Gobierno de Navarra
Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 139-IV

CAMPEZO

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. MESOZOICO 3
2.1.1. Trias Keuper 3
2.1.2. Cretácico superior 3
2.1.2.1. Margas y margocalizas (154). Cenomaniense medio-Coniaciense basal 3
2.1.2.2. Margocalizas y margas (156). Cenomaniense medio y Turoniense medio 4
2.1.2.3. Calcarenitas en bancos métricos (157). Coniaciense inferior-superior 5
2.1.2.4. Brechas intraformacionales (159) 7
2.1.2.5. Margas y calcarenitas en capas centimétricas (160). Coniaciense superior 7
2.1.2.6. Margas, margocalizas y calcarenitas (161). Coniaciense superior-Santoniense inferior 8
2.1.2.7. Calcarenitas, calizas margosas y margas (162). Santoniense inferior-medio 9
2.2. TERCIARIO 10
2.2.1. Plioceno 10
2.2.1.1. Limolitas y arcillas amarillentas (411). Plioceno 10
2.3. CUATERNARIO 10
2.3.1. Pleistoceno 10
2.3.1.1. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis (519) y glacis degradados (508). Pleistoceno. 10
2.3.1.2. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (543) y glacis actual-subactual (534). Depositos aluvial-coluvial (537). Cantos con escasa matriz. Canchales (548). Holoceno. 11
2.3.1.3. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (527). Cantos, limos y arcillas. Conos de deyeccion (536). Holoceno. 12

3. TECTONICA 13

3.1. SIERRA DE LOKIZ 16
3.2. DOMO DE ZUFIA 17
3.3. LAS SIERRAS DE URBASA Y ANDIA 18
3.4. BORDE DE LA CUENCA DEL EBRO 21
3.5. DIAPIROS DE ESTELLA. ALLOTZ Y SALINAS DE ORO: LA FALLA DE PAMPLONA ..21
3.6. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES 23

4. GEOMORFOLOGIA 25

4.1. SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA 25

4.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO 25
4.2.1. Estudio morfoestructural 25
4.2.2. Estudio del modelado 26
4.2.2.1. Formas de ladera 27
4.2.2.2. Formas fluviales 27
4.2.2.3. Formas poligénicas 28
4.2.2.4. Formas kársticas 29
4.2.3. Formaciones superficiales 29
4.2.3.1. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis y glacis degradados (c,d,e). Poligénico. Pleistoceno 29
4.2.3.2. Cantos en matriz limo-arcillosa. Coluviones. Cantos con escasa matriz canchales. Laderas (a). Holoceno. 30
4.2.3.3. Gravas, arenas y arcillas (fondos de valle). Cantos en matriz limoarcillosa (conos de deyección). Fluvial (b). Holoceno. 30
4.2.3.4. Cantos en mariz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual y depósitos aluvial-coluvial (f). Poligénico. Holoceno. 31
4.3. EVOLUCION DINAMICA 31
4.4. MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS 32

5. HISTORIA GEOLOGICA 33

5.1. EVOLUCION DURANTE EL FINAL DEL CRETÁCICO INFERIOR Y CRETACICO SUPERIOR 36
5.1.1. Macrosecuencia regresiva del Albiense superior-Cenomaniense inferior (1) 36
5.1.2. Macrosecuencia transgresiva Cenomaniense inferior-Turoniense superior 43
5.1.3. Macrosecuencia regresiva del Coniaciense (3) 44
5.1.4. Macrosecuencia transgresiva del Coniaciense superior-Santoniense (4) 46
5.1.5. Macrosecuencia regresiva Campaniense-Maastrichtiense inferior (5) 48
5.2. EVOLUCION DURANTE EL INTERVALO CRETACICO FINAL-EOCENO SUPERIOR 49
5.2.1. Macrosecuencia "paleocena" (etapa 1) 50
5.2.2. Macrosecuencia eoceno-1 (etapa 2) 51
5.2.3. Macrosecuencia eoceno-2 (etapa 3) 55
5.2.4. Macrosecuencia eoceno-3 (etapa 4) 60
5.3. EVOLUCIÓN DURANTE EL OLIGOCENO Y MIOCENO 60
5.3.1. Macrosecuencia del oligoceno inferior 61
5.3.2. Macrosecuencia del oligoceno superior-mioceno 61

6. GEOLOGIA ECONOMICA 63

6.1. RECURSOS MINERALES 63
6.2. HIDROGEOLOGIA 63

6.2.1. Introduccion 63
6.2.2. Climatologia 64
6.2.3. Hidrologia 64
6.2.4. Caracteristicas hidrogeologicas 64
6.2.5. Hidrogeoquimica 66
6.3. GEOTECNIA 66
6.3.1.1. Introducción 66
6.3.1.2. Zonación geotécnica 67
6.3.1.3. Descripción de las unidades 69

7. BIBLIOGRAFIA 75

1. INTRODUCCIÓN

La hoja 139-IV de Campezo a escala 1:25.000 forma parte del cuadrante de Eulate a escala 1:50000 (139, 23-8) del mapa topográfico nacional. Los dos tercios del área de esta hoja quedan englobados en la comunidad Navarra, correspondiendo a la comarca denominada Tierra Estella/Lizarraldea, siendo el resto perteneciente a Alava. Comprende los municipios de Zuñiga, Lana, Acedo y Anzin.

