.

Se trata de cantos, dominantemente 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 2-3 m. en las zonas más distales de las morfologías.

Debe señalarse que los glacis ubicados entre Zubielqui y Eultz, en la zona centromeridional de la hoja, presentan una composición litológica peculiar, constituída 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 Estella, ha impedido una relación precisa entre ellos, habiéndose cartografiado como un único nivel comprensivo de todo el Pleistoceno.

2.7.2. Gravas, arenas y limos. Terrazas (508). Pleistoceno.

En el río Urederra, y también en el Ega, se han reconocido morfologías de terrazas fluviales (508), compuestas poe depósitos de gravas, dominantemente 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 Urederra, en el tramo comprendido entre Artabia y Larrión, dentro del ámbito de la hoja de Estella, se han reconocido dos niveles, situados a +2 y +6-8 m. sobre el cauce actual, y que han sido diferenciados convenientemente en el mapa geomorfológico.

Se atribuye a todos estos depósitos edad pleistocena.

2.7.3. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (543). Cantos con escasa matriz. Canchales (548). Holoceno.

Fundamentalmente asociados a los frentes de las sierras, tanto en Lóquiz como en Peñas de Azanza, se localizan unos depósitos, con morfología de coluvión (543), que tapizan de forma prácticamente continua las laderas en la base de los cresteríos serranos.

Están formados por cantos, dominantemente 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.

En las partes más altas de las vertientes asociadas a Lóquiz, en la zona próxima al límite del escarpe de la sierra, se ubican depósitos de tipo canchal (548), que pueden alcanzar una extensión considerable, aunque el espesor de materiales es reducido (2-3 m.). Se trata de cantos, más o menos angulosos, heterométricos, con escasa matriz limoarcillosa que, en muchos puntos, es prácticamente inexistente.

Tanto para los coluviones como para los canchales, se ha estimado una edad holocena.

2.7.4. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (527). Fangos y gravas. Meandros abandonados (530). Cantos, limos y arcillas. Conos de deyección (536). Holoceno.

Los rellenos aluviales correspondientes a los fondos de valle (527) son frecuentes en el ámbito de la hoja. Los principales corresponden al Urederra y, sobre todo, al Ega en la zona meridional del área.

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. Tanto en el curso bajo del Urederra, como 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, en la zona al SO de Arbeiza, se han reconocido áreas, dentro del propio depósito aluvial, correspondientes a morfologías de meandro abandonado (530), 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 (536), 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.

2.7.5. Cantos en matriz de fangos. Depositos aluvial-coluvial (537) y glacis actual-subactual (534). 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 (537), y a los de las morfología de glacis actual-subactual (534) presentes en la hoja.

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

2.7.6. Fangos y arcillas. Fondos endorreicos y semiendorreicos (541). Holoceno.

Corresponden a depósitos, de escasa extensión y potencia, localizados a favor de zonas deprimidas, de drenaje deficiente, relacioanadas con morfologías de disolución kárstica, en la parte alta de la Sierra de Lóquiz.

Están formados por sedimentos de litología dominantemente fina (arcillas y limos), y se stima para ellos una edad holocena, aunque no pueda descartarse una funcioanlidad anterior.

3. TECTONICA

Dado que la extensión de la mayoria de estructuras presentes en la zona excede losc límites de las diferentes hojas 1:25000, en este capítulo se va a realizar un análisis estructural conjunto de los 6 cuadrantes de Eulate (139-II), Zudaire (140-I), Lezaun (140-II), Campezo (139-IV), Estella-Lizarra (140-III) y Abarzuza (140-IV). Este analisis por un lado, permite obtener una visisón más clara de la estructuración general de la zona y asimismo facilita enormemente las interpretaciones que de ella se puedan sustraer.

Como ya se ha indicado, la zona abarcada por este cuadrante y los adyacentes arriba citados, se localiza en el borde sur-oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, y más concretamente dentro de la parte Este del Dominio Navarro-Cántabro (Feuillée y Rat, 1971). Este sector estructural de la región principalmente se caracteriza por un plegamiento de ámplio radio y directrices claramente pirenaicas, en el que estan bien representadas las sucesiones del Cretácico superior y Terciario marinos. En la parte SE de la zona considerada, asimismo está representado el borde de la Cuenca del Ebro, el cual corresponde a una depresión rellena con materiales continentales oligo-miocenos. Un elemento estructural importante dentro de la zona corresponde a la denominada Alineación de Diapiros navarros o Falla de Pamplona (Figs. T1 y T2), Aparte de haber constituido un límite de cuencas, este importante accidente marcaria la línea divisoria de los esfuerzos que caracterizan los áreas estructurales pirenaica y vasco-cantábrica.

En base a su ubicación, dentro del área aquí considerada se reconocen estructuras de elongación típicamente cantábrica (pliegues y fallas de dirección aproximadamente E-W), así como otras de orientación NE-SW o N-S que posiblemente estarian relacionadas con el accidente principal de la Falla de Pamplona (ver Fig. T3). Atendiendo a las lineaciones principales y estructuras que presentan, dentro de toda la zona considerada se perfilan varias unidades: al SW la Sierra de Lokiz; adyacente a esta última

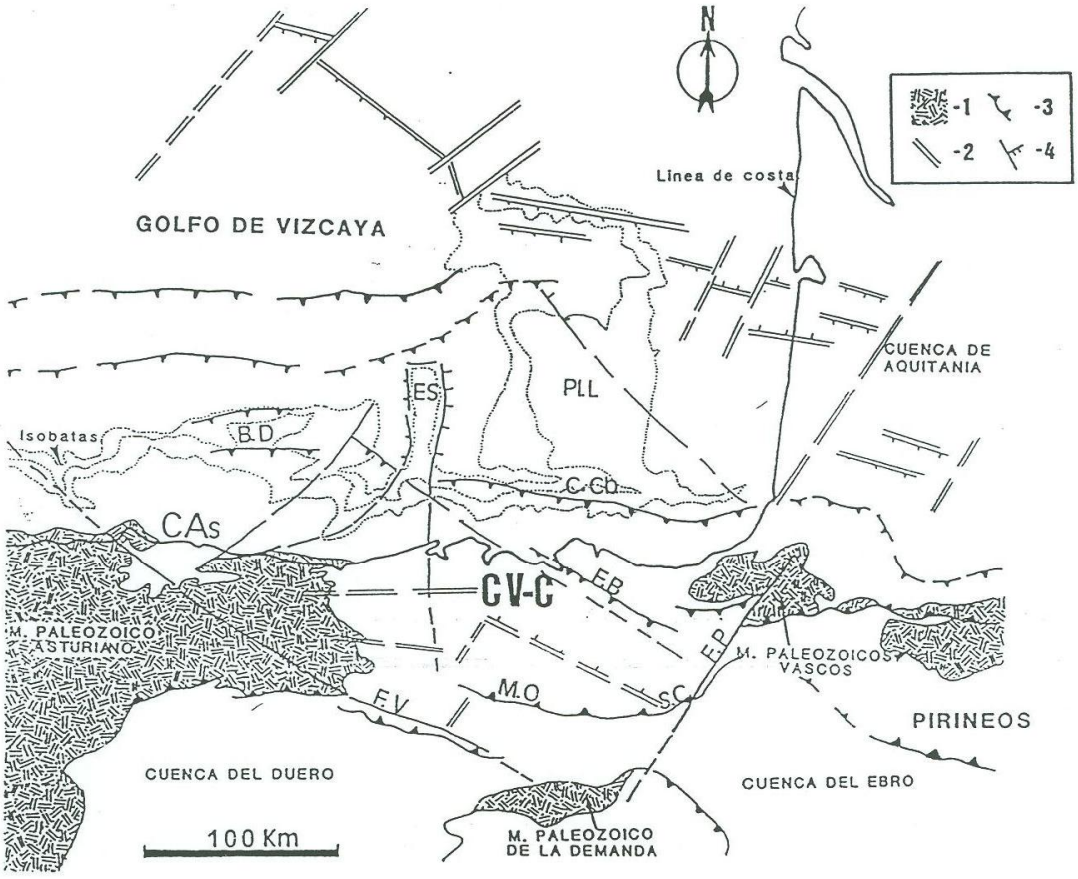

Fig. T. 1 - Contexto estructural y límites de la Cuenca Vasco-Cantábrica. 1. Afloramientos del zócalo paleozoico; 2. Fallas normales o de desgarre mesozoicas; 3. Cabalgamientos paleógenos; 4. Fallas normales o de desgarre paleógenas (algunas de ellas con actuación también en el Mesozoico). CV-C. Cuenca Vasco-Cantábrica; C As. Cuenca Asturiana; B.D. Banco Le Danois; ES. Espolón de Santander; C.Cb. Cañón de Capbreton; Pl.L. Plataforma de las Landas; M.O. Montes Obaranes; S.C. Sierra de Cantabria; F.V. Falla de Ventaniella (también denominada Falla Cantábrica o Falla de Ubierna); F.P. Falla de Pamplona (alineación de los diapiros navarros); F.B. Falla de Bilbao. Isobatas en brazas, equidistancia 500. Modificado de Derégnaucourt y Boillot (1982) y Rat, (1988).

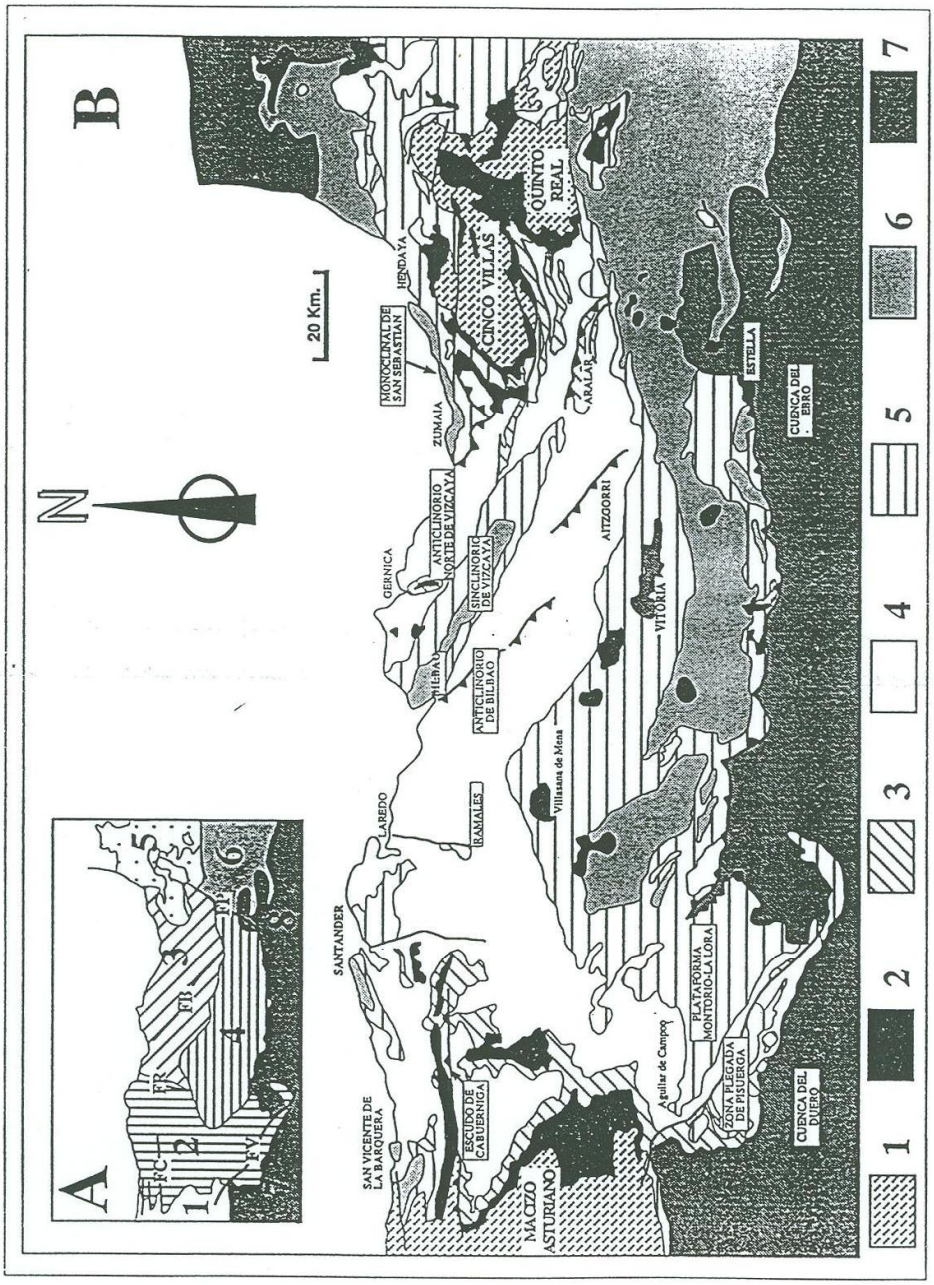

FIG. T. 2 – Configuración geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica y sus principales unidades. Las fallas principales están señaladas con trazo grueso. A: Principales dominios de la Cuenca Vasco-Cantábrica; 1: Macizo Paleozoico Asturiano; 2: Dominio Periasturiano (o Bloque Santanderino); 3: Arco Vasco; 4: Dominio Navarro-Cántabro (o Bloque Alavés); 5: Zona Norpirenaica; 6: Bloque Navarro del Ebro ó Zona Surpirenáica; 7: Depresión del Duero; 8: Depresión del Ebro. FR: Falla de Ramales, FB: Falla de Bilbao, FP: Falla de Pamplona, FV: Falla de Ventaniella y FC: Falla de Las Caldas. B: Esquema geológico y principales estructuras de la Cuenca Vasco-Cantábrica; 1: Paleozoico; 2: Triásico; 3: Jurásico; 4: Cretácico inferior; 5: Cretácico superior; 6: Terciario preorogénico; 7: Terciario postorogénico y Cuaternario (según Rat et al., 1983; Feuillée y Rat, 1971).

por el E, el Domo de Zufia, al N las Sierras de Urbasa y Andia, y todo el sistema de fallas que las compartimentan; al SE el borde de la depresión del Ebro, y por último,

los diapiros de Estella, Allotz y Salinas de Oro. A continuación se comentan los caracteres estructurales principales de cada una de estas unidades.

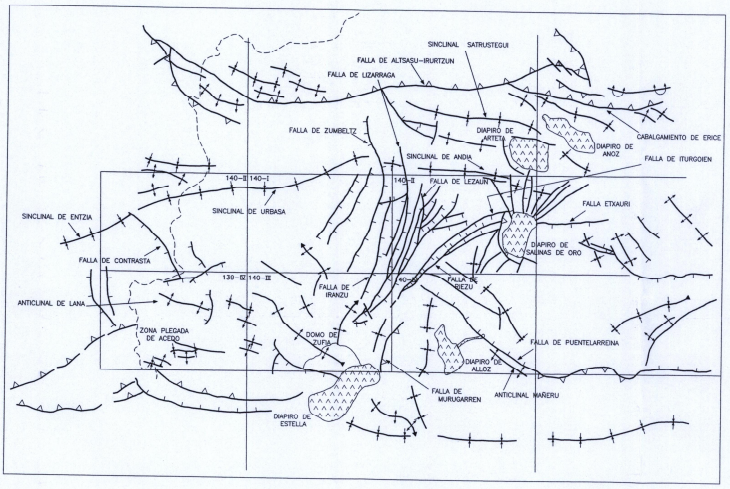

FIG.T-3.- ESQUEMA ESTRUCTURAL DEL AREA DE ESTUDIO Y CUADRANTES ADYACENTES

3.1. SIERRA DE LOKIZ

Esta alineación montañosa constituye en si misma, a grandes rasgos, una estructura anticlinal bien representada en su zona W, y posiblemente desmantelada hacia el E en la llanada de Allín, punto donde limitaría con la alineación estructural de diapiros navarros (Falla de Pamplona) de la que forma parte el diapiro de Estella; el Domo de Zufia, cuyas características comentaremos despues, configuraría la base de esta zona de desmantelamiento anteriormente mencionada.

La directriz general de las estructuras en la Sierra de Lokiz es E-W, pasando a NW-SE hacia oriente. Su límite nor-oriental presenta la terminación del juego de fracturas que define el límite de las sierras de Urbasa y Andia; el límite norte es la suave estructura sinclinal de la Sierra de Urbasa, cotinuación natural de Lokiz. En su parte occidental, aunque parcialmente en tierras alavesas, muestra su cierre estructural suavemente hacia el W, enmascarado en parte por la cubeta terciaria de Campezo. Finalmente, su zona sur presenta el límite con la Cuenca del Ebro; por esta zona, ya

en hoja de Viana, se localiza la terminación del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, importante estructura que tiene su reflejo en Lokiz.

La estructura anticlinal de Lokiz, formada en detalle por un serie de pliegues de amplio radio, puede ser dividida atendiendo a su complicación estructural, teniendo como línea divisoria al Anticlinal de Lana (Gastiain), eje vertebrador de la Sierra:

1.La zona septentrional, al norte del Anticlinal de Lana, presenta pliegues de muy amplio radio que apenas trastocan la tendencia homoclinal que se puede deducir; estos pliegues, tienen su mejor representación en la zona de Allín, siendo posiblemente prolongaciones del Domo de Zufia. Al norte de esta zona, las únicas estructuras apreciables son una serie de fallas de dirección WSW-ENE y NW-SE; corresponden a relajaciones en el Sinclinal de Urbasa y en la Sierra de Lokiz, y afectan a toda la serie del Cretácico superior, ofreciendo un salto de poca entidad. Están relacionadas con la Falla de Contrasta de igual juego, en territorio alavés.

2.Vergente en parte hacia el sur, el Anticlinal de Lana da paso en el mismo sentido a una serie de pliegues de corto radio, apretados, con un alto componente de fractura de igual dirección E-W, que en algunos casos llegan a permitir la extrusión de materiales arcillosos del Keuper (zona plegada de Acedo). Estos datos, junto con su situación cercana al Cabalgamiento de Cantabria, confirmarían la presencia de pequeñas escamas cabalgantes abortadas.

Al este de esta zona sur, se localiza la Flexura de Ollogoien, estructura vergente al SW (Pflug, 1973), la cual conlleva un diaclasado simétrico al eje de la misma, así como un cizallamiento a favor de ciertas superficies de estratificación. Esta estructura afecta a la serie margas-calcarenitas de edad Turoniense-Coniaciense.

Esta unidad de la Sierra de Lokiz presenta básicamente materiales calcareníticos del Coniaciense, aflorando series margosas del Cenomaniense-Turoniense en el núcleo del Anticlinal de Lana y en el Valle de Metauten-Allín.

3.2. DOMO DE ZUFIA

Esta estructura afecta principalmente a los materiales del Albiense superior-Cenomaniense del Valle de Metauten-Allín, no reconociéndose como tal en los

materiales circundantes de la Sierra de Lokiz-Peñas de Azanza-Abarzuza. Este hecho de pérdida de la estructura, nos indica una gran relación con el área de influencia del Diapiro de Estella, en el cual, seguramente tiene su origen, aparte de ser actualmente su límite sur.

La estructura, más precisamente, es la de un semidomo, cuyo núcleo se encuentra al sur de Zufia. El hecho de no haberse encontrado la presencia de un eje B en esta estructura, apunta a la exclusión de encogimiento o compresión de los materiales del semidomo (Pflug, 1973). Según este mismo autor, el semidomo de Zufia es la mitad de un abombamiento que se hallaba sobre un diapiro situado a gran profundidad, quedando la otra mitad destruída al surgir el actual diapiro; la posición actual del Eoceno medio indica que ya existía a comienzos del Terciario (Pflug, 1973).