En general, se puede considerar un área bastante montañosa, salvo el valle de Lana, la llanada de Campezo (sólo representada en Navarra su parte este) y la parte septentrional del valle del Ega, entre Acedo y Anzin, las cuales no abarcan más del 40% de la hoja. Toda la zona montañosa representada se integra en la llamada Sierra de Lokiz, correspondiendo aproximadamente a la mitad oeste de la misma. El relieve de esta sierra es generalmente suave, alomado en la parte central de la hoja, interrumpido por el farallón calizo que rodea al Valle de Lana, con diferencias topográficas entre 150 y 500 m.; por el contrario, el límite SW, ya en las estribaciones hacia la Sierra de Kodes, presenta una morfología más abrupta, cuyo corredor central lo forman las gargantas del río Ega. Asimismo, la terminación septentrional de Lokiz es igualmente de fuertes relieves, presentando morfologías acarcavadas por la diferencia litológica, más margosa, que presenta respecto a las otras áreas. El rio Ega, que discurre por la parte sur, atraviesa longitudinalmente la misma, en la zona de valle de Acedo-Anzin, recogiendo las aguas de pequeños barrancos esporádicos que bajan de Lokiz por su márgen izquierdo.

En cuanto a la geología, este cuadrante de Campezo 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 discretamente en las cercanías de Acedo; también abarca una pequeña parte de la cubeta terciaria continental de Campezo. El anticlinal de Lana y la zona replegada meridional constituyen la principal expresión estructural de esta hoja; una serie de fallas de poco salto y dirección aproximada E-W y NNE-SSW, coherentes con la deformación continua, acompañan a estos accidentes, llegando incluso a permitir el afloramiento de pequeñas escamas de Trias Keuper. Esta deformación, que se puede considerar de cierta entidad, seguramente relacionada al cabalgamiento de Cantabria, localizado al S del área, permite que la zona meridional de Lokiz presente un

diaclasado intenso, que ha jugado como vía de karstificación de las calizas coniacienses.

La serie estratigráfica aflorante en el área comprende materiales del Triásico en facies Keuper, relacionado a una falla, sistemas margosos del Cenomaniense-Turoniense y las calcarenitas-margas del Coniaciense, así como una pequeña representación del Terciario continental y una extensa gama de depósitos cuaternarios. En general, la zona presenta buenos afloramientos a favor de las corrientes fluviales y en las pistas forestales, encontrándose el resto muy cubierto por bosque y matorral. Entre los trabajos previos en la zona, tenemos los clásicos de Palacios (1919), Lotze (1929) 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), Feuillé y Rat (1971), Amiot (1982), Santamaría (1992), Lopez (1994), Martinez et. al. (1996) así como los planes de investigación cartográfica para la Diputación de Navarra (1969) y para el Instituto Geológico y Minero (1987).

2. ESTRATIGRAFIA

Los materiales de esta hoja se engloban todos en la misma unidad estructural. Su edad abarca el Triasico (Keuper), Cenomaniense a Coniaciense superior y Terciario continental; correspondiendo aproximadamente el 70% de los afloramientos sólo al Coniaciense. Presentan suaves buzamientos, más o menos homoclinalmente, en la mitad norte del área, encontrándose replegados y fallados al sur del anticlinal de Lana. Las series del Coniaciense presentan una gran extensión, el Cenomaniense-Turoniense se reduce al Valle de Lana, en el núcleo de la estructura anticlinal, quedando el Terciario continental reducido a los bordes de la cubeta de Campezo y de la Cuenca del Ebro.

2.1. MESOZOICO

2.1.1. Trias Keuper

Se circunscribe sólo a una pequeña franja de afloramientos de dirección E-W, asociada a una falla de igual dirección en la zona de Acedo. Esta franja es fácilmente observable en la carretera Acedo-Campezo, no llegando a sobrepasar 20 m de espesor. Consta de una litología típica del Keuper, pero muy deformada, con texturas brechoides abundantes, distinguiéndose arcillas rosadas y verduzcas y clastos de naturaleza ofítica que no sobrepasan 30 cm de diámetro. El afloramiento a favor de una falla de esta zona, la cual se encuentra muy tectonizada, nos induce a pensar que los juegos de fracturas de la parte meridional de la Sierra de Lokiz se encuentran enraizados en niveles relativamente profundos, correspondientes quizás al cortejo cabalgante de la Sierra de Toloño-Cantabria-Kodes, el cual presenta, a escasos kilómetros al S del área de estudio, su frente oriental.