El estudio de los sistemas sedimentarios del Albiense superior-Cenomaniense inferior en el Domo de Zufia, pone de manifiesto una posible actuación sinsedimentaria de esta estructura para esos momentos, lo cual indicaría que la génesis de la misma sería bastante anterior a la apuntada por Pflug en 1973. La distribución areal de las facies, teniendo en cuenta que los aportes de material siliciclástico en la edad comentada, provenían del Sur, podría sugerir la actuación de empujes diapíricos que habrían delimitado zonas protegidas de otras con mayor influencia terrígena; asimismo, momentos de tranquilidad tectónica permitirían una relajación de los esfuerzos que marcaría asimismo cambios en la distribución de las facies (ver Fig. H4). De igual manera, hay que tener también en cuenta, que el diapiro de Estella es expresión de la Falla de Pamplona, estructura que ha permitido, además de la creación de formaciones diapíricas, la actuación de esfuerzos de otra índole.

3.3. LAS SIERRAS DE URBASA Y ANDIA

Estas dos sierras forman dos amplias mesetas en cuyos bordes afloran espectacularmente los materiales del Terciario marino. En conjunto entre ambas definen la prolongación oriental del denominado Sinclinorio Sudcantábrico, estructura que con una disposición ligeramente arqueada discurre a lo largo de toda la mitad meridional de la Región Vasco-Cantábrica desde el W de Navarra hasta aproximadamente el N de Burgos. A menor escala, las sierras de Urbasa y Andia constituyen dos sinclinales alineados y de orientación general E-W, principalmente caracterizados por flancos que presentan buzamientos bastante suaves (entre 5 y 15

grados). La mayor complicación estructural corresponde a la zona en que confluyen los dos sinclinales y toda la parte S de la Sierra de Andia, donde se reconoce un denso sistema de fallas que principalmente está representado en los cuadrantes de Zudaire y Lezaun (Figs. T3 y T4).

Los principales accidentes dentro del sistema corresponden a las que se han denominado como fallas de Zunbeltz, Lizarraga, Iranzu, Lezaun, Iturgoyen y Riezu. Todas estas fallas y sus asociadas presentan orientaciones que van desde N-S a NE-SW, y en conjunto dibujan a gran escala una estructura en abanico. La mayoria de ellas son de caracter normal (en algunos casos con saltos superiores a los 200 m), aunque para algunas asimismo se reconoce una componente de desgarre tanto de sentido sinistral como dextral. Entre estas últimas el caso más significativo es el de la Falla de Zunbeltz, cuyo movimiento dextral provoca una incurvación en el eje del Sinclinal de Urbasa.

En base a su componente normal principal, todo el sistema de fallas configura una sucesión de altos y surcos estructurales que han condicionado enormemente el modelado de la zona. A gran escala, se definen tres depresiones estrucuturales principales (Fig. T4): I) el semigraben de Zunbeltz, de orientación N-S y que a su vez esta dividido en dos partes: una al N entre la falla de Zunbeltz y la de Lizarraga, y otra al S entre esta última y la de Iranzu; II) el graben de Lezaun, de la misma orientación que el primero y situado entre la falla del mismo nombre y la de Lizarraga; y III) el graben de Iturgoyen, de orientación general NE-SW y que se situa entre las fallas de Iturgoyen y Riezu.

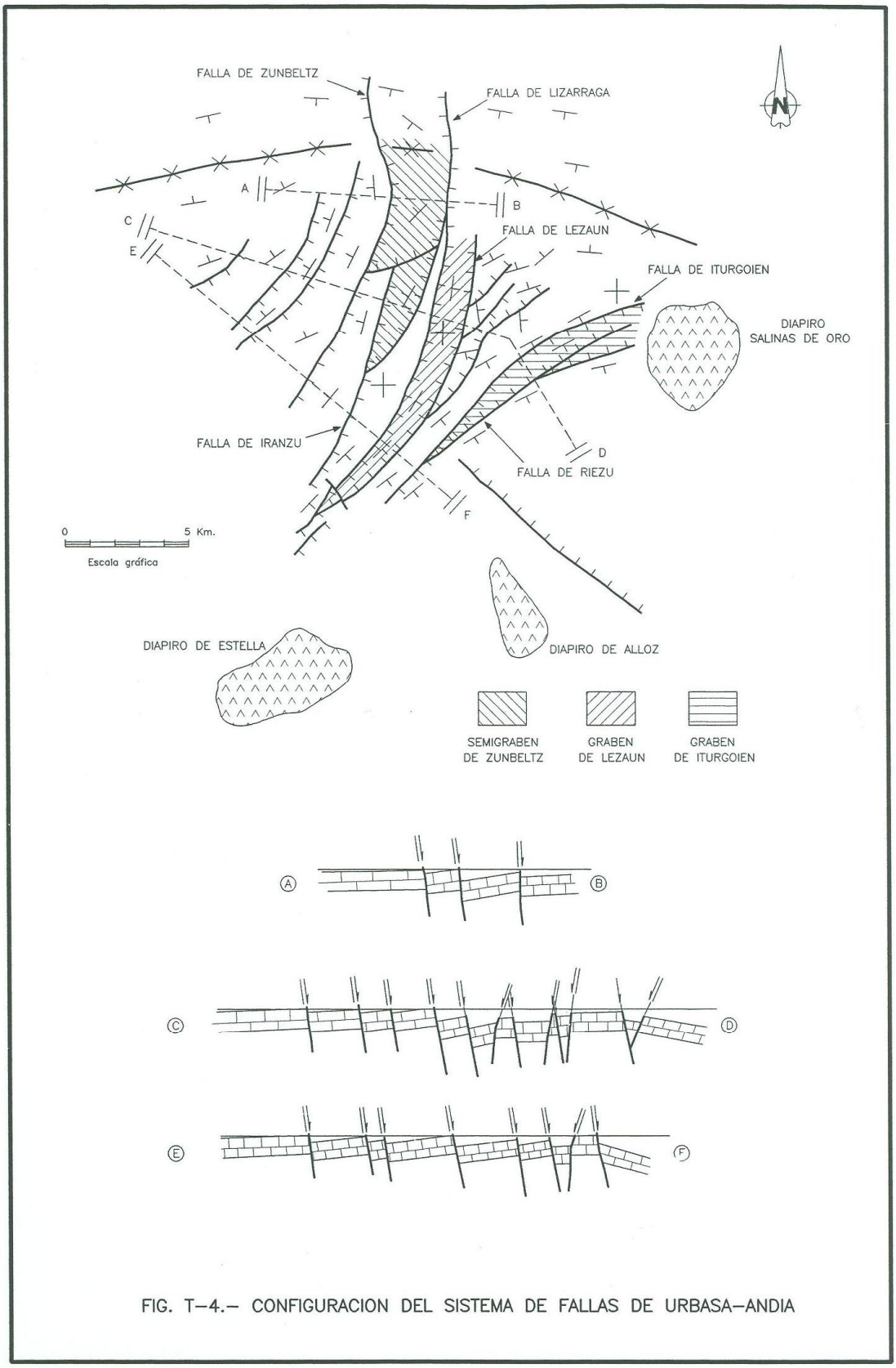

FIG. T–4.– CONFIGURACION DEL SISTEMA DE FALLAS DE URBASA–ANDIA

3.4. BORDE DE LA CUENCA DEL EBRO

Corresponde a una depresión principalmente rellena por materiales continentales del Oligoceno y Mioceno, que se dispone a lo largo de los cuadrantes de Lezaun, Abarzuza y Estella. A gran escala muestra una morfología de cubeta cuyos bordes estan controlados por los accidentes circundantes: al NE el Diapiro de Salinas de Oro, al N las fallas que definen el borde S de la Sierra de Andia (semigraaben de Iturgoyen), y al NW y W los accidentes que forman la prolongación del mismo sistema, el semidomo de Zufia y el Diapiro de Estella.

Internamente la depresión está compartimentada por varias fallas de componente normal y orientaciones tanto NE-SW como NW-SE, que delimitan bloques correspondientes a sinclinales de flancos bastante suaves. Las estructuras más relevantes dentro de la cubeta son las siguientes:

-Falla de Puentelarreina: se configura como una falla de componente normal que atraviesa la depresión en dirección SE-NW. El mayor salto se concentra en su extremo SE, y segun nos desplazamos hacia el NW pierde entidad de forma progresiva

-Anticlinal de Mañeru: corresponde a un anticlinal cuyo nucleo está constituido por los materiales yesíferos del Oligoceno. Esta estructura tiene continuación hacia el E y su formación estaria directamente relacionada con la Falla de Puntelarreina, accidente que hunde su flanco septentrional.

-Falla de Murugarren: corresponde a un accidente inverso que con una orientación arqueada (de N-S a NE-SW), se reconoce desde el Diapiro de Estella hasta aproximadamente la localidad de Ugar, donde acaba contra la prolongación de la Falla de Puentelarreina. Esta falla es vergente al W y presenta un mayor salto en su mitad meridional, donde permite que afloren los materiales calcareos del Biarritziense.

3.5. DIAPIROS DE ESTELLA. ALLOTZ Y SALINAS DE ORO: LA FALLA DE PAMPLONA

Junto con los adyacentes de Arteta y Anoz situados más al NE, estos tres diapiros configurarian la denominada Alineación de Diapiros navarros o Falla de Pamplona,

accidente profundo que la mayoria de los autores considera como límite estructural entre la Región Vasco-Cantábrica y la zona central surpirenaica. Aunque a gran escala su funcionamiento ha sido similar y aproximadamente coetáneo, los tres diapiros presentan caracteres algo diferentes.

El Diapiro de Salinas de Oro es el que presenta caracteres más propios de una chimenea diapírica clásica. Cartográficamente es de planta aproximadamente circular, y como rasgo significativo en sus bordes se reconoce un completo sistema de fallas radiales y concentricas bien representado en sus bordes N y E. Entre las primeras la más relevante es la Falla de Etxauri, accidente de orientación E-W que a la altura de la localidad que le da nombre alcanza un salto superior a 500 m. Otras fallas radiales significativas corresponden a las localizadas en el flanco N, desde donde se prolongan hasta el diapiro de Arteta. Las fallas concentricas estan bien desarrolladas al N y NE del diapiro, donde se observa como la mayoria de ellas estan generadas por un colapso de los flancos. El borde E y SE del Diapiro está comparativamente mucho más verticalizado, y su zona de contacto con la depresión del Terciario continental corresponde a un accidente de tipo inverso. Esta configuración estructural general, indica que la extrusión de la masa diapírica se produjo con una ligera vergencia hacia el SE, lo que explicaria el caracter inverso de dicho flanco y los colapsos generados en el borde contrario.

El diapiro de Estella presenta una elongación paralela a la lineación con la que se relaciona, es decir, NE-SW. Se presenta como una masa de material salino del Trias Keuper que extrusiona a favor de la fracturación que se refleja en la Falla de Pamplona; la presencia de rocas metamórficas tanto paleozoicas como jurásicas apoya una relación en profundidad a fracturas de importancia que posibililtaron que la masa salina ascendente arrastrara este tipo de bloques alóctonos. Debido a la morfología de la zona de contacto, se observa una cierta vergencia hacia el SE, aunque estudios microtectónicos apuntan que las primeras fases diapíricas tuvieron vergencia hacia el NW. Los primeros indicios de actuación diapírica se sitúan en el Albiense, etapa en la que se generaría el Domo de Zufia, estructura inicial de deformación que actualmente se encuentra parcialmente desmantelada por la continuación de la extrusión; otras etapas de actuación se sitúan cronologicamente en la segunda mitad del Cretácico superior y en el Eoceno medio, siendo la más importante la actuación del Oligoceno, etapa que coincide con la creación del Surco del Ebro y el Cabalgamiento de la Sierra de Cantabria. La actividad de este diapiro ha

llegado por lo menos hasta el Cuaternario, hecho demostrado en la génesis de acantilados fluviales excavados en yesos por el rio Ega.

El diapiro de Allotz es cartograficamente el más complejo de los tres y además el más dificil de interpretar desde un punto de vista estructural. En conjunto aparece como una extrusión diapírica alineada según una dirección NW-SE, aproximadamente paralela a la dirección del anticlinal de Mañeru. En su borde NE la masa extruida, principalmente compuesta por arcillas y yesos del Keuper, presenta una prolongación que marca el contacto del Anticlinal de Mañeru con el bloque donde afloran los materiales marinos del Cretácico y Terciario, el cual aparece compartimentado por la Falla de Puentelarreina y varias fallas normales asociadas de pequeño salto.

3.6. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

Toda la zona ocupada por las unidades estructurales que acabamos de describir, constituye una de las áreas clave para delimitar la evolución estructural del borde E de la Región Vasco-Cantábrica y más concretamente de las deformaciones acaecidas durante la compresión pirenaica. En la Fig. T5 se muestra un cronograma en el que se relacionan las deformaciones experimentadas por esta zona y su relación con las principales etapas tectónicas desarrolladas desde el Cretácico superior al Mioceno.

En base a la organización interna y a la distribución lateral de facies en los materiales del Albiense superior, se puede determinar que durante este intervalo se produjo el inicio del Domo de Zufia a consecuencia de los primeros movimientos del Diapiro de Estella. A escala regional dichos movimientos pueden relacionarse con el tránsito de la etapa de "rifting" a la de "spreading".

Tras dicho intervalo y durante la primera mitad del Cretácico superior (intervalo Cenomaniense-Santoniense), apenas se detectan deformaciones en la zona. La regular distribución de facies y la homogeneidad de espesores de los materiales depositados durante ese intervalo, son indicativos de la existencia de una subsidencia bastante homogenea. Dichas condiciones serian resultado de una etapa de calma tectónica relativa durante la cual se registró una transgresión generalizada.. Solo es necesario destacar la existencia de algunos movimientos diferenciales durante el depósito de las calcarenitas del Coniaciense, cuya distribución areal denota la presencia de accidentes sinsedimentarios probablemente asociados a la Falla de

Pamplona, estructura que para esos momentos constituiria un límite de cuenca (Fig. T6).

Los primeros movimientos diferenciales importantes dentro de la zona se registran durante la segunda mitad del Cretácico superior (Campaniense-Maastrichtiense inferior), intervalo que coincide con la primera etapa compresiva registrada a lo largo del dominio pirenaico. Durante esta etapa, toda la parte S de la Región Vasco-Cantábrica experimentó una flexuración y levantamiento generalizados, que en la zona de estudio se tradujo en la emersión progresiva de la mayor parte de las Sierras de Urbasa y Andia, mientras que las áreas circundantes al E (cuenca de Pamplona) y W (S de Alava) se constituyeron en sendos surcos. Es probable, que el levantamiento de las Sierras de Urbasa y Andia esté ligado a una inversión del comportamiento de la Falla de Pamplona, la cual comenzaria a perfilarse ya como un accidente inverso. En base a esta interpretación y por comparación con otras áreas de la región, asimismo se puede deducir que durante esta etapa se registraria un aumento en la actividad de los diapiros asociados a la estructura, que se manifestaria por la creación de abombamientos locales en el fondo de cuenca.

4. GEOMORFOLOGIA

4.1. SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja de Estella se localiza en la zona centrooccidental del territorio navarro. El tercio occidental de la hoja se encuentra ocupado por las estribaciones de la Siera de Lóquiz. En la parte oriental, los relieves de las Peñas de Azanza, se desarrollan con dirección submeridiana hasta las proximidades de Estella.

Entre ambas zonas elevadas, se localiza un área más deprimida, caracterizda por la existencia de relieves suavemente alomados que, solamente en las proximidades de Estella presenta zonas más elevadas, relacionadas con el afloramiento diapírico existente.

La red de drenaje en el ámbito de la hoja, está representada por el río Ega, afluente del Ebro, que discurre por la zona suroriental de la hoja, y su afluente el Urederra, que nace en la vecina hoja de Zudaire, al Norte, y que atraviesa la hoja de Estella con dirección sensiblemente Norte-Sur. La práctica totalidad de la red de menor orden es afluente de estas dos arterias principales.

Las cotas más altas se localizan al Oeste y Este de la hoja, en relación con la Sierra de Lóquiz (Sarzaleta, 1109 m., Ermita de San Cosme y San Damián, 1115 m.) y las Peñas de Azanza (Los Picos, 1077 m.). En ambas zonas se observa un suave declive del relieve hacia el Sur.

Las cotas más bajas se sitúan, lógicamente, en relación con el valle del río Ega, que en la zona de Estella transcurre en torno a los 430 m.

Morfométricamente, la hoja presenta unas áreas claramente diferenciadas. Por una parte, en la zona culminante de la Sierra de Lóquiz y Peñas de Azanza, predominan las pendientes medias y bajas, asociadas a superficies estructurales labradas a favor de la disposición general de las capas.

Por otra, la zona central de la hoja, ocupada dominantemente por materiales margosos, da lugar a la existencia de morfologías con pendientes suaves. Las zonas de enlace entre ambas áreas presentan pendientes muy elevadas, generadas por la

existencia de los niveles más resistentes que configuran las sierras, que dan lugar a espectaculares cantiles.

4.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

A nivel regional, la hoja de Estella se enmarca dentro del conjunto más oriental y meridional de la Cordillera Cantábrica, más concretamente relacionada con la parte Sur de las alineaciones serranas de Urbasa-Andía y Sierra de Lóquiz.

Los relieves de las sierras, que ocupan los dos tercios oriental y occidental de la hoja, están formados por materiales dominantemente carbonatados del Cretácico Superior y Terciario.

Entre ambos relieves, en la zona central de la hoja, los valles del Urederra y Ega, labrados en materiales margosos cretácicos, constituyen una área en general deprimida, sólo interrumpida, en la zona suroccidental, por los relieves asociados a la presencia del diapiro de Estella.

En el ámbito de la hoja de Estella, las morfologías de génesis estructural se localizan en relación con la composición litológica del sustrato, en el sentido de la existencia de niveles competentes, más resistentes a la erosión, que propician la generación de formas, que pueden alcanzar una extensión notable y que, en general, son un reflejo de la disposición estructural que presentan los materiales.

En la zona occidental (Sierra de Lóquiz), el suave buzamiento dominante en las capas, provoca la presencia de numerosas superficies estructurales, en muchas ocasiones degradadas y que, en ocasiones se encuentran inclinadas, en cuyo caso se ha incluido la indicación de buzamiento.

En todo el ámbito de la hoja, se han cartografiado las crestas y frentes de cuesta, relacionados con niveles más resistentes a la erosión existentes en la serie. También los escarpes estructurales en series monoclinales, que adquieren especial relevancia en el límite meridional de la Sierra de Lóquiz.

En esta zona, coincidiendo con la presencia de los niveles calizos coniacienses, en contraste con la serie infrayacente, dominantemente margosa, se generan unos escarpes notables, que marcan la presencia de desniveles que superan los 200 m., y que confieren al paisaje su llamativo aspecto.

Dentro de las morfologías de génesis estructural, se han representado en la cartografía las líneas de capa, en ocasiones con indicación de buzamiento. También se han incluido en el mapa algunas morfologías en cerro cónico, provocadas por la presencia de algún nivel más resistente culminante, y las alinaciones morfológicas con control estructural.

4.2.2. Estudio del modelado

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

4.2.2.1. 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.

Dentro de la hoja de Estella, y en relación con las litologías más lábiles, en la zona comprendida entre los relieves serranos, se observa la existencia de un importante proceso de regularización de vertientes.

La propia generalización del mismo ha hecho que se haya decidido su no inclusión en la cartografía, habiéndose representado únicamente algunas 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.

La existencia de los relieves serranos destacados de las sierras de Lóquiz y Peñas de Azanza, motiva la existencia de laderas con depósito de tipo canchal y/o coluvión, que alcanzan un desarrollo muy importante, constituyendo un tapiz prácticamente continuo en las faldas de estos relieves.

Quizá el elemento morfológico más llamativo en relación con las formas de ladera, sean los deslizamientos que se reconocen en la zona centroseptentrional de la hoja, en el ámbito del valle del Urederra.

En esta zona, en el entorno de la población de Artabia, donde el curso del Urederra sufre un estrechamiento provocado por la necesidad de atravesar los relieves de Lóquiz y Peñas de Azanza se observan, en ambas laderas, gran número de deslizamientos.

En ocasiones, alcanzan una magnitud notable, de cientos de metros de extensión que además, frecuentemente, presentan distintos episodios de movilización de los materiales, dando lugar a deslizamientos de la propia masa original ya deslizada.

4.2.2.2. Formas fluviales

Las morfologías de génesis fluvial más destacadas en la hoja de Estella, se encuentran relacionadas con las arterias fluviales principales: los valles del Ega y Urederra.

Tanto el Ega, que transcurre con dirección general Oeste-Este y que se encuentra representado en la zon suroriental de la hoja, como el Urederra que, con dirección sensiblemente submeridiana atraviesa con dirección Norte-Sur el territorio de la hoja, desarrollan un fondo de valle, más extenso en el caso del Ega, así como una serie de terrazas que, por el contrario, se encuentran más representadas en el Urederra.

Se han diferenciado dos niveles, situados a +2 y +6-8 m. sobre el cauce actual, y con sus correspondientes escarpes.

En el valle del Ega, al Oeste de Arbeiza, se han cartografiado morfologías de meandro abandonado. También en este río, se ha diferenciado el cauce activo dentro de sus depósitos de fondo de valle.

Otra morfología con depósito, también relacionada con génesis fluvial, corresponde a los conos de deyección que se forman a la salida de algunos barrancos.

La red fluvial de menor orden presenta un proceso generalizado de incisión lineal que, en algún caso, llega a generar morfologías en garganta y/o cañón. Se han diferenciado también en la cartografía algunas aristas (interfluvios), así como saltos de agua y cascadas, así como 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.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Entre las morfologías de génesis poligénica en la hoja de Estella, cabe destacar, por su extensión, las formas de acumulación correspondientes a glacis y glacis degradados, limitados por escarpes, aunque habitualmente éstos se encuentran degradados.

Se desarrollan, principalmente, en el área de Zufía, en la zona centromeridional de la hoja, con procedencia dominante desde los relieves de Lóquiz, aunque también algunas de estas formas enraizan en las zonas elevadas asociadas al diapiro de Estella.

Aunque el espesor de los depósitos que los constituyen no es elevado, como se explicará en el capítulo de formaciones superficiales, sí alcanzan extensiones muy considerables, de índole kilométrica. No se descarta la existencia de más de un nivel de glacis, como sucede en áreas próximas, aunque dada la desconexión geográfica existente este extremo no ha podido ser confirmado.

Además, se ha diferenciado en el mapa un nivel de glacis actual-subactual, que prácticamente enlaza con los depósitos de fondo de valle en la zona de Amilano.

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, se reconocen algunas morfologías residuales, labradas sobre materiales resistentes, que presentan formas de rocas aisladas o pináculos rocosos.

Sobre todo en la zona de Artabia y Galdeano, en relación con la zona de deslizamientos generalizados que se ha indicado anteriormente, se han reconocido algunas depresiones, que pueden alcanzar una extensión considerable, y cuya génesis inicial correspondió a la propia dinámica de creación del deslizamiento, generándose una zona deprimida entre la cicatriz y la propia masa deslizada. Con posterioridad se han visto afectadas por diversos procesos: ladera, fluvial, mixtos,.., dando lugar a la morfología de la depresión actualmente observable.

4.2.2.4. Formas kársticas

En las zonas más elevadas de la Sierra de Lóquiz, y a favor de las litologías caizas dominantes, se desarrollan una serie de morfologías de disolución de génesis kárstica. El proceso se vé favorecido en esta zona por la disposición estructural de las capas, que presentan un predominio de pendientes suaves, lo que influye claramente en la implantación y desarrollo de los procesos de disolución.

Se han cartografiado dolinas y uvalas, identificándose algunas dolinas capturadas por la red fluvial más reciente. En ocasiones, se ha reconocido la presencia de sumideros.

4.2.2.5. Formas lacustre-endorreicas

Precisamente en relación con las zonas de disolución kárstica se localizan algunas zonas deprimidas que dan lugar a la presencia de áreas endorreicas o semiendorreicas, de funcionamiento temporal o estacional y que, en cualquier caso, no presentan extensión considerable.

4.2.2.6. Formas antrópicas

Se han representado en el mapa solamente algunas morfologías más destacables por su extensión correspondientes a canteras y escombreras, localizadas preferentemente en las proximidades de Estella.

4.2.3. Formaciones superficiales

En el capítulo de Estratigrafía de la memoria del Mapa Geológico, se incluye una breve descripción de los depósitos cuaternarios cartografiados en la hoja de Estella. 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.

4.2.3.1. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis y glacis degradados (e). Poligénico. Pleistoceno.

Estos depósitos se encuentran representados, principalmente, en la zona central y meridional de la hoja.

Litológicamente, están formados por cantos, dominantemente carbonatados, subangulosos a subredondeados. En los glacis procedentes de los relieves existentes en las proximidades del dispiro de Estella, al SO de la hoja, los cantos están bien redondeados, al proceder de los conglomerados terciarios existentes.

La matriz, que es relativamente abundante, es arcillo-limosa de tonos pardos y amarillentos dominantes. El espesor de estos depósitos puede superar los 2-3 m. en sus zonas más distales.

En zonas próximas (hoja de Zudaire) se ha podido establecer una secuencia en estos depósitos constituyendo sistema de glacis. En esta hoja, en el área de Zufía, solamente se ha reconocido un nivel, pero la falta de conexión geográfica con otras áreas en las que se han cartografiado depósitos de este tipo, impide una correlación precisa, por lo que no debe descartarse la presencia de más de un nivel. Por este motivo, se ha atribuido a estas formaciones una edad comprensiva de todo el Pleistoceno.

4.2.3.2. Gravas, arenas y limos. Terrazas (b,c). Fluvial. Pleistoceno.

Asociados a la red fluvial principal, Ega y Urederra, pero sobre todo en este último, se han cartografiado una serie de depósitos correspondientes a terrazas fluviales.

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

En el Urederra se han reconocido dos niveles, situados a +2 m. y +6-8 m. sobre el fondo aluvial desarrollados, sobre todo, en el tramo comprendido entre Artabia y Larrión, existiendo también algunos retazos del nivel inferior en las proximidades de Estella.

Por su posición topográfica, en relación con el cauce actual, se han atribuido ambos niveles al Pleistoceno medio y superior.

4.2.3.3. Cantos en matriz limo-arcillosa (coluviones) y cantos con escasa matriz (canchales). Laderas (a). Holoceno.

Principalmente asociados a los relieves de la Sierra de Lóquiz y Peñas de Azanza, se localizan una serie de depósitos de ladera, coluviones y canchales, que constituyen un tapiz casi continuo en las vertientes.

Los coluviones están formados por cantos, angulosos y subangulosos, en matriz de limos y arcillas. Su espesor puede alcanzar los 3 m. en las zonas más distales. Los canchales, que se localizan en als partes más altas de las vertientes, están constituidos por cantos dominantes sin apenas matriz. Su espesor no suele superar los 2 m.

Se ha atribuido a ambas unidades una edad holocena.

4.2.3.4. Gravas, arenas y arcillas (fondos de valle). Limos y arcillas (meandros abandonados). Cantos en matriz limoarcillosa (conos de deyección). Fluvial (d). Holoceno.

Asociados a algunos cauces, tanto de la red principal como secundaria, se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle. Los más extensos corresponden al Ega y Urederra que, además, presentan la particularidad de estar afectados por una notable incisión lineal posterior que provoca que queden colgados 2-3 m. sobre el cauce actual.

Los fondos de valle están compuestos por gravas dominantes, con matriz arenosa y arcillosa. Su espesor, dificilmente cuantificable, puede estimarse como máximo en 1-2 m., excepto en el caso del Ega y Urederra en que es superior (3-4 m.).

En la llanura aluvial del Ega, al SO de Arbeiza, se reconocen unas 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, consituidos por cantos más o menos heterométricos, en abundante matriz limoarcillosa. Su espesor, en las zonas más distales, puede alcanzar los 2-3 m.

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

4.2.3.5. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual y depósitos aluvial-coluvial (e). Poligénico. Holoceno.

En la zona de Echávarri-Amilano, se ha cartografiado una morfología de glacis actual-subactual, formada por cantos, dominantemente calizos, 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 limosa y arcillosa, que se han cartografiado como depósitos aluvial-coluvial. Su extensión es reducida, y su espesor no debe superar los 2 m.

Se atribuyen en edad al Holoceno.

4.2.3.6. Fangos y arcillas. Fondos endorreicos y semiendorreicos (g). Lacustre-endorreico. Holoceno.

En el ámbito de la hoja, solamente se ha cartografiado un área, de reducidas dimensiones, en la parte alta de la Sierra de Lóquiz, en la que se evidencia la

presencia de una zona de encharcamiento más o menos estable, con depósito de fangos y arcillas, a la que se le atribuye edad holocena.

4.3. EVOLUCION DINAMICA

El registro morfológico más antiguo existente en el área de la hoja de Estella, está consituido por las morfologías estructurales que conforman la arquitectura principal del paisaje en las zonas de la sierra de Lóquiz y Peñas de Azanza, así como a los de actividad kárstica en Lóquiz.

La exhumación definitiva del relieve, por datos observables en zonas próximas, debió producirse aproximadamente en el Mioceno, que fué, por tanto, el momento dle 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 Estella, así como el de las terrazas fluviales del Ega y Urederra que, en parte, pudieron ser coetáneas con los glacis.

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

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

4.4. MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los procesos de erosión, ligados a la dinámica fluvial, junto con los de disloución kárstica en las áreas carbonatadas (Lóquiz), son los más activos en la actualidad en el área de la hoja de Estella.

Sin embargo, debe hacerse especial mención, en esta zona, a los procesos de movilización en ladera que dan lugar a la existencia de los numerosos deslizamientos cartografiados en el área de Artabia.

La llamativa generalización de este proceso, unido a la magnitud observable de masas deslizadas, induce a pensar en la presencia de una tendencia general, en esta zona, a la movilización de los materiales en las laderas lo que, indudablemente, debe ser tenido en cuenta en la planificación futura del área.

Es importante, "poconziguiente" (Gonzalez dixit), un control suficiente, sobre todo en los temas relativos a deforestación, en tanto en cuanto (Gonzalez dixit otra vez) el tapiz vegetal constituye una eficaz protección del terreno.

Por otra parte, el desarrollo y ejecución de la obra pública y/o otras actividades antrópicas, deben ser especialmente cuidadosos en esta zona, ante el riesgo potencial de inestabilización de las laderas.

5. HISTORIA GEOLOGICA

En este apartado se ofrece una visión general de la evolución tectosedimentaria del sector abarcado por este cuadrante y los adyacentes de Eulate, Zudaire, Abarzuza, Estella y Campezo, 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 hincapié en los principales factores que condicionaron su desarrollo y las modificaciones que se produjeron a lo largo del tiempo. No obstante y de cara a contextualizar la evolución sedimentaria del área, primeramente vamos a describir las principales pautas evolutivas registradas por la Región Vasco-Cantábrica, dominio en el que se integra la zona de estudio.

La Región Vasco-Cantábrica 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 ha sido dilatada y compleja, comenzando a finales del Paleozoico y extendiendose hasta bien entrado el Terciario. Esta evolución estuvo principalmente controlada por la interacción de las placas Europea e Ibérica, y a gran escala dentro de ella se pueden distinguir dos grandes fases: una primera de caracter distensivo desde el Paleozoico final al Cretácico superior; y una dominada por movimientos compresivos desde el Cretácico final hasta bien entrado el Terciario. A menor escala, dentro de ambas fases evolutivas se distinguen varias etapas con caracteres diferenciados, cuyos caracteres detallados quedan recogidos en trabajos como los de Montadert et al, 1974; Rat et al, 1983; Rat, 1988; García-Mondéjar, 1989, entre otros.

Como resultado de la fracturación tardihercínica, durante el Triásico inferior se configuraron numerosas cuencas que se fueron rellenando con siliciclásticos continentales, carbonatos y evaporitas, esto último ya en el Trías Keuper (García-Mondéjar et al, 1986). La compartimentación en bloques 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 evolucionó como una cuenca sedimentaria individualizada. En un primer momento se definieron las denominadas fosas wealdenses (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, persisíó 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 y equivalentes). Este dispositivo perduró hasta el Albiense superior, momento en el que asimismo se registró el comienzo de volcanismo 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 abria y profundizaba hacia el Golfo de Vizcaya. Dentro de la Región Vasco-Cantábrica, que se situaria 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 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 ámplias 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 caracter 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-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 configuró la cuenca surpirenaica central. En muchos sectores del dominio (incluida la Región Vasco-Cantábrica), se registró una regresión que estuvo acompañada por una importante entrada de materiales silicicásticos provenientes de las áreas sujetas a emersión y erosión. En algunas posiciones, no obstante persistieron las plataformas carbonatadas, aunque con una extensión mucho menor que en la etapa precedente. Los materiales siliciclásticos tambien 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. De

esta forma durante el Oligoceno y Mioceno, todo el área se caracterizó por una sedimentación continental, que principalmente se realizó a favor de cuencas de antepais situadas a ambos lados de la cadena montañosa (al S las cuenca del Ebro, y al N la cuenca aquitana). Este dispositivo, con algunas variaciones, es el que ha perdurado hasta nuestros dias.

Aparte de los materiales del Triásico y Jurásico aflorantes a favor de las estructuras diapíricas, en el área abarcada por este cuadrante de Lezaun y los adyacentes de Eulate, Zudaire, Campezo, Estella y Abarzuza afloran materiales que en edad van desde el Albiense superior al Mioceno. Estos materiales registrarian, por tanto, toda la serie de acontecimientos desarrollados en la Región Vasco-Cantábrica durante las etapas principales de la distensión cretácica y los diferentes episodios compresivos correspondientes a la orogenia pirenaica. A continuación y para todo ese intervalo vamos a realizar un análisis detallado de la evolución secuencial en base a ciclos mayores registrada a lo largo de este cuadrante y los adyacentes, dentro de los cuales asimismo se tendrán en cuenta los ciclos menores en el caso de haber sido distinguidos. Dicho análisis puede subdivirse en función de los tres grandes conjuntos litológicos representados en la zona: la sucesión del final del Cretácico inferior-Cretácico superior (Albiense superior-Maastrichtiense inferior), el Cretácico final-Terciario marino (Maastrichtiense superior-Eoceno superior) y el Terciario continental (Oligoceno-Mioceno).

5.1. EVOLUCION DURANTE EL FINAL DEL CRETÁCICO INFERIOR Y CRETACICO SUPERIOR

Para todo este periodo se han diferenciado un total de 5 macrosecuencias deposicionales que a gran escala e individualmente definirían intervalos caracterizados por una tendencia general transgresiva o regresiva. En las figuras H1, H2 y H3 se muestran paneles estratigráficos de correlación en los que se resalta la configuración secuencial del intervalo aqui mencionado. Asimismo las Figuras H4, H5, H6 y H7 representan las paleogeografias de los momentos más significativos.

5.1.1. Macrosecuencia regresiva del Albiense superior-Cenomaniense inferior (1)

Las series del Albiense superior aparecen, tanto en la hoja de Estella-Lizarra como en la de Abarzuza, relacionadas a los afloramientos peridiápiricos de Estella y Allotz,

probablemente aflorantes gracias a la acción tectónica de los mismos; por ello, las bases de los sistemas terrígenos de esa edad no llegan a aflorar debido a su contacto mecánico. Por tanto, estos sistemas terrígenos son considerados dentro de una etapa general regresiva, la cual sucedió a las plataformas carbonatadas del Aptiense-Albiense, hecho comprobado en otras zonas (véase p. ej. las hojas de Lakuntza, Altsasua, Uharte-Arakil). Esta etapa puede ser desglosada estudiando las características de las plataformas siliciclásticas del Albiense superior que afloran en nuestra zona de estudio, en tres pequeños ciclos regresivo-transgresivos.

Primer ciclo menor Albiense superior, parte inferior (1-1)

Los primeros materiales que nos encontramos corresponden a un sistema de plataforma arenosa con cambios laterales a facies finas lutíticas y arenosas intercaladas, tanto al W (en hoja de Allo) como al E (Zubielki y Allotz); este sistema se desarrolla claramente en condiciones regresivas, pudiéndose distinguir una evolución vertical retrogradante (secuencia general positiva), la cual deja paso paulatino a condiciones menos someras, indicativas del inicio de un pulso transgresivo. La transgresión, con el consiguiente retiro de los sistemas arenosos tiene lugar a techo de la serie arenosa anterior; en el techo de ésta se encuentra una superficie de condensación indicativa de una discontinuidad que marca momentos de ralentización de la sedimentación y/o no depósito; esta transgresión tendría su máxima expresión en el término calizo arenoso (149) (Figs. H1 y H4) Por otra parte, las variaciones laterales de facies del primer sistema arenoso, tan rápidas (Zufia-Zubielki) y mantenidas en la vertical nos están hablando seguramente de un condicionante tectónico; esto nos puede sugerir que el diapiro de Estella era ya activo para este momento, y que la estructura actual denominada Domo de Zufia estaba ya generándose. Otro dato que corroboraría esta hipótesis sería la aparición de la caliza coralina (149) que se reduce exclusivamente a esa zona, en parecida posición paleogeográfica que el sistema arenoso (147); de esta manera podríamos explicar el mantenimiento en la vertical de la entrada de material siliciclástico principal (canales, más someros, alimentadores del sistema) y la génesis de la caliza en un alto estructural protegido de las fuentes de contaminación terrígena. Asimismo, las series arenosas de Allotz, comparativamente más potentes que las de Zufia, pueden indicar una subsidencia más marcada; no obstante, hay que tener en cuenta que al no aflorar la base del sistema no podemos correlacionar perfectamente ambas potencias. El intervalo básicamente lutítico (147+148) hasta la caliza (149) presenta similar potencia

en la hoja de Estella-Lizarra y en la de Abarzuza, sugiriendo una subsidencia similar en ambas áreas.

Segundo ciclo menor Albiense superior-Cenomaniense inferior (1-2)

Comienza con la implantación dominante de facies lutíticas que hacia techo presentan discretas capitas arenosas, indicativo de la progradación de los sistemas arenosos; ello conlleva una paulatina regresión, cuya máxima expresión son estas finas capitas arenosas (142). A techo de estas areniscas se encuentra abundante glauconita, así como bioturbación, indicativo de una discontinuidad que implica ralentización en la sedimentación ; esto nos marca el paso a la transgresión que sucede a continuación, imponiéndose una sedimentación arcilloso-margosa (Fig. H4) Las condiciones de sedimentación que se suponen para este ciclo nos indican la creación de una zona distal a los sistemas arenosos o bien restringida, con escasa conexión con ellos mismos. Ambas suposiciones pueden ser correctas, pero nos faltan referencias con áreas próximas para conocer la completa paleogeografía de estos sistemas, debido a falta de afloramientos; lo que sí podemos sospechar es un posible confinamiento de este área de Estella-Allotz quizás generado por la actividad tectónica de los diapiros y la lineación en que se encuentran (Falla de Pamplona), puesto que la Formación Zufia en sí misma es claramente diferente de sus equivalentes de edad; de esta manera tendríamos que las capitas de arenisca (142) entrarían, en la parte restringida del sistema (término 8 dominante), sobrepasando la probable intumescencia diapírica mediante corrientes de tormenta (ver Fig. H4).