2.1.2. Cretácico superior

2.1.2.1. Margas y margocalizas (154). Cenomaniense medio-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 apoya directamente sobre los términos anteriores de manera brusca, sin tránsito gradual. En la hoja de Campezo no aparece el subtérmino A; presentan algunos afloramientos en el Valle de Lana, única zona donde afloran.

Consiste 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 60 y 225 m.

Corresponden a un medio de plataforma carbonatada distal, posiblemente pelágica. La potencia unida de toda la Formación Ollogoyen de Amiot, 1982, oscila entre 600 m para la hoja de Campezo (aflorando sólo cerca de 500 m) y 750-800 m para la hoja de Estella-Lizarra.

La edad la asignaremos más adelante, teniendo en cuenta la estratigrafía conjunta de 154 y 156 de la hoja de Estella-Lizarra, zona con la que se ha podido correlacionar estos términos y donde hay realizada una bioestratigrafía muy fina (ver tabla).

2.1.2.2. 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 NE, fuera del área estudiada (hoja de Estella-Lizarra) 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 25-30m y 50-60 m para A y B respectivamente.

La interpretación ambiental es la sugerida para el término 154: una plataforma carbonatada pelágica. Se observan buenos afloramientos en la pista de Viloria a la Sierra de Lokiz.

En cuanto a la edad, hacemos las mismas observaciones que para el término anterior, incluyendo la misma en la tabla expuesta a continuación.

2.1.2.3. Calcarenitas en bancos métricos (157). Coniaciense inferior-superior

Se trata de las calizas bioclásticas que forman la Sierra de Lokiz, ofreciendo en el Valle de Lana el cresterío que rodea al mismo, así como los crestones resaltantes en la parte norte de la hoja; presentan un relieve suave alomado, a excepción de las morfologías abarrancadas de las estribaciones septentrionales y las gargantas que el río Ega ha formado en la parte suroeste de la hoja. Los mejores afloramientos se encuentran en el cresterío que circunvala el Valle de Lana, y en las pistas que suben del mismo a la Sierra de Lokiz (corte de Viloria, p. ej.). Se incluyen dentro de la Formación Viloria de Amiot, 1982.

Estan compuestas por calcarenitas de grano muy grueso a fino agrupadas en bancos métricos, entre los que se distinguen pasadas margosas, sobre todo hacia el norte del área de estudio, donde se sitúan entre series margosas del término 160. Llegan a presentar hasta un 20% de fracción arena fina-limo, e incluso microconglomerática, siendo ésta última más abundante hacia partes más meridionales del sistema; dentro de esta fracción se han distinguido granos detríticos de jacintos de compostela, fase mineral típica de las evaporitas del Keuper, lo que nos estaría indicando la erosión Coniaciense de un asomo diapírico en esta zona. 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 los dos primeros por facies calcareníticas finas algo margosas; el tercero de ellos no está representado como tal en esta hoja, sino que

aflora su equivalente lateral formado por crestones de naturaleza calcarenítica (157) separados por términos margosos (160). Presentan conjuntamente una potencia máxima aflorante de 450 m, para la zona de Acedo-río Ega (donde no se ha podido diferenciar los tres cuerpos) y de 625 m en La Reineta, zona septentrional de Lokiz (cuerpos bien definidos). 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 mayor porcentaje de fracción terrígena y la existencia de microconglomerado nos sugiere un medio cercano a las fuentes de introducción de material siliciclástico y una mayor cercanía a la línea de costa que sus equivalentes de Estella-Lizarra y Zudaire, dibujándonos una rampa de polaridad hacia N-NE. Esta polaridad cambia para el tercero de los tramos en que se pueden dividir las calcarenitas; para éste podemos observar un cambio de calcarenitas a facies margosas que se produce de E a W, cuyo tránsito lateral aflora en la hoja de Estella-Lizarra y Zudaire. El techo, aflorante en la esquina nororiental, es neto, pasando directamente a margas y presentando cierta nodulización; esto último se observa fuera del área de estudio, en Larraona (hoja de Eulate), Barindano y Urra (hoja de Zudaire).

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 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.

2.1.2.4. Brechas intraformacionales (159)

Corresponde a una litología minoritaria restringida a la zona con alta fracturación del sur de la Sierra de Lokiz en el área de Acedo-Zuñiga, en la hoja de Campezo (139-IV). Sólo tienen entidad cartográfica en las cercanías de la ermita de Arkijas.

Se trata de brechas oligomícticas de cantos algo redondeados pero angulosos, con escasa matriz arcillosa (no llega al 10% de la roca); estos cantos son de calcarenitas de grano grueso, a veces microconglomerática, facies abundante en el término 157. Se localizan aprovechando estructuras alpinas, como fallas o sinclinales, las cuales han actuado como pequeñas cubetas en las mismas calcarenitas; tienen espesores entre 5 y 50 m aproximadamente.

El escaso grado de redondeamiento, indicativo de muy poco transporte, unido al alto grado de fracturación que presenta su encajante, asi como el aprovechamiento de trampas estructurales alpinas, induce a pensar en una génesis post-alpina (posiblemente terciaria) por autobrechificación y posible disolución del material fracturado, probablemente en un medio continental.