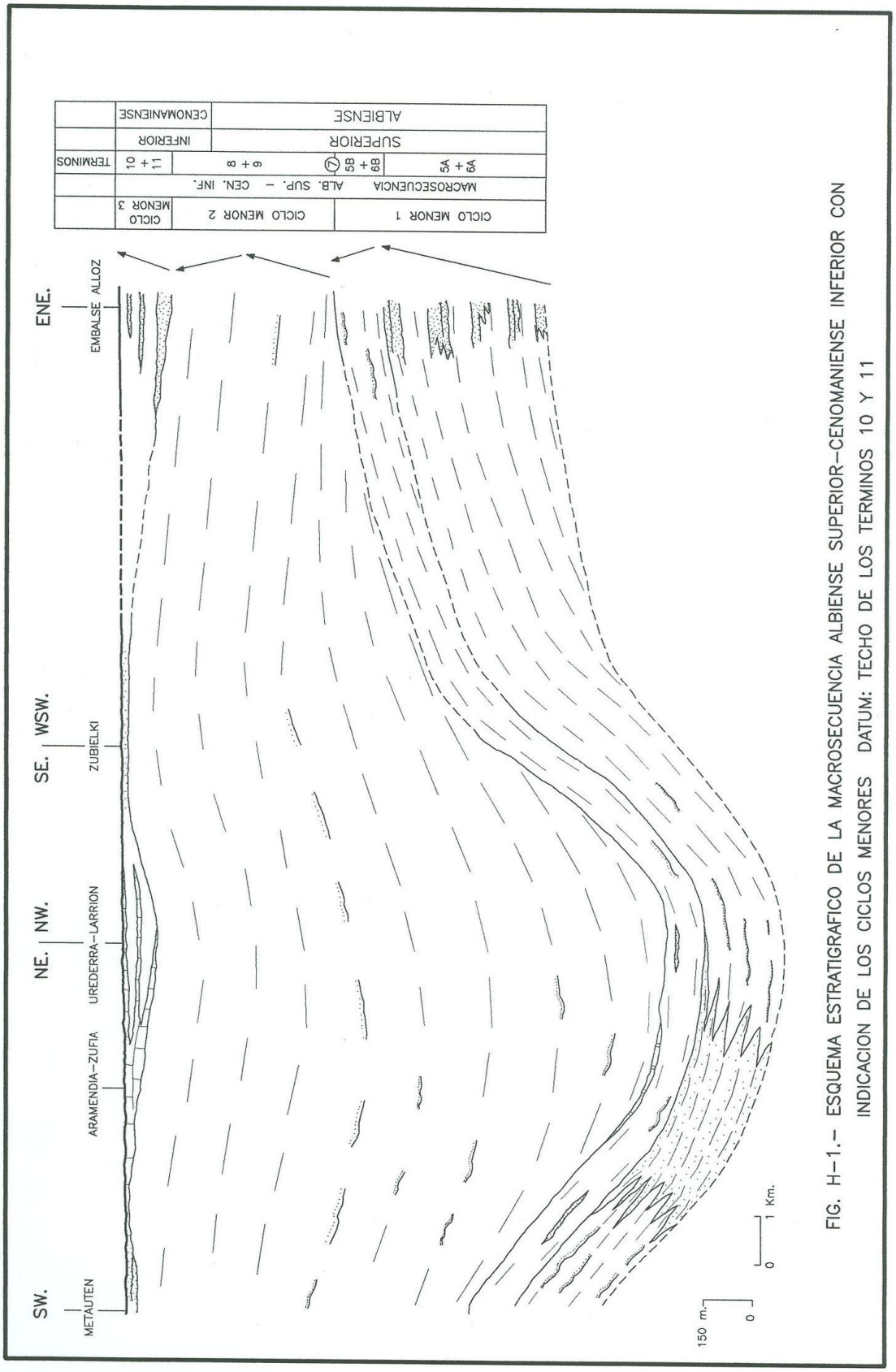

FIG. H–1.– ESQUEMA ESTRATIGRAFICO DE LA MACROSECUENCIA ALBIENSE SUPERIOR–CENOMANIENSE INFERIOR CON INDICACION DE LOS CICLOS MENORES DATUM: TECHO DE LOS TERMINOS 10 Y 11

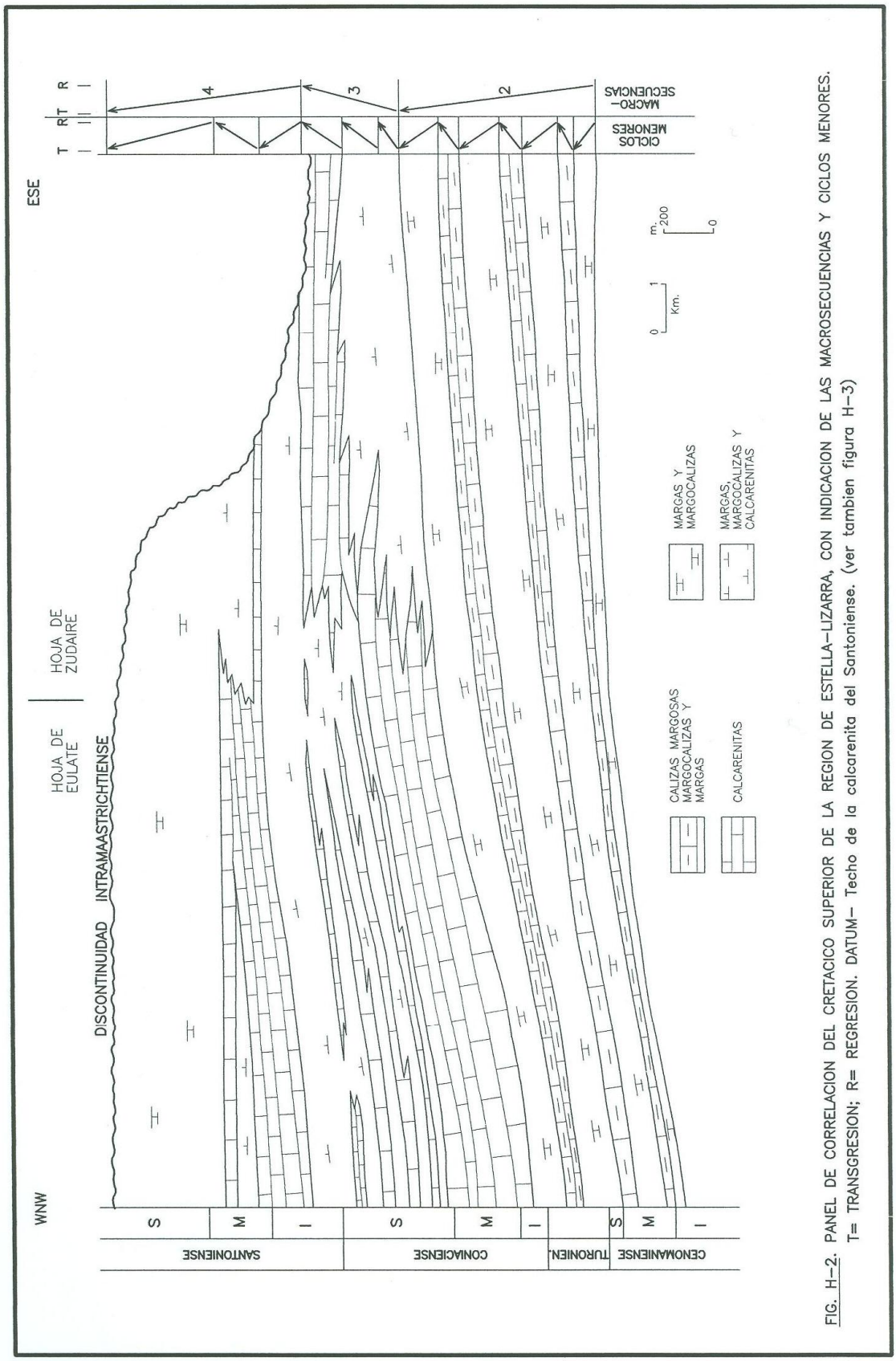

FIG. H-2. PANEL DE CORRELACION DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA REGION DE ESTELLA-LIZARRA, CON INDICACION DE LAS MACROSECUENCIAS Y CICLOS MENORES. T= TRANSGRESION; R= REGRESION. DATUM- Techo de la calcarenita del Santoniense. (ver tambien figura H-3)

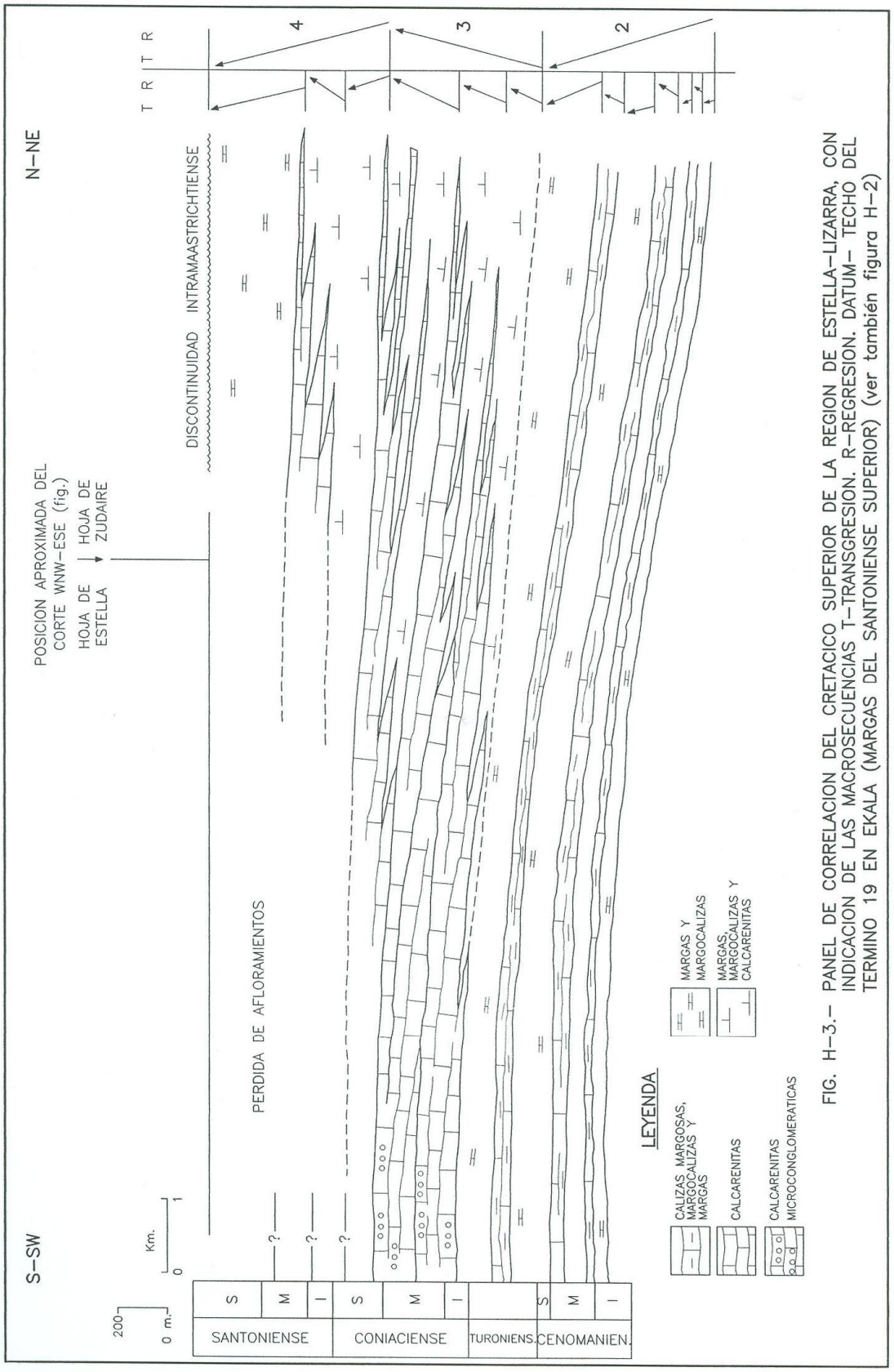

FIG. H-3.- PANEL DE CORRELACION DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA REGION DE ESTELLA-LIZARRA, CON INDICACION DE LAS MACROSECUENCIAS T-TRANSGRESION. R-REGRESION. DATUM- TECHO DEL TERMINO 19 EN EKALA (MARGAS DEL SANTONIENSE SUPERIOR) (ver también figura H-2)

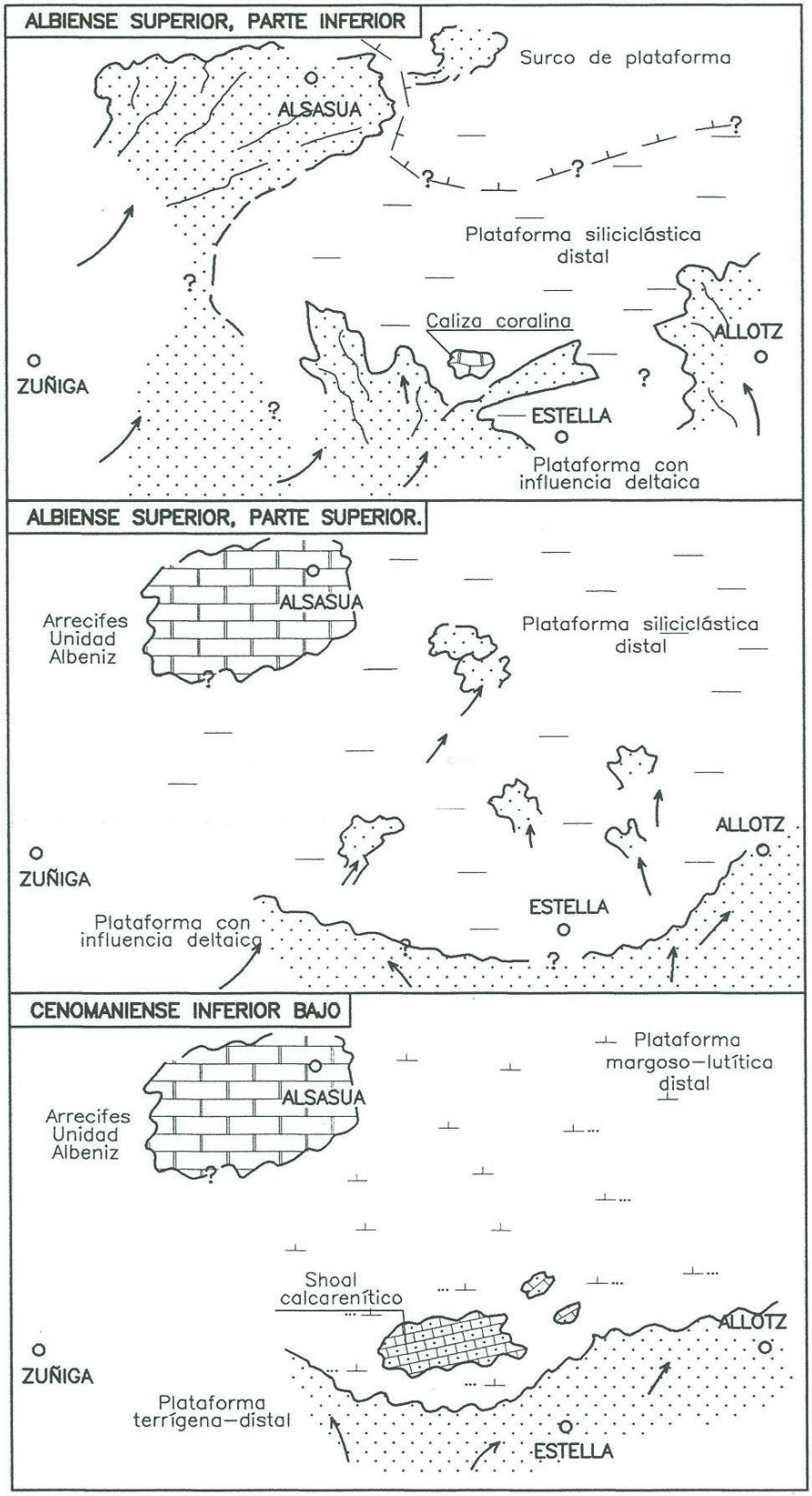

FIG. H-4. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR.

Tercer ciclo menor Cenomaniense inferior, parte inferior (1-3)

Corresponde al menor de los tres ciclos, tanto por potencia como por edad. Sólamente representado por un miembro regresivo. Comienza directamente sobre las arcillas y margas del tramo transgresivo anterior; este límite inferior es neto y viene marcado por la entrada de sistemas terrígenos que configuran una regresión en la plataforma y el establecimiento de condiciones más someras. Las calcarenitas coetáneas de estos terrígenos (indicativas de un medio muy somero) configuran un episodio anómalo en esta situación, sólamente explicado mediante la creación de un paleoalto en el que se hubieran generado. El origen de este paleoalto podría haberse favorecido por la relajación de esfuerzos diapíricos que habrían permitido la creación de zonas algo más deprimidas en antiguas áreas de intumescencia. El techo de las calcarenitas y de las areniscas de este ciclo regresivo corresponde a la instauración en la zona de un episodio transgresivo generalizado de gran amplitud, motivo por el que lo trataremos a continuación.

5.1.2. Macrosecuencia transgresiva Cenomaniense inferior-Turoniense superior

La implantación de condiciones de plataforma distal, libre de aportes terrígenos, va a marcar la tónica de este episodio de aproximadamente 6 millones de años de duración. Comienza con la implantación neta de margas, sin componente limo-arena, sobre las calcarenitas infrayacentes. Esta litología va a ser la dominante del conjunto litológico de esta megasecuencia, sólo interrumpida por niveles discretos de margocalizas y calizas margosas, que pueden llegar a formar tramos de importancia, ganando en espesor hacia techo (Fig. H5). La fauna encontrada, así como la mismas facies, son indicativas de un medio abierto en una rampa carbonatada relativamente distal. En este sistema no se han encontrado grandes variaciones de espesor, atestiguando una subsidencia relativamente homogénea para la zona, posiblemente sin influencia tectónica. Sólo se distingue un suave aumento de espesor (de 600 a 800 m en 10 km) de S-SW a N-NE, indicando una polaridad hacia el N-NE a condiciones relativamente más profundas. La transgresión generalizada que marca este episodio no es perfectamente continua, registrándose pulsos de menor orden, como por ejemplo el pico transgresivo del Turoniense medio, de clara representación a nivel global (Floquet, 1991).

5.1.3. Macrosecuencia regresiva del Coniaciense (3)

Las condiciones de rampa distal prevalecientes en la megasecuencia anterior van a dar paso a la génesis de una rampa somera, implicando la progradación de los sistemas calcareníticos someros sobre las margas profundas. Esta megasecuencia comienza con la instauración gradual pero rápida de calcarenitas muy finas equivalentes laterales de los sistemas someros que pronto hacen aparición en la zona. Este sistema de rampa calcarenítica somera va a traer también consigo la progradación de sistemas terrígenos, tal como lo atestigua la presencia abundante de fracción limo-arena y fracción microconglomerática, esta última en partes más proximales de la rampa. Se puede dividir en dos intervalos:

1.El primero (Coniaciense inferior-medio) conserva relativamente homogéneas las potencias, presentando una polaridad de la rampa carbonatada hacia el N-NE, en tránsito a facies margosas, un estilo similar al de la megasecuencia anterior. No sugiere, por tanto, una subsidencia diferencial acusada, apoyando un momento de calma tectónica.