2.1.2.5. Margas y calcarenitas en capas centimétricas (160). Coniaciense superior

Corresponde a los equivalentes margosos del último tramo calcarenítico del término anterior. El muro de 160 es neto y está bien diferenciado en la zona septentrional de la hoja, disponiéndose margas directamente sobre las calcarenitas infrayacentes. Estas margas, con potencias entre 50 y 75 m, se presentan entre los niveles calcareníticos finales del término 157, con los que llegan a tener contactos graduales, ofreciendo una serie alternante que no sobrepasa un total conjunto de 375m. Presenta buenos afloramientos en los barrancos que bajan de la Sierra de Lokiz.

Las calcarenitas de 160 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 ofrecerían momentos no aptos 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. En momentos de quizás menor profundidad de aguas darían paso al desarrollo de las facies de 157. Forman parte de la zona distal de la plataforma carbonatada con polaridad hacia el W que se ha comentado en el término anterior.

Su edad es Coniaciense superior, datación basada en faunas de ammonites encontradas en su suprayacente en la hoja de Zudaire.

2.1.2.6. Margas, margocalizas y calcarenitas (161). Coniaciense superior-Santoniense inferior

Se trata de un término litológico subdividido atendiendo a criterios estratigráficos, siguiendo la misma idea que para las subdivisiones realizadas en términos anteriores. La subdivisión 161 responde al sistema suprayacente a 157 e infrayacente de 18 (aunque también parcialmente equivalente a éste). Forman parte de la Formación Barindano de Amiot, 1982. Aflora con escasa representación en esta hoja, circunscribiéndose sólo a la esquina noreste de la misma. La base de 161 es neta sobre el término infrayacente, disponiéndose directamente margas sobre una superficie calcarenítica algo nodulosa. Su potencia alcanza cerca de 175m.

Litológicamente, corresponden a margas de tonos grises azulados claros, muy parecidas a las margas descritas en términos anteriores del Cretácico superior; presentan niveles centimétricos de margocalizas, a veces nodulosas, y capas discretas de calcarenitas de grano fino a muy fino con bases netas y laminación paralela y cruzada tipo Hummocky. El contenido fósil es particularmente abundante en los tránsitos al término 162, siendo característicos los equínidos del género Micraster sp.; asimismo, presentan también restos de ammonites, bivalvos, braquiópodos y esponjas.

Se interpretan como distales de sistemas de rampa carbonatada calcarenítica, con esporádicas entradas de material calcarenítico fino debido a corrientes generadas en momentos de tormenta, tal como atestigua la presencia de estructuras tipo Hummocky. La presencia de nadadores nectónicos libres (ammonites) apoya la génesis en un sistema de offshore, pero no necesariamente profundo.

En la hoja de Zudaire, en la base de 161 se ha datado el Coniaciense superior y en la parte media del 161-162 se ha encontrado Texanites quinquenodosus (Redtenb.), Texanites hispanicus Coll., Texanites cf. hourcqi Coll., Micraster corbaricus Lambert, Micraster larteti Lambert, Gibbaster cf. mengaudi Lambert y Echinocorys vulgaris Breyn, lo que indica una edad Santoniense inferior (Wiedmann, 1979).

2.1.2.7. Calcarenitas, calizas margosas y margas (162). Santoniense inferior-medio

Aparece exclusivamente en la esquina nororiental de la hoja, correspondiendo a una morfología de cerro-testigo, inconexo con los afloramientos del mismo término, más al N, en hoja de Eulate. Sólo están representados los primeros 30-40 m de serie, cuya base es gradual, pero rápida, sobre el término anterior, no aflorando el techo. Son consideradas como Formación Zudaire (Amiot, 1982). Hacia el E-NE (hoja de Zudaire) pasan a facies margosas del término 161.

Litológicamente son calcarenitas bien estratificadas en capas centimétricas, con finas pasadas margosas inter-banco, en ocasiones algo limosas, dispuestas en tramos de orden métrico separados por margas y calizas margosas ricas en fauna de equínidos y esponjas.

Ambientalmente, son interpretadas como generadas en una rampa carbonatada externa con alta producción biogénica, y posiblemente de profundidad moderada.

Su edad es Santoniense inferior-medio debido a dataciones de su base (ver término 17) y posición estratigráfica.

2.2. TERCIARIO

2.2.1. Plioceno

2.2.1.1. Limolitas y arcillas amarillentas (411). Plioceno.

En la depresión de Acedo-Ancín, en la zona Sur de la hoja, se localizan una serie de materiales, con afloramiento discontinuo, recubiertos por materiales más recientes.

Se trata de limolitas, más o menos arenosas, de tonos amarillentos, en disposición horizontal o subhorizontal. El espesor observable de afloramiento es de unos 5-10 m.

La depresión de Acedo-Ancín se desarrolla más ampliamente en la vecina hoja de Viana, situada al Sur. A falta de un estudio más detallado de la misma, las primeras observaciones indican que se trata de una depresión con clara orientación Oeste-Este, paralela al borde de la Sierra de Cantabria.