2.el segundo intervalo (Coniaciense superior) presenta las mismas litofacies, pero implica un cambio sustancial de la polaridad del sistema de rampa (pasando a facies margosas comparativamente más profundas con calcarenitas intercaladas hacia el W), así como de la subsidencia diferencial, sugeriendo la actuación de esfuerzos tectónicos sinsedimentarios. Hay que destacar que en ambos intervalos el tránsito de rampa somera a más profunda se da según una lineación aproximada NW-SE, la cual es aproximadamente perpendicular a la lineación de diapiros navarros (Estella-Irurzun, Falla de Pamplona), situada hacia el E del área de estudio; el cambio de polaridad implicaría que donde inicialmente se daban condiciones más someras, se dieron posteriormente condiciones más profundas, lo cual implicaría una inversión tectónica de la estructura que jugó sinsedimentariamente a favor de esta lineación NW-SE (Figs. T6 y H5). Este último dato unido a la relación que existe con la falla de Pamplona, nos está indicando la actuación sinsedimentaria de esfuerzos de desgarre; de hecho, la Falla de Pamplona se ha considerado como un accidente profundo de desgarre que jugó un importante papel en la evolución sedimentaria de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Frouté, 1988). La etapa regresiva del Coniaciense finaliza en la zona de estudio de manera brusca, dando paso al siguiente ciclo.

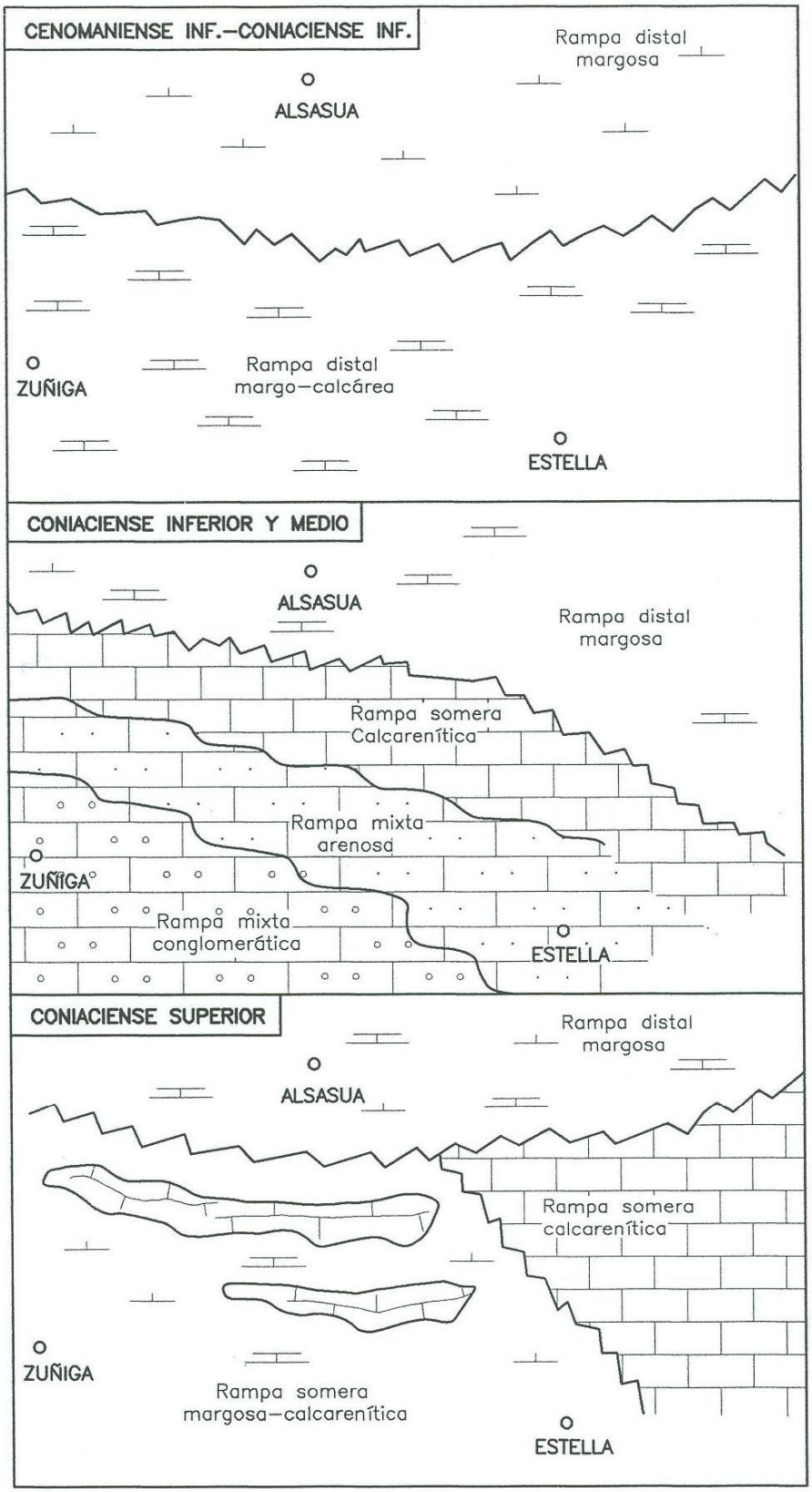

FIG. H–5. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CENOMANIENSE INFERIOR AL CONIACIENSE SUPERIOR.

5.1.4. Macrosecuencia transgresiva del Coniaciense superior-Santoniense (4)

La instauración brusca de margas de rampa distal sobre las calcarenitas anteriores marca el inicio de este episodio transgresivo que comienza más precisamente, en el Coniaciense superior. Este carácter se mantedrá de manera más o menos homogénea durante todo el Santoniense, alcanzándose el máximo transgresivo en el Santoniense superior (Floquet, 1991). Asimismo, de igual manera que para todo el Cretácico superior, las tasas de subsidencia continuan relativamente costantes, atestiguado por la escasa diferencia de potencias que se observa.

Dentro de este episodio general se pueden distinguir ciclos de rango menor (figs. H2 y H3); en la zona de estudio se han podido diferenciar dos de ellos:

-el primero de ellos comienza con las margas anteriormente mencionadas, definiendo así su parte transgresiva. A continuación se suceden calcarenitas y margas de ambientes más someros denotando una progradación del sistema de rampa dentro de un contexto regresivo.

-el segundo comienza con una nueva recuperación de los sistemas más margosos, los cuales dividen estratigráficamente en dos la barra calcarenítica de Amezkoa (ver hoja de Eulate, término 18), aunque con menor intensidad. La parte superior de este ciclo conlleva la recuperación de la rampa calcarenítica, marcando así su parte regresiva.

Las margas que terminan con la producción calcarenítica se instauran definitivamente para todo el Santoniense superior, dibujando de esta manera el pico transgresivo anteriormente comentado.

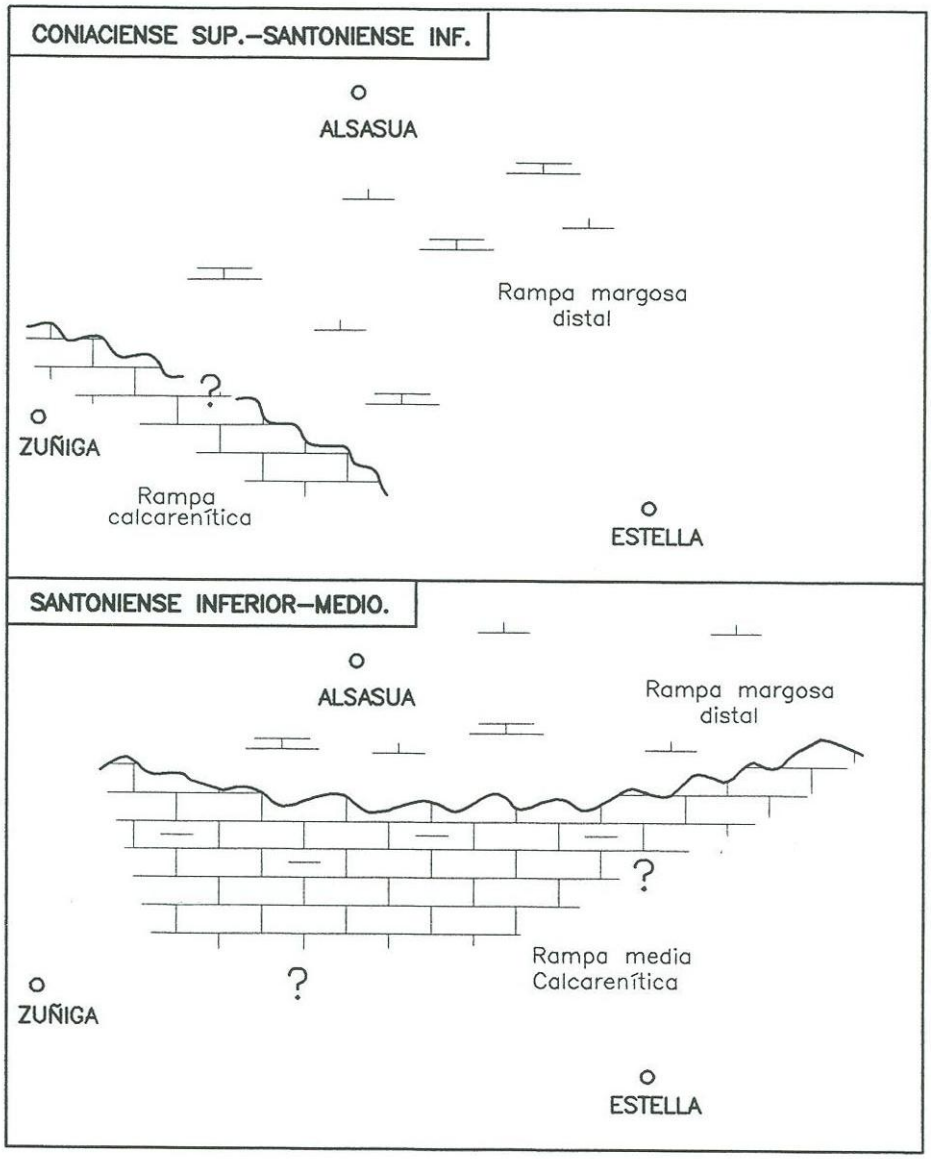

FIG. H–6. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CONIACIENSE SUPERIOR AL SANTONIENSE MEDIO.

5.1.5. Macrosecuencia regresiva Campaniense-Maastrichtiense inferior (5)

Aunque esta macrosecuencia no tiene representación dentro de esta hoja, si resulta necesario exponer brevemente los caracteres que tiene en las zonas adyacentes. De modo general se desarrolló durante una regresión que provocó la exposición subaérea de grandes áreas que anteriormente estuvieron caracterizadas por una sedimentación marina relativamente somera. Concretamente la mayor parte de las Sierras de Urbasa y Andia experimentarion una elevación que determinó que durante todo el intervalo que abarca desde el Campaniense superior hasta el Maastrichtiense inferior, constituyeran una área principalmente sujeta a procesos erosivos (Fig. H7). En cambio en posiciones más occidentales (Montes de Vitoria y Sierra de Entzia) y orientales (área de Pamplona), se constituyeron sendos surcos que principalmente se rellenaron con materiales terrígenos de caracter fluviodeltaico y tendencia general progradante. El equivalente profundo de estos sistemas corresponde al denominado como "Flysch greseux" (MATHEY, 1986), sucesión turbidítica con ámplia representación en la parte N de la Región Vasco-Cantábrica.

El dispositivo paleogeográfico general que se deduce para la parte meridional de la región durante todo el intervalo, denota claramente que el depósito de la macrosecuencia estuvo controlado por una subsidencia diferencial. A escala regional estos movimientos diferenciales fueron consecuencia de los primeros esfuerzos compresivos registrados en el dominio pirenaico ("fase larámica" de los autores franceses) tras la fase de máxima extensión desarrollada durante la primera parte del Cretácico superior. El depósito de esta macrosecuencia marcaría por tanto el comienzo de la orogenia pirenaica.

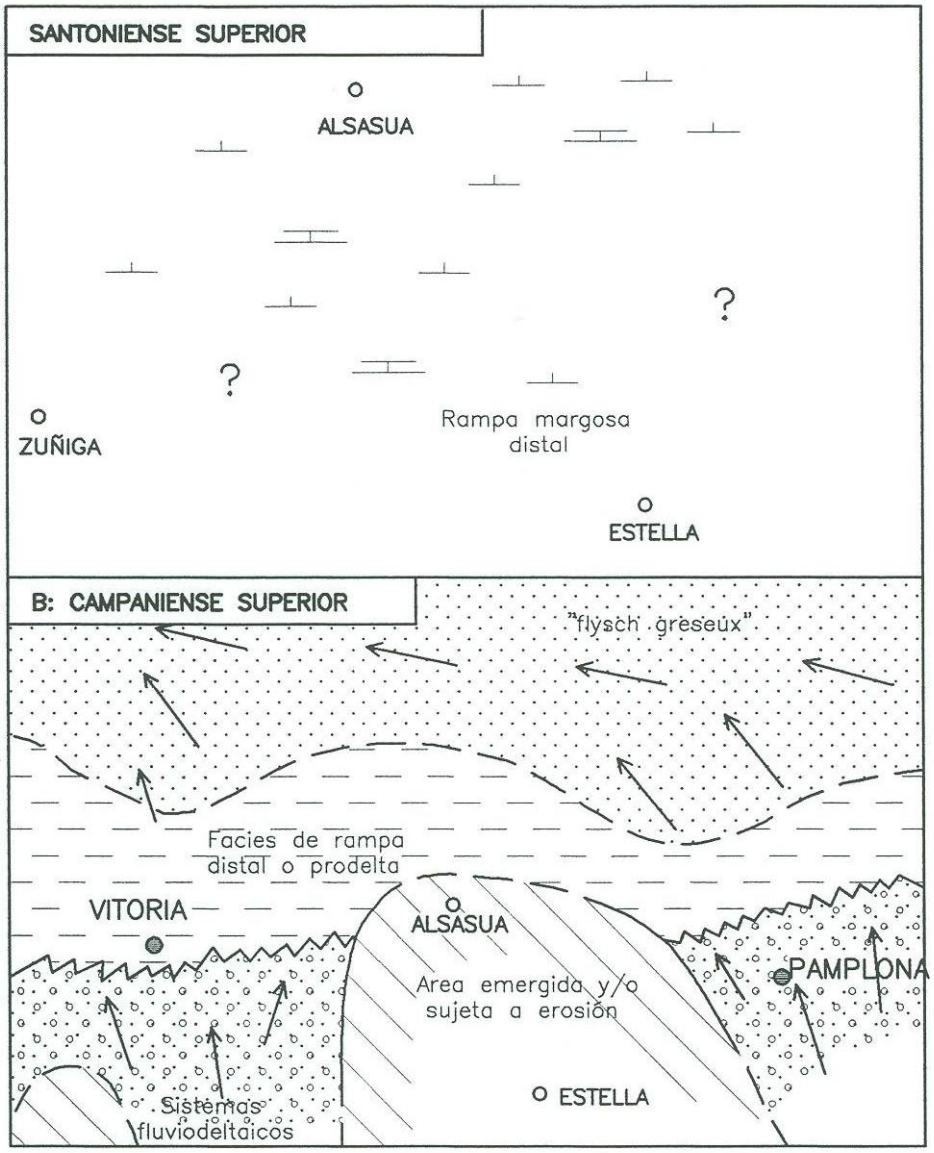

FIG. H–7. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL SANTONIENSE SUPERIOR AL CAMPANIENSE SUPERIOR.

5.2. EVOLUCION DURANTE EL INTERVALO CRETACICO FINAL-EOCENO SUPERIOR

Tras los movimientos compresivos registrados en la segunda mitad del Cretácico superior (intervalo Campaniense-Maastrichtiense inferior) y aproximadamente hasta el Eoceno superior, la parte W de Navarra fundamentalmente constituyó un área de

sedimentación somera sobre la que se desarrolló toda una serie de extensas plataformas carbonatadas. Como ya se ha adelantado en el capítulo de estratigrafía, el desarrollo de dichas plataformas tuvo lugar durante transgresiones y regresiones sucesivas, en función de las cuales se han delimitado 4 macrosecuencias deposicionales que definen otras tantas etapas evolutivas diferenciadas. En la Figs. H8, H9 y H10 se muestran una reconstrucción del ordenamiento vertical y geometria de las 4 macrosecuencias definidas desde el S de Alava hasta la parte centro-norte de la zona de Pamplona, así como 4 esquemas paleogeográficos correspondientes a los momentos más significativos. A continuación se exponen los caracteres de cada una de las etapas que definen las diferentes macrosecuencias y su interpretación dentro del marco evolutivo regional.

5.2.1.Macrosecuencia "paleocena" (etapa 1)

Como ya se ha indicado anteriormente esta macrosecuencia incluye materiales que van desde el Maastrichtiense superior a la base del Eoceno, aunque fundamentalmente está constituida por materiales del Paleoceno. Su depósito se produjo durante una transgresión generalizada que permitió la recuperación de condiciones marinas sobre la mayor parte de las zonas que anteriormente (durante el Campaniense y Maastrichtiense inferior), estuvieron sujetas a emersión y erosión. El comienzo de dicha transgresión viene definido por lo que BACETA (1996) denomina como "Discontinuidad Intramaastrichtiense", superficie que a gran escala presenta una topografía esencialmente plana y que es recubierta por la macrosecuencia paleocena con un dispositivo solapante hacia el S y SW (Fig.H8).

El dispositivo paleogeográfico que se perfiló durante esta etapa constaba de los siguientes dominios (Fig. H9a): i) una serie de plataformas carbonatadas con margen bien definido, en cuya parte externa destacaron las bioconstrucciones arrecifales; ii) una zona de transición plataforma-cuenca dentro de la cual se diferencian a su vez un talud fundamentalmente erosivo y un pie de talud donde se acumularon materiales resedimentados formando sistemas de tipo "slope-apron" en el sentido de MULLINS y COOK (1986); y iii) una cuenca profunda caracterizada por sedimentación pelágica y/o hemipelágica. En las sierras de Urbasa y Andia estarían representadas la parte externa y el margen de las plataformas, mientras que los afloramientos situados a lo largo de la Sierra de San Donato-Satrustegi y la zona situada al NW de Pamplona

(Sinclinal de San Bartolomé), caracterizarían el dominio de transición plataforma-cuenca, y más concretamente la zona de talud.

La etapa evolutiva representada por la macrosecuencia paleocena, se ha considerado a nivel pirenaico como representativa de lo que PUIGDEFABREGAS y SOUQUET (1985) denominan "transición a las cuencas de antepais". Para la Región Vasco-Cantábrica, BACETA (1996) interpreta que esta etapa representa un periodo de relativa calma tectónica entre los primeros movimientos compresivos desarrollados en la segunda mitad del Cretácico superior y la fase tectónica eocena. Esta relativa calma tectónica determinó un régimen de subsidencia homogénea que favoreció el desarrollo de la transgresión y, ante una ausencia de aportes terrígenos, un claro predominio de la sedimentación carbonatada tanto sobre las áreas de plataforma somera como en la zona de cuenca profunda. De hecho, esta última, situada en la parte N de la Región Vasco-Cantábrica, puede considerarse para esos momentos como una cuenca desnutrida ("starved").

A una escala menor, la transgresión desarrollada desde el Maastrichtiense superior hasta el comienzo del Eoceno no fue continua, sino que registró varios momentos de regresión producto de sucesivos descensos relativos del nivel marino. Estos descensos del nivel marino se manifestaron en las zonas de plataforma por el desarrollo de superficies de discontinuidad, en función de las cuales BACETA (1996) diferencia un total de 8 secuencias deposicionales de tercer orden con expresión hasta la zona de cuenca profunda: 2 de ellas en el Maastrichtiense superior; 1 en el Maastrichtiense final-Daniense inferior; 4 para el intervalo Daniense superior-Tanetiense superior; y 1 última representativa del Ilerdiense basal. Según el mismo autor, la coetaneidad de la mayor parte de estas secuencias con las reconocidas por otros autores en el resto del dominio pirenaico y en otras cuencas europeas (i.e. Mar del Norte), sería indicativa de un origen ligado a cambios más o menos globales del nivel del mar.

5.2.2. Macrosecuencia eoceno-1 (etapa 2)

Durante el intervalo de tiempo que abarca el depósito de esta macrosecuencia (Ilerdiense inferior-Luteciense medio), se produjo un cambio importante con respecto al dispositivo sedimentario desarrollado en la etapa previa (Maastrichtiense superior-Ilerdiense basal). En la Fig. H9b se muestra una reconstrucción paleogeográfica

sintética del W de Navarra durante el depósito de la macrosecuencia (concretamente para el Luteciense inferior).

A lo largo de las sierras de Urbasa y Andia los materiales constituyentes de la macrosecuencia Eoceno-1 son de naturaleza fundamentalmente calcárea, y en conjunto configuran una plataforma carbonatada energética que presenta un marcado carácter progradante hacia el NE (Fig. 8). Su base coincide con otra importante discontinuidad (la Discontinuidad Intrailerdiense de BACETA, 1996), y a su vez dentro de ella se distinguen otras discontinuidades menores que localmente pueden tener un carácter discordante (la más importante es la que aproximadamente se situa en el Cuisiense medio). En base a estas discontinuidades, PUJALTE et al. (1994) y PAYROS (1997), subdividen toda la macrosecuencia en un total de 8 secuencias deposicionales de tercer orden: 3 para el intervalo Ilerdiense inferior-Cuisiense medio, y 5 para el intervalo Cuisiense medio-Luteciense medio.

Durante el desarrollo de la macrosecuencia Eoceno-2 y de forma coetanea a la progradación de la sedimentación somera, la linea de costa experimentó un progresivo desplazamiento hacia el N y NE, de modo que se produjo la emersión y exposición subaérea de una gran parte de las áreas que anteriormente (durante el Paleoceno) estuvieron caracterizadas por una sedimentación marino somera (i.e. todo el S de Alava; Figs. H8 y -H9b).

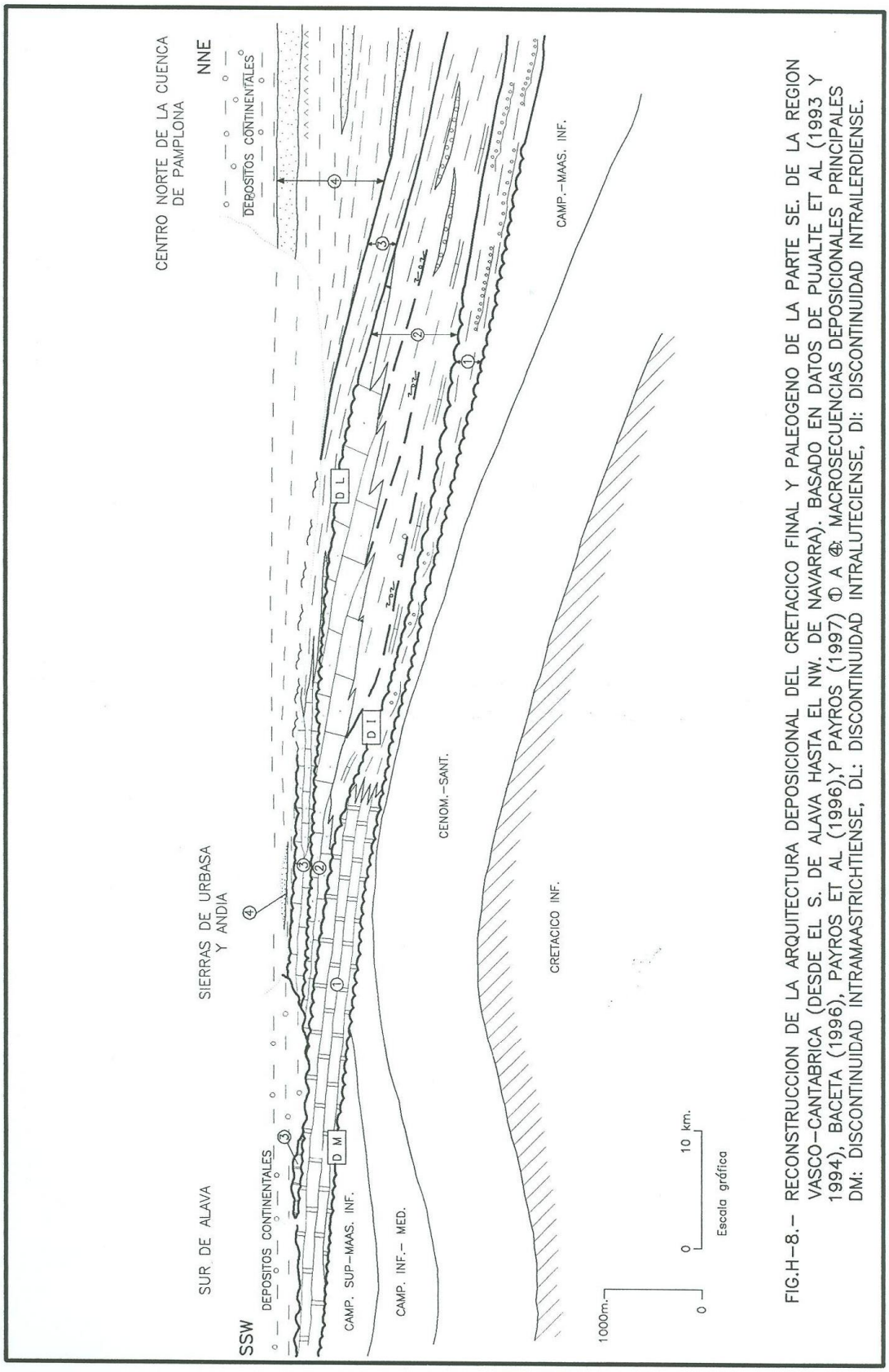

FIG.H-8.- RECONSTRUCCION DE LA ARQUITECTURA DEPOSICIONAL DEL CRETACICO FINAL Y PALEOGENO DE LA PARTE SE. DE LA REGION VASCO-CANTABRICA (DESDE EL S. DE ALAVA HASTA EL NW. DE NAVARRA). BASADO EN DATOS DE PUJALTE ET AL (1993 Y 1994), BACETA (1996), PAYROS ET AL (1996),Y PAYROS (1997) ① A ④: MACROSECUENCIAS DEPOSICIONALES PRINCIPALES DM: DISCONTINUIDAD INTRAMAASTRICHTIENSE, DL: DISCONTINUIDAD INTRALUTECIENSE, DI: DISCONTINUIDAD INTRAILERDIENSE.

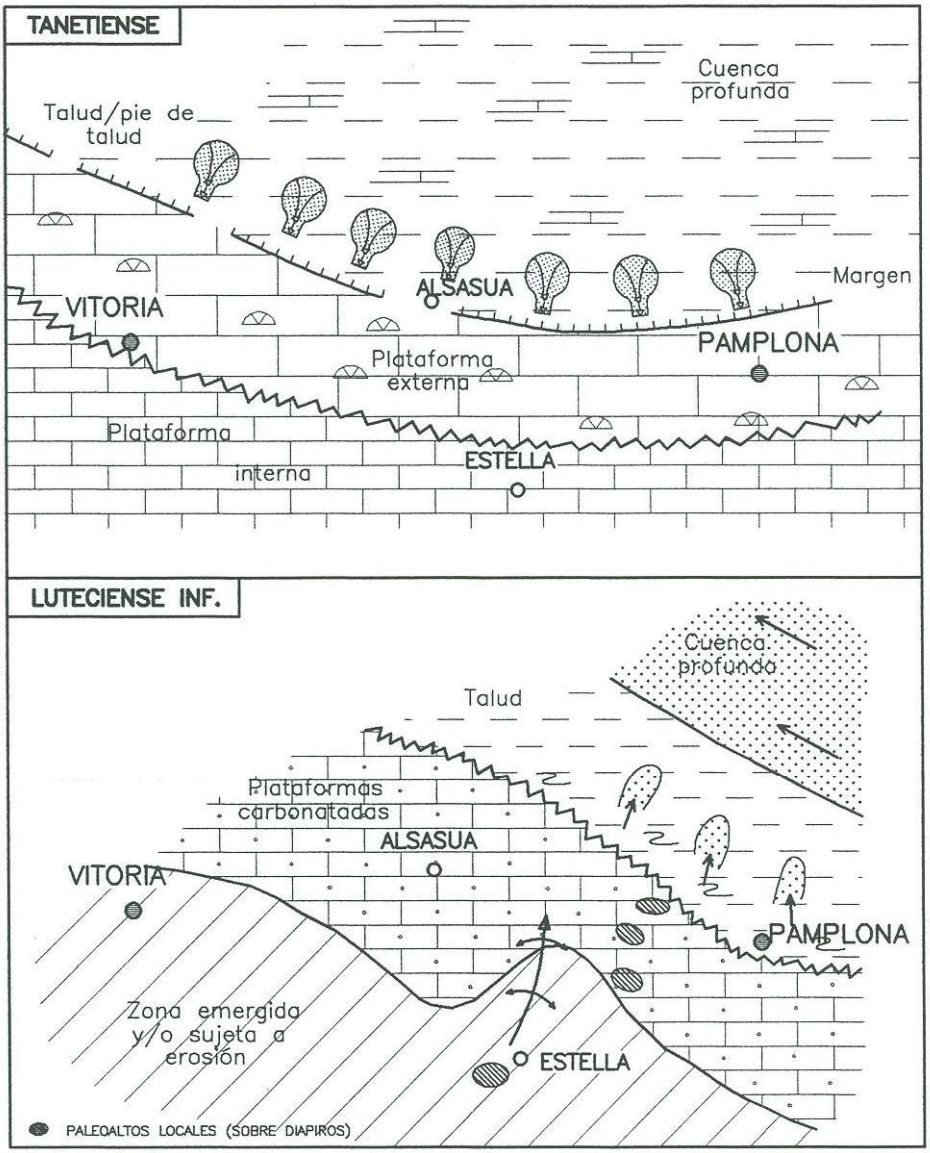

FIG. H–9. DISPOSITIVOS PALEOGEOGRAFICOS GENERALES DURANTE EL TANETIENSE (Macrosecuencia Paleocena) Y LUTECIENSE INF. (Macrosecuencia Eoceno–1). EXPLICACION EN EL TEXTO.

Los depósitos que para este intervalo definían la zona de transición plataforma-cuenca (hoy en día aflorantes a lo largo de la banda que va desde la Sierra de San Donato-Satrustegi hasta el Sinclinal de San Bartolome), son asimismo de naturaleza

fundamentalmente carbonatada, y a su vez incluyen varios cuerpos de depósitos resedimentados de procedencia somera (slumps, brechas y turbiditas carbonatadas). Distalmente los equivalentes de cuenca profunda corresponden a potentes sucesiones turbidíticas de naturaleza silicicástica que se han preservado a lo largo de la zona surpirenaica central (Grupo Hecho) y en la mitad septentrional de la Región Vasco-Cantábrica (Flysch Eoceno o Flysch terciario de Guipuzkoa).

En base a todos los datos apuntados y por consideraciones regionales, se interpreta que el depósito de la macrosecuencia Eoceno-1 se produjo durante una etapa de nuevo dominada por condiciones compresivas. De hecho, este intervalo coincide con el desarrollo de los grandes cabalgamientos de la zona surpirenaica central y la emersión generalizada de la mayor parte del tercio oriental de los Pirineos. En las Sierras de Urbasa y Andia la existencia de movimientos compresivos principalmente se deduce en base al caracter marcadamente regresivo de la macrosecuencia Eoceno-1 y a las relaciones angulares que localmente se reconocen entre sus diferentes unidades constituyentes. La regresión registrada en toda la zona principalmente sería resultado de un basculamiento generalizado hacia el N y NE, que a su vez estuvo acompañado por movimientos diferenciales de escala más local. Por ejemplo, a lo largo de esta etapa en la parte S de la Sierra de Andia se configuró un paleoalto local coincidente con un anticlinal laxo de dirección general N-S y eje buzante hacia el N, que por su posición y trazado parece estar directamente relacionado con el Diapiro de Estella (ver Fig. H9b, y tambien Figs. H11 y H12). Asimismo durante esta etapa se registró una aceleración en la ascensión de los diapiros de Salinas de Oro y Arteta, donde los materiales del Luteciense inferior llega a disponerse mediante una discordancia progresiva sobre los depósitos del Paleoceno inferior.

5.2.3. Macrosecuencia eoceno-2 (etapa 3)

Como ya se ha indicado, el depósito de esta macrosecuencia se desarrolló durante el Luteciense medio-Bartoniense inferior, intervalo que a escala regional caracterizaría lo que varios autores han denominado como "Transgresión Biarritziense". A lo largo de las Sierra de Urbasa y Andia dicha transgresión esta representada por un conjunto de materiales carbonatados someros que a gran escala se organizan con un claro dispositivo retrogradante (Fig. H8).

La base de la sucesión Biarritziense corresponde a la discontinuidad más importante reconocida dentro del Eoceno del W de Navarra, la cual se ha denominado Discontinuidad Intraluteciense (PAYROS et al., 1996; PAYROS, 1997). Esta discontinuidad presenta unos caracteres muy similares a la Discontinuidad Intramaastrichtiense antes comentada, ya que a gran escala se perfila como una suave discordancia de topografía esencialmente plana, que es recubierta con un dispositivo solapante hacia el W y S. El rasgo más significativo de esta discontinuidad es que de modo general fosiliza todo el dispositivo de altos y surcos generados durante el depósito de la macrosecuencia previa, como por ejemplo el anticlinal de dirección N-S desarrollado entre Estella y la parte S de la Sierra de Andia (Figs. H11 y H12).

No se conoce con precisión la extensión que alcanzó la Transgresión desarrollada durante el Biarritziense. Los depósitos más occidentales se situan en el extremo W de la Sierra de Urbasa, donde llegan a disponerse directamente sobre materiales del Paleoceno inferior. Por su parte hacia el S, se constata que la transgresión por lo menos alcanzó hasta el borde N de los diapiros de Estella y Alloz, donde los materiales de la macrosecuencia llegan a situarse directamente sobre las unidades representativas del Albiense superior.

Por su parte, hacia el E (zona de Pamplona), los materiales carbonatados que definen la plataforma Biarritziense de Urbasa y Andia pasan progresivamente a una sucesión fundamentalmente margosa que por lo menos se extiende hasta el extremo E de Navarra y que en conjunto definiria una zona de cuenca relativa (PAYROS, 1997).

Aunque no se puede establecer con precisión, por consideraciones regionales se interpreta que la etapa definida por la macrosecuencia Eoceno-2 coincidiria con un periodo de calma o receso en la intensidad de los movimientos compresivos pirenaicos.

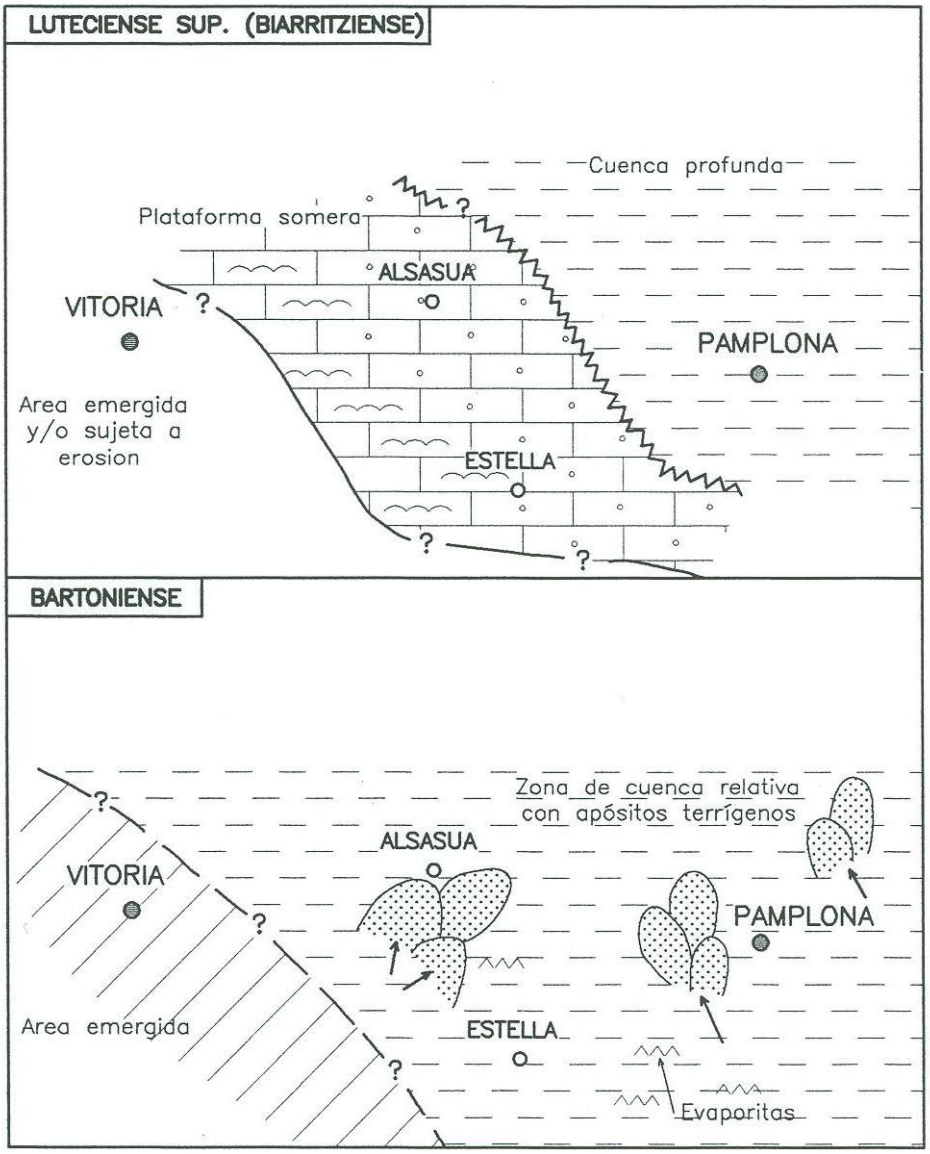

FIG. H-10. DISPOSITIVOS PALEOGEOGRAFICOS GENERALES DURANTE EL LUTECIENSE SUP.(Macrosecuencia Eoceno-2) Y BARTONIENSE (Macrosecuencia Eoceno-3). EXPLICACION EN EL TEXTO.