Su relleno, que debió comenzar en el Mioceno, se produce con evolución desde el Oeste hacia el Este, por medio de facies de conglomerados rojos que pasan rápidamente a areniscas, limolitas y arcillas también rojas.

Sobre estos materiales se depositan otros, ya atribuidos al Plioceno, con conglomerados y brechas de borde, arcillas y limolitas rojas y amarillentas, e incluso facies carbonatadas, tanbién con evolución general hacia el Este, que son los equivalentes a los descritos para la hoja de Santa Cruz de Campezo.

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis (519) y glacis degradados (508). Pleistoceno.

Estas morfologías con depósito se encuentran representadas en los dos extremos, occidental y oriental, del valle de Lana y en las proximidades de Zúñiga. En esta última, se han reconocido dos niveles escalonados constituyendo un sistema, y que han sido diferenciados en el mapa geomorfológico.

Se trata de cantos, de litología carbonatada, subangulosos a subredondeados, medianamente clasificados, con matriz limo-arcillosa de tonos pardos y ocres. Su espesro no es muy elevado, pudiendo alcanzar los 2-3 m. en las zonas más distales de la morfología.

Se han atribuido cronológicamente al Pleistoceno.

2.3.1.2. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (543) y glacis actual-subactual (534). Depositos aluvial-coluvial (537). Cantos con escasa matriz. Canchales (548). Holoceno.

Tanto en la vertiente Norte del valle de Lana, como en la zona Sur de la hoja, en el valle del Ega, se han cartografiado unas morfologías con depósito correspondientes a glacis actual-subactual (534), que enlazan frecuentemente con los fondos aluviales.

Están formados por cantos carbonatados, subredondeados a subangulosos, bastante bien clasificados, y con matriz limoarcillosa de tonos pardos que, localmente puede ser dominante. Su espesor se estima en el entorno de los 2 m.

Se han diferenciado también algunas laderas que presentan asociados depósitos de tipo coluvión (543), formados por cantos en matriz de limos y arcillas. Su potencia es reducida (2-3 m.). Algunas áreas presentan depósitos de génesis mixta, fluvial y de ladera, correspondientes a rellenos aluvial-coluvial (537), de espesor difícil de estimar, aunque no debe superar los 2 m., y compuestos por cantos y fangos en proporción variable.

En las zonas más elevadas de la vertiente Norte del valle de Lana, en la parte inferior de las crestas y relieves más abruptos, se reconocen depósitos de canchales (548), formados casi exclusivamente por cantos, sin apenas matriz, procedentes de los relieves culminantes.

Se ha atribuido a todas estas unidades edad holocena.

2.3.1.3. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (527). Cantos, limos y arcillas. Conos de deyeccion (536). Holoceno.

Asociados a los cauces de drenaje principales: río Ega y Arroyo de Galbarra y afluentes, se han diferenciado los fondos de valle (527), constituidos por gravas, arenas y limos, cuyo espesor, dificilmente cuantificable, puede estimarse en unos 2-3 m.

En la salida de algunos barrancos se han cartografiado morfologías con depósito de tipo cono de deyección (536), constituidas por cantos más o menos angulosos, mal clasificados, en matriz limoarcillosa. Su espesor es reducido, no superando los 2 m. en las partes más distales de las formas.

La edad de estas unidades es Holoceno.