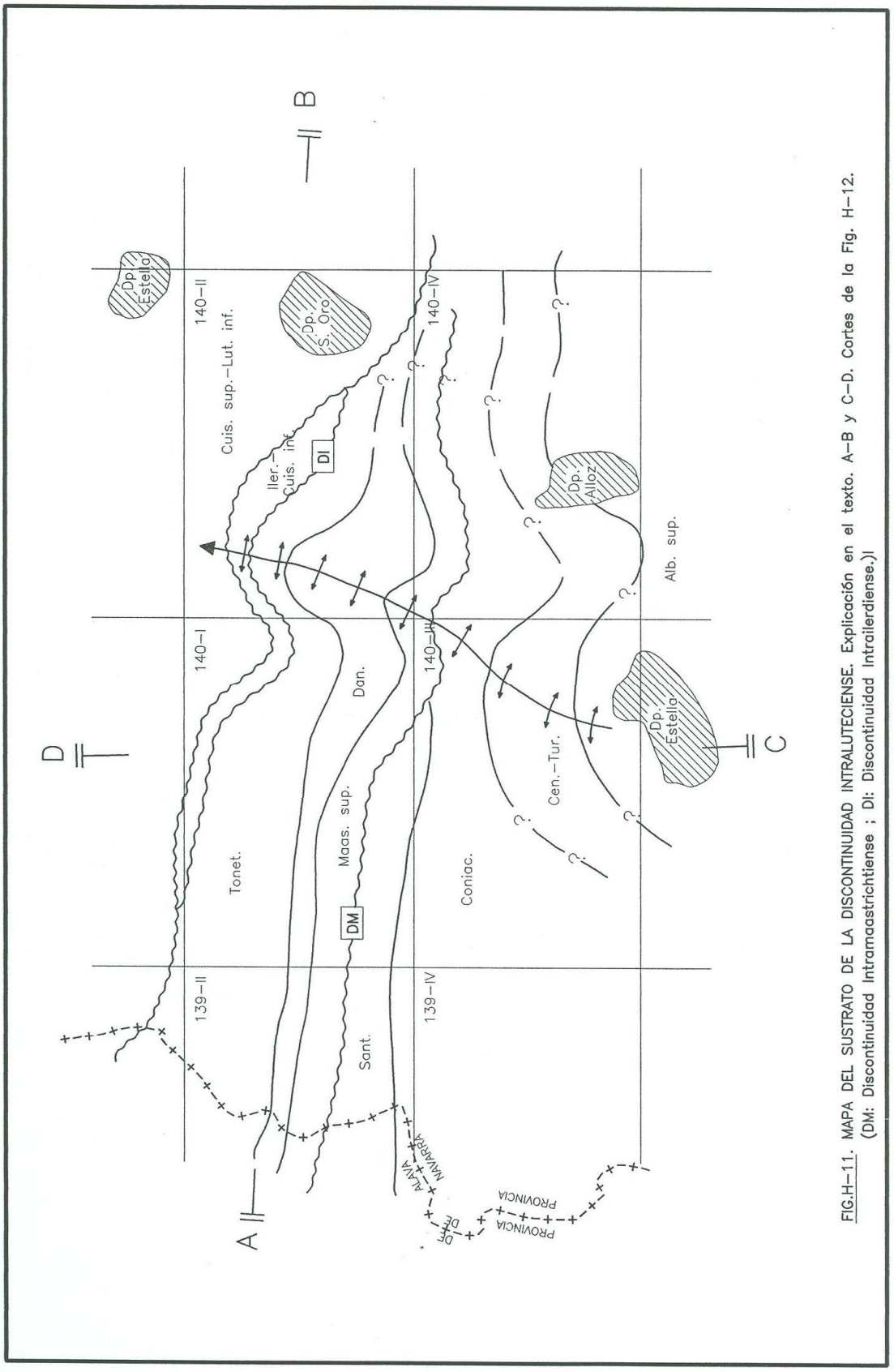

FIG.H–11. MAPA DEL SUSTRATO DE LA DISCONTINUIDAD INTRALUTECIENSE. Explicación en el texto. A–B y C–D. Cortes de la Fig. H–12. (DM: Discontinuidad Intramaastrichtiense ; DI: Discontinuidad Intrailerdiense.)I

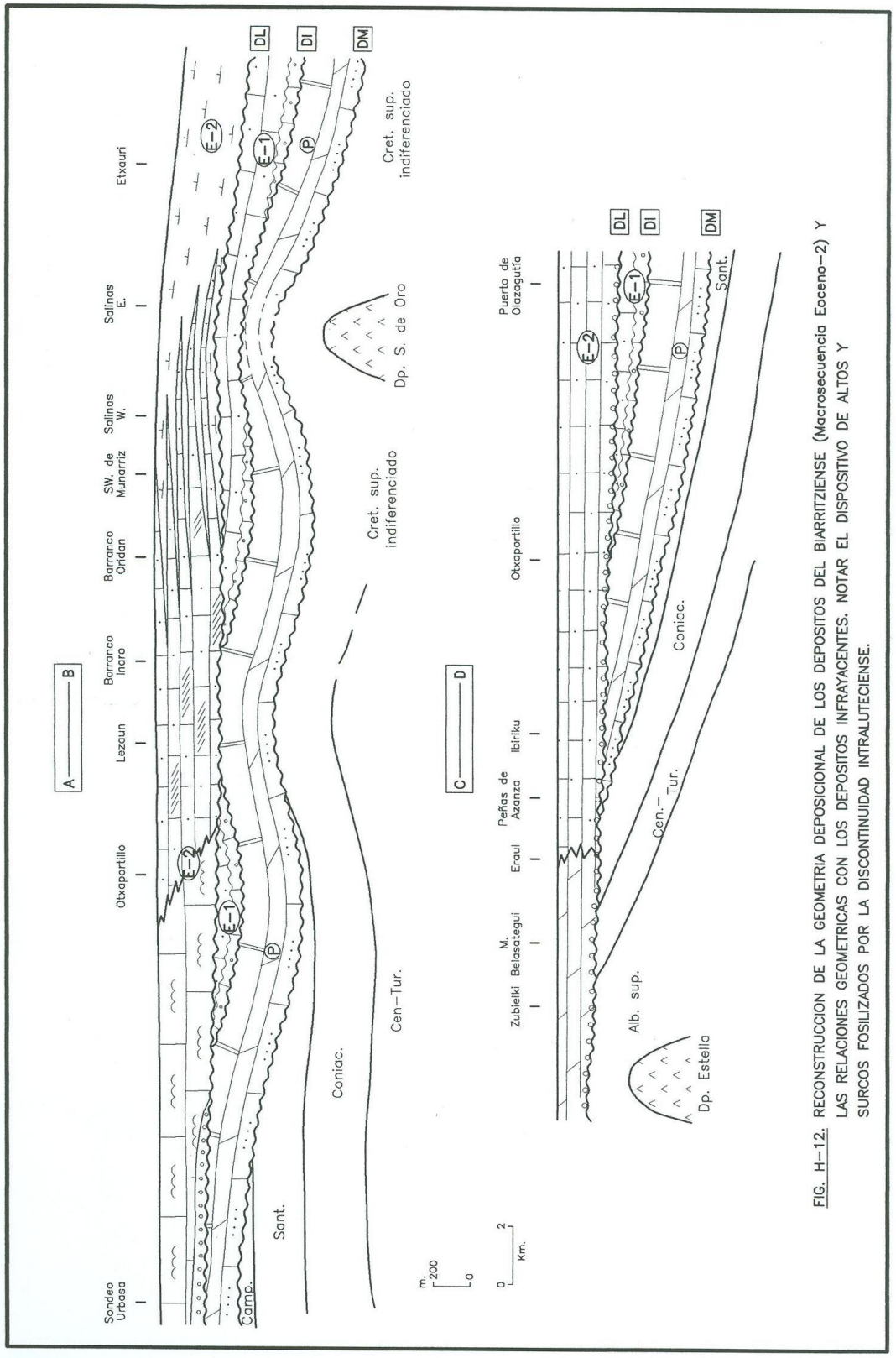

FIG. H-12. RECONSTRUCCION DE LA GEOMETRIA DEPOSICIONAL DE LOS DEPOSITOS DEL BIARRITZIENSE (Macrosecuencia Eoceno-2) Y LAS RELACIONES GEOMETRICAS CON LOS DEPOSITOS INFRAYACENTES. NOTAR EL DISPOSITIVO DE ALTOS Y SURCOS FOSILIZADOS POR LA DISCONTINUIDAD INTRALUTECIENSE.

5.2.4. Macrosecuencia eoceno-3 (etapa 4)

Esta macrosecuencia tiene escasa expresión en las Sierras de Urbasa y Andia, aunque en posiciones más orientales (zona de Pamplona), sus materiales representativos alcanzan un espesor superior a los 1000 m (Fig. H8). En conjunto representa la última etapa de sedimentación marina en la parte W de Navarra. Los depósitos acumulados corresponden principalmente a margas y margocalizas de ambientes marino someros que a nivel regional y en sentido ámplio se conocen bajo la denominación de Margas de Pamplona. La sucesión margosa no es homogenea, ya que dentro de ella y a diferentes alturas se reconocen varias acumulaciones de areniscas calcareas de caracter turbidítico que denotarian aportes terrígenos episódicos. La parte superior de la macrosecuencia suele estar definida por una sucesión margosa (las Margas de Ilundain; MANGIN, 1959) que localmente presentan importantes acumulaciones de minerales evaporíticos (potasas de Subiza), a la que sucede una unidad terrígena comunmente conocida como Areniscas con ripples o Formación Guendulain (PUIGDEFABREGAS, 1975). En las Sierras de Urbasa y Andia la macrosecuencia Eoceno-3 únicamente vendría definida por los equivalentes de estas dos últimas unidades.

A gran escala, y de acuerdo con PAYROS (1997), se interpreta que la macrosecuencia Eoceno-3 registró una regresión generalizada, que en sus últimos estadios culminó con la instalación de la sedimentación continental a lo largo de todo el área. Esta regresión probablemente se desarrolló durante un intervalo de tectónica activa durante el cual se produjo la emersión de la mayor parte de los Pirineos y de la propia Región Vasco-Cantábrica.

5.3. EVOLUCIÓN DURANTE EL OLIGOCENO Y MIOCENO

A partir del Oligoceno inferior (Sueviense) se instala en la zona una cuenca de sedimentación de carácter continental, representada por depósitos de tipo aluvial y lacustre, que va a perdurar durante el resto del Terciario. Distintos movimientos tectónicos durante esta larga etapa irán modificando las condiciones de sedimentación en las distintas áreas, quedando reflejado en la ordenación de los materiales en secuencias deposicionales dentro de las cuales se reconocen distintas fases de expansión y retracción de las facies involucradas en estos procesos sedimentarios. El

análisis y reconstrucción ordenada de las series estratigráficas nos permitirá reconstruir la evolución de la cuenca.

Así, pueden reconocerse dos macrosecuencias, la inferior durante el Oligoceno inferior (Sueviense) y la superior que se extiende a lo largo del Oligoceno superior-Mioceno. Dentro de ellos a su vez, y como consecuencia de distintos impulsos tectónicos que producirían modificaciones parciales tanto de las áreas fuentes como de la distribución areal de las facies involucradas, se remarcan cada uno de los ciclos descritos en el capítulo de Estratigrafía.

5.3.1. Macrosecuencia del oligoceno inferior

Los materiales que constituyen esta macrosecuencia están representados por una gran variedad de facies que van desde las detríticas propias de zona de borde a las lacustres-evaporítica de centro de cuenca caracterizadas por las intensas coloraciones rojizas. Se distribuyen en dos secuencias que son los ciclos de Añorbe-Pte. La Reina (la inferior) y de Mués-Tafalla (la superior). Durante esta etapa los abanicos aluviales, para esta región, procederían por una parte del NE (dominio Pirenaico) originando los depósitos groseros de la Sierra de la Peña, y por otro del NO. (Dominio de Cantabria). El depocentro de la cuenca estaría situado en el sector de Tafalla.

Movimientos compresivos posteriores modificarían la disposición de los materiales de esta macrosecuencia, cambiando el dispositivo regional de la cuenca, y dando lugar al inicio de una nueva etapa sedimentaria a partir del Oligoceno superior, con sedimentos claramente discordantes sobre los anteriores.

5.3.2. Macrosecuencia del oligoceno superior-mioceno

Durante esta etapa que se inicia en el Oligoceno superior, y como consecuencia de los movimientos tectónicos comentados en el apartado anterior, se originaría una subcuenca (subcuenca de Alloz) que, solo en parte, funcionaría independiente del resto de la cuenca. Sus límites estarían condicionados por los diapiros de Estella, Salinas de Oro y Alloz.

A partir del análisis de las variaciones de facies y de la distribución geográfica, va a permitir reconstruir el funcionamiento de esta cubeta sedimentaria. Así, se pueden

diferenciar cuatro ciclos sedimentarios, que han sido descritos en el capítulo de Estratigrafía:

Ciclo III:Mendigorria

Ciclo IV:Gallipienzo-Leoz

Ciclo V:Artajona-Olite

Ciclo VI:Sierra de Ujué

El dispositivo paleogeográfico durante los procesos que dieron origen a estos ciclos, queda definido por la distribución de las facies. Las unidades conglomeráticas, en las zonas de borde, con dos direcciones de aportes principales, una procedente del SO (Zona del Diapiro de Estella) y otra del SO (Zona de Salinas de Oro). El depocentro de esta cubeta, donde se depositarían los sedimentos finos, nunca la lámina de agua existente permitiría la formación de evaporitas, ocuparía la zona central donde en la actualidad se sitúa el pantano de Alloz.

Es importante rescatar la actividad durante este período de la estructura marcada por la Alineación de los diapiros y que constituiría el límite NO de la subcuenca. Esta actividad en distintas-fases, provocaría el desplazamiento tanto de los abanicos como del depocentro, en cada etapa hacia el SE.

El registro sedimentario de los materiales mio-pliocenos es muy escaso en esta zona lo que no permite hacer un análisis de su evolución.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

En la hoja de Estella no existen explotaciones mineras. Se encuentran inventariadas una serie de canteras, todas abandonadas en la actualidad excepto una de calizas en las proximidades de Estella. Los materiales que beneficiaban eran arcillas, calizas, gravas y yesos.

6.1.1. Arcillas

Se canteraron estos materiales tanto en el Cretácico como en el Terciario. Todas las explotaciones se encuentran actualmente abandonadas.

6.1.2. Calizas

Los materiales canterados pertenecen al Cretácico y Eoceno. Todas las explotaciones se encuentran actualmente abandonadas, a excepción de una situada al Norte de Estella.

6.1.3. Yesos

Se trata de explotaciones, actualmente abandonadas en su totalidad, que beneficiaban yesos del Keuper.

6.1.4. Gravas

En las proximidades de Arbeiza, se localiza una explotación con verios frentes, actualmente abandonada, y que beneficiaba materiales detríticos pliocuaternarios.

6.2. HIDROGEOLOGIA

6.2.1.Introduccion

Las formaciones acuíferas que se encuentran en la hoja, pertenecen a los materiales calcáreos de las Unidades hidrogeológicas de Urbasa y Lóquiz. Los sedimentos correspondientes a la unidad de Urbasa ocupan la parte nororiental de la hoja.

La falla de Lizarraga separa la Unidad de Urbasa en dos subunidades: la de Urbasa al Oeste de la falla,y la de Andía al Este de la misma.

La subunidad de Andía está formada por un conjunto de calizas, dolomías y calcarenitas del Eoceno. La estructura y la litoestratigrafía de esta subunidad condicionan la existencia de subzonas bien diferenciadas que pueden asimilarse a acuíferos. Estos acuíferos son los siguientes: Arteta, Riezu e Ibero-Echauri como los más importantes, y los de Anoz y Abárzuza de menor importancia. Este último es el que está representado, parcialmente, en esta hoja, ocupando una pequeña parte al Noreste de la misma.

Los materiales correspondientes a la Unidad de Lóquiz ocupan la zona Oeste de la hoja, estando constituidos por calcarenitas del Coniaciense fundamentalmente. Los materiales situados más al Sur son más carbonatados, mientras hacia el Noreste son más margosos.

De los diferentes acuíferos que conforman la Unidad, debido a su estructura y litoestratigrafía, solamente están representados parcialmente en la hoja los de Alborón-Ancín y el de Itxako.

Además de los ya mencionados, deben destacarse los materiales cuaternarios, formados por gravas, arenas, arcillas y limos desarrollados, sobre todo, en los valles del Ega y del Urederra, aunque debido a su escasa superficie, su interés no es muy importante.

Las formaciones terciarias de origen continental, compuestas esencialmente por conglomerados, areniscas y limos, forman pequeños acuíferos de escasa continuidad y baja permeabilidad, que pueden tener interés local.

6.2.2. Climatologia

La precipitación media anual se sitúa entre los 1000 mm. en la zona Norte de la hoja, y los 800 mm. en la parte más meridional, siendo los meses más lluviosos de Noviembre a Marzo, correspondiendo el periodo más seco a los meses de Julio y Agosto.

La temperatura media anual tiene valores aproximados a los 12□, correspondiendo las temperaturas más bajas al mes de Enero, con medias del orden de 4□, y las más altas a Julio y Agosto con medias de 20□.

La evapotranspiración potencial, calculada por el método de Thornthwaite, da valores aproximados a los 700 mm. anuales.

Según la clasificación de Papadakis, el clima en la hoja es de tipo mediterráneo húmedo, y templado cálido en cuanto al régimen térmico.

6.2.3. Hidrologia

Toda la hoja se encuentra incluida en la Cuenca hidrográfica del Ebro, estando surcada por las corrientes de los ríos Urederra, principalmente, y el Ega, que recibe las aguas del primero. la zona puede, por tanto, incluirse en la subcuenca del Ega.

Los dos son ríos de caudal muy irregular, con oscilaciones estacionales, con fuertes crecidas en épocas de precipitaciones altas, y caudales bajos en épocas de estiaje, pero manteniendo caudal a lo largo de todo el año. Entran en la hoja con cauces abiertos, que se encajan en el recorrido próximo a su confluencia.

La Confederación Hidrográfica del Ebro tiene instalada una estación de aforos en el río Urederra, en el término de Eraul, denominada con el número 70, y con una superficie de cuenca de 309 Km2, y que registra el caudal que aportan los acuíferos de Urbasa e Itxako. Asimismo, en Estella, y en el río Ega, tiene instalada otra, con el número 71, con una superficie de cuenca de 943 Km2. Los caudales medios anuales, para un periodo de 83 años, son del orden de los 225 Hm3 y 440 Hm3, respectivamente.

6.2.4. Caracteristicas hidrologicas

Las formaciones acuíferas importantes presentes en la hoja, corresponden a los materiales carbonatados de los acuíferos de Itxako y Alborón-Ancín, englobados en la Unidad de Lóquiz, y al acuífero de Abarzuza que pertenece a la subunidad de Andía.

De menor interés son los acuíferos correspondientes a los cuaternarios, y de interés escaso, a nivel genral, los asociados a los materiales del Terciario continental.

- Acuífero de Itxako

Ocupa la zona Noroeste de la hoja, estando formado por calcarenitas y margocalizas del Cretácico superior, constituyendo un acuífero libre, permeable por fisuración.

La recarga del acuífero se realiza a través de la infiltración directa de las precipitaciones y, en menor medida, por infiltración del río Biarra en su curso bajo.

La descarga se produce, principalmente, por el manantial de Itxako, ubicado en la hoja 1:25000 de Zudaire, existiendo, además, un drenaje hacia el río Biarra, así como un flujo subterráneo hacia el río Urederra, desde la confluencia de estos dos ríos hasta el manantial.

El área total de recarga del acuífero es de 51 Km2, con unos recursos de 48 Hm3/año, 32 Hm3 procedentes de las precipitaciones, y 16 Hm3 de infiltración del río Biarra. Las reservas son de 60 Hm3, estimando que la capacidad útil de embalse puede quedar reducida a 30 Hm3. El balance de la parte del acuífero presente en la hoja es imposible de cuantificar.