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

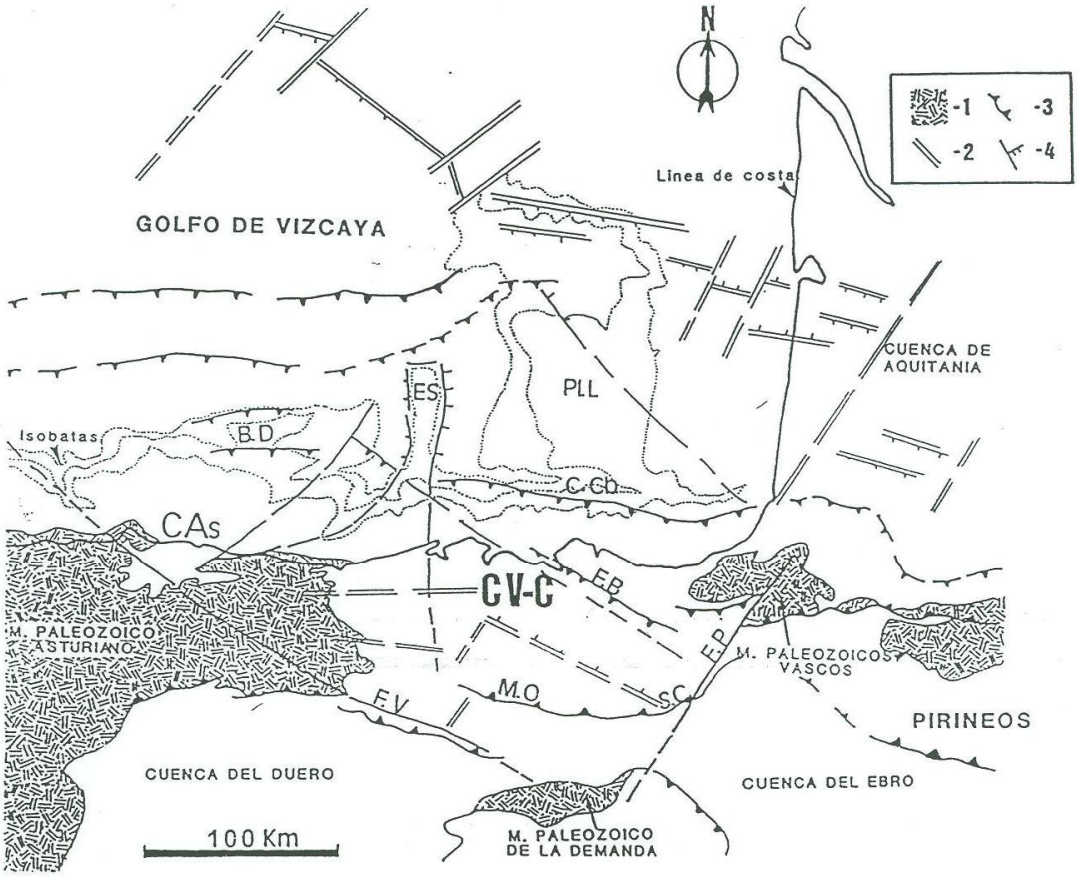

Fig. T. 1 - Contexto estructural y límites de la Cuenca Vasco-Cantábrica. 1. Afloramientos del zócalo paleozoico; 2. Fallas normales o de desgarre mesozoicas; 3. Cabalgamientos paleógenos; 4. Fallas normales o de desgarre paleógenas (algunas de ellas con actuación también en el Mesozoico). CV-C. Cuenca 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).

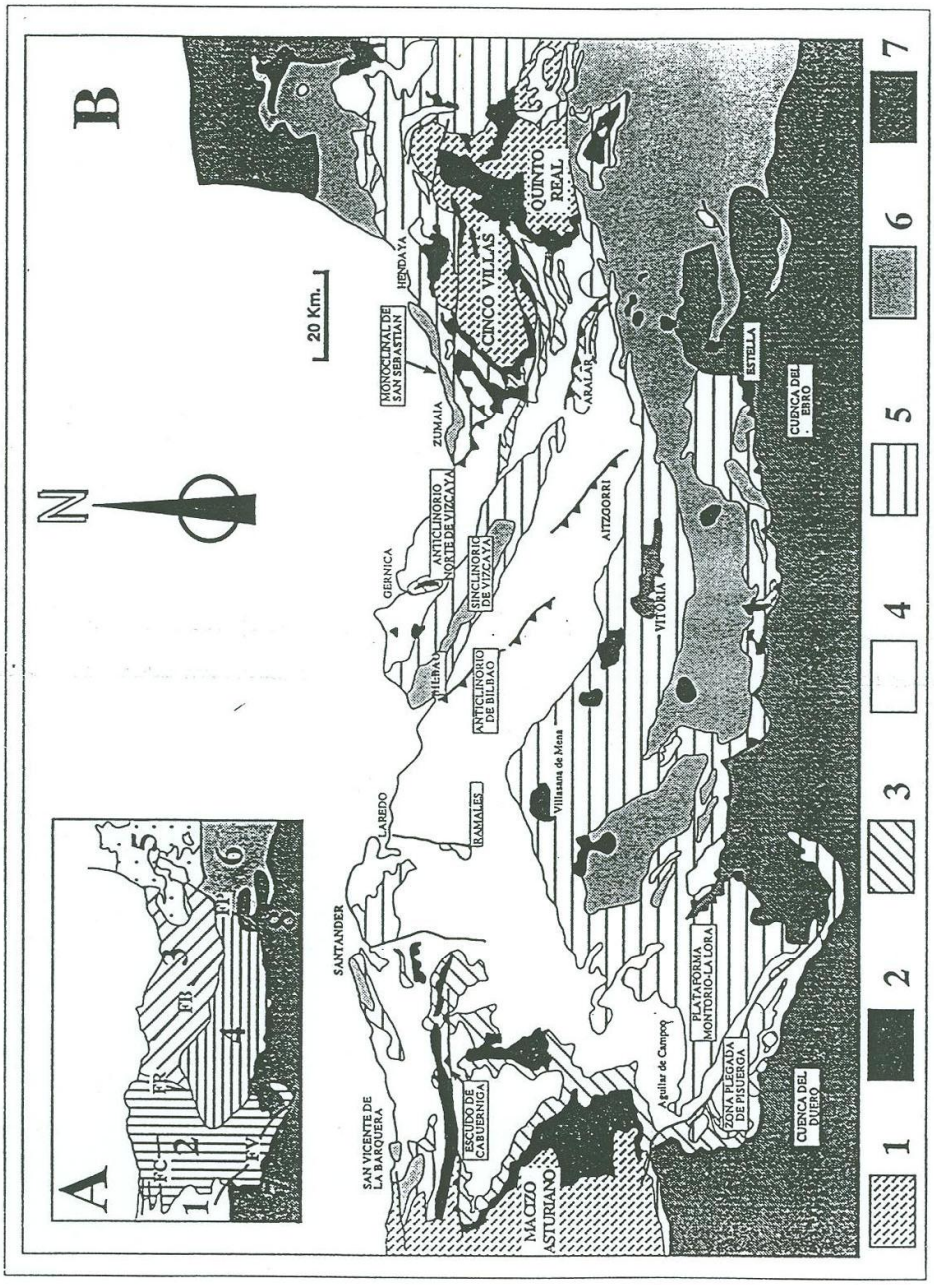

FIG. T. 2 – Configuración geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica y sus principales unidades. Las fallas principales están señaladas con trazo grueso. A: Principales dominios de la Cuenca Vasco-Cantábrica; 1: Macizo Paleozoico Asturiano; 2: Dominio Periasturiano (o Bloque Santanderino); 3: Arco Vasco; 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.

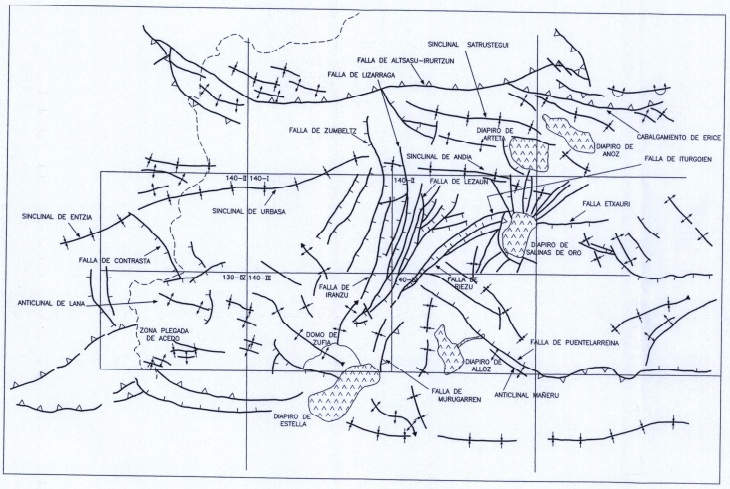

FIG.T-3.- ESQUEMA ESTRUCTURAL DEL AREA DE ESTUDIO Y CUADRANTES ADYACENTES

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.