Los parámetros hidraúlicos se han obtenido a partir de los datos obtenidos en los ensayos de bombeo de los sondeos de preexplotación de Barindano P-5 y P-6, y del manantial de Itxako (hoja 1:25000 de Zudaire).

La transmisividad se evaluó, inicialmente, entre 150 y 1200 m2/dia para todo el acuífero. Con los resultados obtenidos en los bombeos realizados en los sondeos de Barindano, en el manantial de Itxako, y el modelo matemático, las transmisividades

que se estiman están comprendidas entre 10000 m2/dia en el manantial, 8000 m2/dia en el río Biarra, y 500 m2/dia en las zonas más alejadas del acuífero.

El coeficiente de almacenamiento medio se ha estimado en 7x10-3, con una porosidad eficaz media del orden del 2 %, y gradiente en estiaje de 0,45 %.

En la zona no existen puntos acuíferos importantes, localizandose solamente algunos manantiales, relacionados con el acuífero, con caudales inferiores a los 10 l/sg, y oscilaciones estacionales fuertes.

- Acuífero Ancín-Alborón

Está representado, parcialmente, en esta hoja en la zona suroccidental. Constituye un acuífero libre, permeable por fisuración, formado por materiales calcareníticos del Coniaciense.La recarga se realiza por infiltración de las precipitaciones de la zona, y en el caso del acuífero de Ancín, también por infiltración del río Ega.

La descarga se realiza por los manantiales de Alborón, Ancín, y también a través de un flujo subterráneo directamente al río, entre Ancín y Murieta, en el acuífero de Ancín, todo ello dentro de la vecina hoja de Santa Cruz de Campezo.

El balance para la parte del acuífero comprendida dentro del ámbito de la hoja resulta, por tanto, de difícil cuantificación, por lo que se indica el correspondiente a la totalidad del mismo.

El área de recarga es de 91 Km2, los recursos son de 84 Hm3/año. Las capacidad total (reservas) es de 250 Hm3, estimándose la capacidad útil de embalse en 80 Hm3. Los parámetros hidraúñicos para todo el acuífero, se han obtenido a partir de los ensayos de bombeo realizados en los sondeos de preexplotación durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983), y el "Estudio Hidrogeológico de la Unidad de Lóquiz" (1986-1987).

La transmisividad tiene valores muy dispares según las diferentes zonas del acuífero, teniendo valores entre 500 y 80000 m2/dia, y un coeficiente de almacenamiento comprendido entre 10-3 y 1,5x10-2, con una porosidad eficaz media del 3 %.

En la parte del acuífero comprendida dentro del ámbito de la hoja, no se encuentra inventariado ningún punto de agua representativo.

- Acuífero de Abarzuza

Este acuífero está representado, parcialmente, en la parte nororiental de la hoja, situado en las estribaciones suroccidentales de la subunidad de Andía.

Está constituido por calcarenitas del Luteciense superior, que constituyen un acuífero libre, permeable por fisuración, y por un acuífero confinado, formado por calacarenitas del Luteciense inferior, donde la fisuración es mayor que en el superior.

La recarga se realiza mediante la infiltración directa de las precipitacioens, realizandose la descarga, esencialmente, a través de los manantiales relacionados con el acuífero.

Un balance de la parte del acuífero representada en la hoja es de difícil cuantificación, por lo que el balance que se refleja a continuación se refiere a la totalidad del mismo.

El área de recarga es de unos 9 Km2, con unos recursos del orden de 5 Hm3/año, estimandose las reservas próximas al 50 % de los recursos.

Con objeto de obtener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico del acuífero, así como para la determinación de los parámetros hidraúlicos del mismo, se realizaron durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983), dos sondeos de reconocimiento y uno de preexplotación ubicados dentro de la hoja: Abarzuza R-1 y R-2 y Abarzuza P-3 respectivamente

Los parámetros hidráulicos del acuífero se han calculado a partir del ensayo de bombeo realizado en el sondeo de preexplotación (Abarzuza P-3), habiéndose obtenido una transmisividad comprendida entre 20 y 80 m2/dia. El gradiente de estiaje tiene un valor del orden de 0,8 %.

Los manantiales relacionados con este acuífero tienen grandes variaciones estacionales de caudal, no superando ninguno de ellos los 10 l/sg.

- Acuíferos terciarios

Las formaciones del Terciario que ocupan la parte sureste de la hoja, están compuestas por conglomerados y areniscas englobados dentro de una matriz arcillosa, y presentan escaso interés hidrogeológico.

Son materiales de baja permeabilidad, que no forman un acuífero continuo, y que unicamente pueden resolver problemas de abastecimiento de escasa entidad.

Su recarga se realiza directamente por infiltración de las precipitaciones, y su descarga a partir de manantiales de pequeño caudal. Los pozos que explotan estos acuíferos tyerciarios son de poca profundidad y caudal escaso.

- Acuíferos cuaternarios

Se encuentran situados a ambas máregenes de los ríos Urederra y Ega, y están formados por gravas, arenas, limos y arcillas que, en la presente hoja, alcanzan un desarrollo escaso.

La recarga se realiza a partir de las precipitaciones y, en el caso del aluvial del Ega, también por retorno del agua de riego, procedente de la red de canales existentes en la zona. La descarga se realiza por drenaje hacia el cauce de los ríos.

6.2.5. Hidrogeoquimica

En los acuíferos carbonatados, la facies hidroquímica dominante es la bicarbonatada cálcica.

Las aguas de los acuíferos de Itxako y Alborón-Ancín, son aguas de dureza media a dura y mineralización ligera a notable, bicarbonatadas cálcicas, no presentando variaciones en el tiempo, ni en la conductividad ni en los principales iones.

Las correspondientes a los materiales terciarios, son bicarbonatadas cálcicas, con mineralización notable, y dureza de duras a muy duras. Las aguas del aluvial del Ega, son de mineralización fuerte, dureza extrema, siendo la facies dominante la sulfatada cálcica, y con elevado contenido en nitratos.

6.3. CARACTERISTICAS GEOTECNICAS GENERALES

6.3.1.Introduccion

Para la realización de la cartografía geotécnica de las hojas 139 y 140 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, 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.

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,

6.3.2.Zonacion geotecnica

Los distintos materiales que componen las hojas 139 y 140 se han subdividido en áreas y, estas, a su vez en zonas. El criterio inicial de agrupamiento ha sido fundamentalmente geológico y litológico, al que se han incorporado criterios

geotécnicos, teniendo en cuenta las limitaciones que existen en estas hojas, como ya se ha señalado.

La división en áreas resultante es la siguiente:

AREA I:Materiales triásicos,

AREA II:Comprende los materiales cretácicos,

AREA III:Ocupa los materiales terciarios,

AREA IV:Depósitos cuaternarios.

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

AREA I:Zona Ia, Ib

AREA II:Zona IIa, IIb, Ic

AREA III:Zonas IIIa, IIIb, IIIc, IIId, IIIe, IIIf, IIIg, IIIh

AREA IV:Zona IVa

En el cuadro 1 se presenta la correlación entre las unidades geológicas y las unidades geotécnicas y a continuación se describen las distintas unidades.

En el cuadro 1 se presenta la correlación entre las unidades geológicas y las unidades geotécnicas y a continuación se describen las distintas unidades.

UNIDAD CARTOGRAFICA	ZONACION GEOTECNICA	EDAD	DESCRIPCION
508, 519, 516, 523, 543, 548, 527, 530, 536, 537, 534, 541, 539	IVa	Cuaternario	Gravas, arenas, limos y arcillas
301, 302, 307, 309, 322, 359, 365, 384, 407, 412	IIIh	Terciario	Arcillas, limos y areniscas
321, 324, 364, 368, 406, 408	IIIg	Terciario	Conglomerados
303, 312, 323, 383, 411	IIIf	Terciario	Arcillas y yesos
271	IIIe	Terciairo	Arenas y areniscas
267	IIId	Terciario	Margas y yesos
207, 211, 235, 268, 264, 265	IIIc	Terciario	Margocalizas, margas, areniscas y arenas
206, 208, 215, 263, 260	IIIb	Terciario	Calcarenitas, margas, calizas y arenis-cas
203	IIIa	Terciario	Calizas, dolomías y calizas dolomíticas
147, 149, 142, 152, 154, 155, 156, 158, 161, 163, 190	IIc	Jurásico-Cretácico	Areniscas, calizas arenosas y margas
148, 151	IIb	Jurásico-Cretácico	Arcillas y limolitas
113, 15, 162, 191	IIa	Jurásico-Cretácico	Calizas, dolomías y calcarenitas
1, 109, 111	Ia	Keuper	Arcillas, yesos, sales, Ofitas

6.3.3. Descripclón 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.

Su 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.

Tambien 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 facíes Keuper aparecen manchas de ofitas y dolomías.

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 dolomías negras laminadas.

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

Zona IIa

En el área II de materiales mesozóicos, esta primera zona agrupa los materiales carbonatados constituidos por calizas, dolomías y calcarenitas.

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. Son muy frecuentes los fenómenos kársticos en todos sus afloramientos, mientras que la estabilidad de los taludes artificiales esta condicionada por el grado de fracturación.

Zona IIb

Corresponde esta unidad geotécnica a los materiales de grano fino, arcillas y limolitas de edad mesozoica.

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 IIc

Agrupa esta zona geotécnica a los depósitos detríticos de grano medio a grueso, areniscas y calizas arenosas con niveles margosos.

Las presiones admisibles que se estima para esta zona según las diferentes Normas y Códigos establecen que puede cimentarse con cargas superiores a 3 kp/cm2. Sus primeros metros se pueden considerar como roca blanda por lo que en determinados casos serán fácilmente excavables, mientras que no lo serán en absoluto en profundidad. No presentan problemas de estabilidad de taludes, tan sólo en algún caso y debido a la alternancia de materiales de diversa competencia se producen caídas y desplomes de bloques.

Zona III

Corresponde únicamente a Dolomías y calizas dolomíticas que forman la base del Terciario en estas hojas.

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 ridables o poco ridables. 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 IIIb

Se trata de un conjunto de materiales calcareníticos, con un contenido de detríticos variable, pudiendo aparecer intercalaciones de niveles margosos.

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 l0 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 caidas de bloque por la diferente competencia entre los niveles.

Zona IIIc

Esta zona corresponde a las alternancias de depósitos de menor resistencia que los que ocupan la zona IIIb. Son margas, margocalizas y areniscas, siendo su principal característica esta alternancia de materiales resistentes con otros más blandos.

Desde el punto de vista geotécnico se consideran com un suelo muy rígido o como una roca muy meteorizada. Según su RQD, su clasificación es Mala a Muy mala, entre 0 y 25%. Las presiones admisibles son muy bajas, del orden de 3 Kp/cm2 y son ripables.

Zona IIId

En esta zona únicamente se incluyen las margas con yesos de la unidad 34, en una unidad en la que las condiciones geotécnicas varían en función de la mayor o menor presencia de yesos,

Son materiales fácilmente excavables, pudiendo aparecer fenómenos de inestabilidad en taludes naturales, originando deslizamientos de tipo rotacional. La presión admisible que pueden soportar estos materiales, según algunos Códigos de Práctica son variables, pudiéndose producir asientos de consolidación a largo plazo.

Zona IIIe

Como en la zona anteríor, en esta únicamente se incluye una unidad geológica, 35, compuesta por arenas y areniscas de grano fino.

Se trata de una roca moderadamente dura que puede soportar presiones admisibles por encima de 15 Kp/cm2. Su ripabilidad estará influida por su grado de fracturación y los taludes naturales que aparecen en estos materiales son estables.

Zona IIIf

Esta zona corresponde a todos los depósitos de arcillas con yesos que aparecen en las hojas 139 y 140.

En muchos casos son materiales de baja resistencia que hacen que se comporten como una roca blanda o incluso como un suelo. Sus características geotécnicas puede ser problemáticas debido a problemas derivados de la disolución de los yesos. Salvo excepciones, son materiales ripables y pueden presentar deslizamientos en taludes.

Zona III

Agrupa esta zona a todos los depósitos conglomeráticos, constituidos por conglomerados con cantos redondeados de calizas y areniscas principalmente.

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.

Zona IIIh

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.

Pueden soportar presiones admisibles en una rango variable que va desde 1,5 kp/cm2 a 3 kp/cm2, pudiendo presentar asientos a largo plazo. En general son fácilmente excavables y los taludes artificiales construidos sobre ellos se deterioran progresivamente.

Zona IVa

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

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.

7. BIBLIOGRAFIA

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

AMIOT, M. (1983): "L'individualisation du domaine navarro-cantabre". En "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique", Mem. Geol. Univ. Dijon, 9, p. 191.

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

CAREZ, L. (1910). "Sur quelques points de la géologie du Nord de l`Aragon et de la Navarre". Bull. Soc. Géol. France, (113) 10, 682-690. Paris.

CAVELIER, C. Y POMEROL, C. (1986): "Stratigraphy of the Paleogene". Bull. Soc. Géol. France, II, 2, p. 255-265.

CIRY, R. Y MENDIZABAL, J. (1949): "Contribution a l'etude du Cenomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, de l'Alava et de la Navarre occidentale". Ann. Hébert et haug. T. 7, p. 61-79 (Libre jubilare Charles Jacob).

COLOM, G. (1952). "Los caracteres micropaleontológicos de algunas formaciones del Secundario de España". Bol. Inst. Geol. min. España, 64, 275-344.

EVE (1994). "Mapa geológico del pais Vasco a escala 1:25000, Hoja 139-2 de Sierra de Entzia".

EVE (1994). "Mapa geológico del pais Vasco a escala 1:25000, Hoja 139-4 y 171-2 de Campezo".

FEUILLÉE, P. (1967). "Le Cénomanien des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d`analyse stratigraphique". Mémoires Societé Géologique de France, 108, 343 pp.

FEUILLÉE Y RAT (1971): "Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques". En: Editions Technip. Histoire structurales du Golfe de Gascogne, Vol. 1, p.1-48.

FLOQUET, M. (1991): "La plate-forme Nord-Castellane au Crétacé supérieur (Espagne). Arriére-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 geologique 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 n 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.

HOTTINGER, L. (1960): 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 geolóigico de España a escala 1:50000, hoja 140, Estella".

LAMARE, P. (1934). En: Réunion extraord. dans les Pyrénées basques d`Espagne. C.R. Bull. Soc. Geol. France (5) 4, 258-295. Paris.

LAMARE, P. (1936): "Recherches geologiques dans les Pyrenées Basques d'Spagne". Mem. Soc. Geol. France, XII, 27, p. 1-465.

LEON, L.; PUIGDEFABREGAS, C. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). " Variaciones sedimentarias durante el Eoceno medio en la Sierra de Andia". Acta Geológica Hispánica, vol. 6 (109), p. 36-41.

LEON, L. (1972): "Síntesis Paleogeográfica y Estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra, paso al Eoceno". Bol. Geol. Min., 83, p. 689-721.

LOPEZ, G. (1994). "Bioestratigrafia de los inocerámidos (Bivalvia) de la Cuenca navarro-cántabra y de la plataforma norcastellana. Comparación con zonaciones de otras áreas de Europa". Cuadernos de Geología Ibérica, 18, 309-336.

LOTZE, F. (1929). "Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)". Abh. Ges. Wis. Göttingen, math.-phys. Kl., N. F., 14, 2 XIII, 320 pp. Berlin.

LOTZE, F. (1938). "Steinsalz und Kalisalze, geologie". En: O. Stutzer, Die wichtigsten Lagerstätten der Nicht-Erze. Bd. 3, 1, XXVI, 936 pp. Berlin.

LOTZE, F. (1955). "Salzdiapirismus im nödlichen Spanien". Z. deutsch. geol. Ges., 105, 814 bis 822. Hannnover.

LOTZE, F. (1957). "Steinsalz und Falisalze", 1, Tl. 2 Aufl., XI, 465 pp. Berlin

MALLADA, L. (1907). Explicacion del mapa geológico de España, 6, 686. Madrid.

MANGIN, J.P. (1959): "Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon". Pirineos, 45: 631 p.

MARTINEZ, R., LAMOLDA, M. A., GOROSTIDI, A., LOPEZ, G. y SANTAMARIA, R. (1996). "Bioestratigrafia integrada del Cretácico superior (Cenomaniense superior-Santoniense) de la región Vascocantábrica". Revista Española de Paleontología, número extraordinario,

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

MELENDEZ-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.

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.

MULLINS, H.T. Y COOK, H.T. (1986): "Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration". Sedimentary Geology, 48, p 37-79.

ORUE-ETXEBARRIA, X. (1983). "Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Sinclinorio de Bizkaia (corte de Sopelana-Punta Galea)". Tesis doctoral de la Univ. del Pais Vasco. KOBIE (serie Ciencias Naturales), vol. XIII-XIV, 429 pp.

PALACIOS, P. (1919). "Los terrenos mesozoicos de Navarra". Bol. Inst. Geol. España, 40, 1-155. Madrid.

PAYROS, A. (1997): "El Eoceno de la Cuenca de Pamplona: Estratigrafia secuencial y evolución paleogeográfica". Tesis doctoral Univ. Pais Vasco. 300 p.

PAYROS, A., PUJALTE, V.; BACETA, J.I.; ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRA-KIEL, 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, Principe de Viana (Suplemento de Ciencias), año XVI, nº 14/15, p. 137-153.

PFLUG, R. (1967). "Der Diapir von Estella (Nordspanien)". Beih. geol. Jb., 66, 21-59.annover.

PUIGDEFABREGAS, C. (1975): "La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca". Pirineos, 104, p 1-188.

PUIGDEFABREGAS, C. Y SOUQUET, P. (1986): "Tecto-sedimentary evolution and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary fron the Pyrenees". Tectonophysics, 129, p 173-203.

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.

PUJALTE, V.; BACETA, J.I.; PAYROS, A., ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRA-KIEL, J. (1994): "Latest Cretaceous-Middle Eocene sequence stratigraphy and bioestratigraphy of the SW. and W. Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain)". Field-trip guidebook, GEP an

PUJALTE, V.; ROBLES, S.; ROBADOR, A.; BACETA, J.I. Y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1993): "Shelf to basin Palaeocene palaeogeography and depositional sequences, Western Pyrenees, North Spain". In "Sequence Stratigraphy and Facies Association", (Eds. Posamentier

RAT, P. (1959). "Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne)". Publ. Univ. Dijon, 18, 525 pp. Dijon, France.

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.

RIOS, J. M. (1956). "El sistema Cretáceo en los Pirineos de España". En: El Cretáceo en España. Memorias del Inst. Geol. y Minero España, 57, 1-128. Madrid.

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

SANTAMARIA, R. (1992). "Los Ammonoideos del Cenomaniense superior al Santoniense de la plataforma nord-castellana y la Cuenca navarro-cántabra". Parte I; Bioestratigrafia y sistemática: Phylloceratina, Ammonitina (Desmocerataceae y Hoplitaceae) y Ancyloce

SCHAUB, H. (1981): "Nummulites et Assillines de la Tethys Paléogène. Taxonomie, phylogénese et biotratigraphie". Memoires Suisses de Paléontologie, 104-106, 236 p.

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.

VERNEUIL, E., COLLOMB, E. y TRIGER, N. (1859-60). "Note sur une partie du pays basque espagnol". Bull. Soc. Geol. France , (109) 17, 333-372. Paris

WIEDMANN, J. (1960). "Zur Systematik jungmesozoischer Nautiliden (unter besonderer Berücksichtigung der iberischen Nautilinae D´ORB.)". Palaeontographica, (A) 115, 144-206. Stuttgart.

WIEDMANN, J. (1964). "Le Crétacé supérieur de l´Espagne et du Portugal et ses Cephalopodes". Estudios geológicos, 20, 107-148. Madrid.

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.