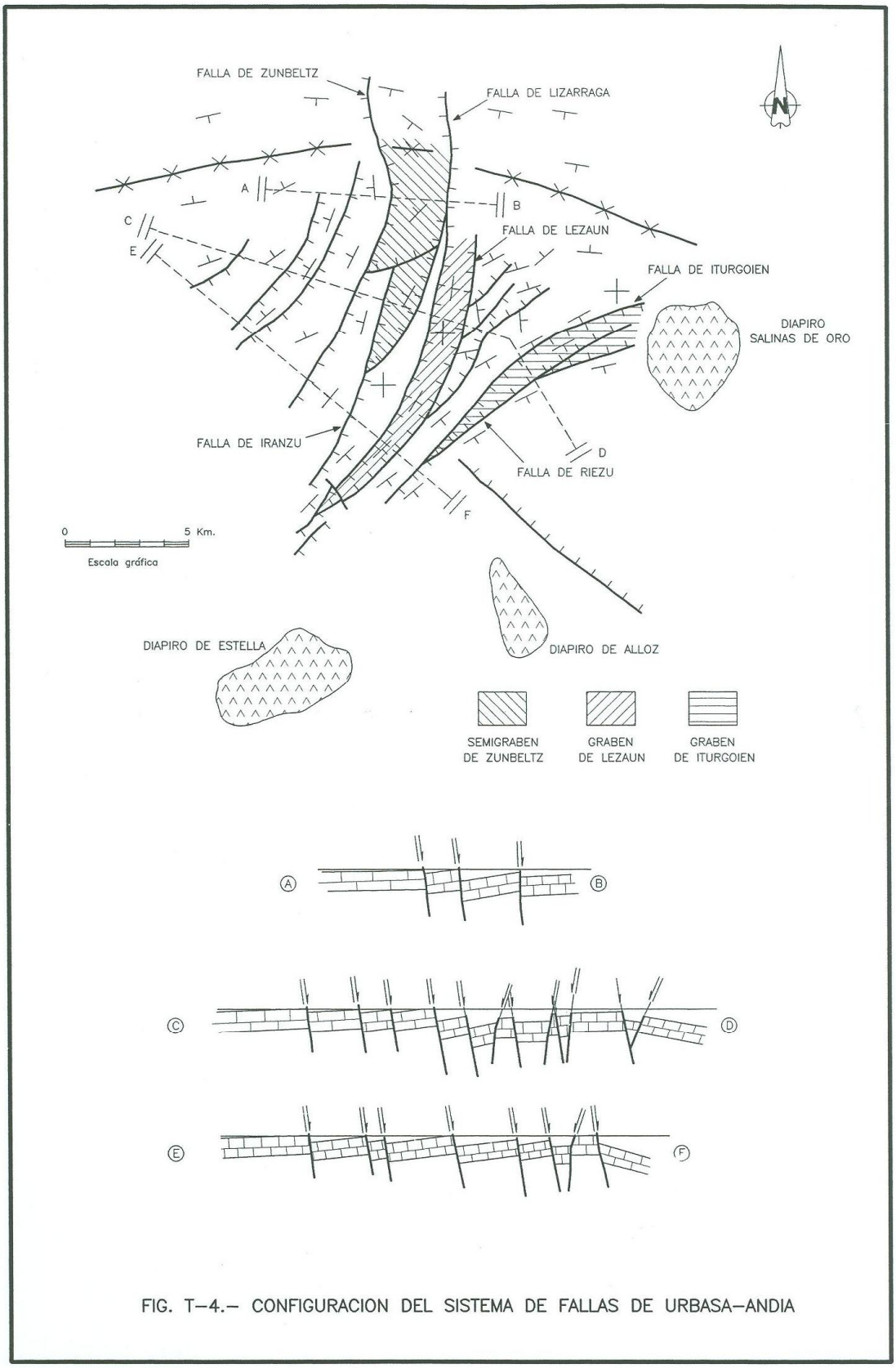

FIG. T–4.– CONFIGURACION DEL SISTEMA DE FALLAS DE URBASA–ANDIA

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 Santa Cruz de Campezo se sitúa en la zona centrooccidental del territorio navarro. La totalidad de la hoja se encuentra ocupada por las estribaciones meridionales de la Sierra de Lóquiz en su enlace hacia la Depresión del Ebro, que presentan dirección general Oeste-Este.

La red de drenaje se encuentra condicionada por esta disposición topográfica. Así, en la zona meridional del área, el río Ega, tras atravesar en desfiladero, con dirección sensiblemente Norte-Sur los relieves de la Sierra de Lóquiz, adopta una dirección submeridiana Oeste-Este, paralela a la disposición topográfica general.

La red de menor orden es afluente al Ega, fundamentalmente por su márgen izquierda, procedente del drenaje general de Lóquiz hacia el Sur.

Las cotas más altas se localizan en la zona septentrional de la hoja, asociadas a los relives culminantes de la Sierra de Lóquiz en el área (Monte Santo, 1255 m.), mientras que las zonas más bajas corresponden al valle del Ega (500 m. en el ángulo suroriental de la hoja).

Morfométricamente, la hoja de Santa Cruz de Campezo se caracteriza por la presencia de pendientes medias dominantes. La existencia de la depresión del valle de Lana como elemento morfográfico más característico, provoca la existencia de pendientes fuertes hacia los escarpes que lo limitan. Tanto al Norte como al Sur de la hoja, cuando la disposición estructural de las capas es de buzamientos suaves, hace que existan zonas con pendientes bajas.

4.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

A nivel regional, la hoja de Santa Cruz de Campezo se enmarca dentro del conjunto más oriental y meridional de la Cordillera Cantábrica, relacionada con la zona más occidental de la Sierra de Lóquiz.

Los relieves serranos, que ocupan la práctica totalidad de la hoja, están labrados sobre materiales dominantemente carbonatados del Cretácico. Solamente en el borde meridional del área, se reconocen retazos de sedimentos del Terciario, en facies continentales (arenas y arcillas), que constituyen parte del relleno de la fosa de Ancín-Acedo.

La morfología de génesis estructural más llamativa en el ámbito de la hoja, está constituída por el valle de Lana, que corresponde a un relieve invertido (anticlinal de Lana). Se trata de una depresión de dirección submeridiana, con una longitud aproximada de 10 Kms, y una anchura media de 2-3 Kms..

Su fondo se encuentra compartimentado parcialmente por un umbral, localizado al Oeste de Gastiaín, generando dos semicubetas. El drenaje de la depresión se realiza en la zona oriental, más extensa, por el Arroyo Galbarra y su red afluente, mientras que en la occidental es un pequeño arroyo el resposable de la evacuación del agua de escorrentía.

En ambos casos, la conexión de la depresión de Lana con el valle del Ega, al Sur, se efectúa a través de sendas gargantas muy angostas y de bordes escarpados.

Sobre todo en la mitad meridional de la hoja, la suave estructuración dominante en las capas, provoca la existencia de superficies estructurales degradadas que han sido representadas en la cartografía, en ocasiones con indicación del buzamiento que presentan.

Se han diferenciado también, en el capítulo de formas de génesis estructural, las abundantes crestas, escarpes estructurales en series monoclinales y frentes de cuesta. Destaca, por su espectacularidad, todo el frente asociado al borde del escarpe superior que limita el valle de Lana.

4.2.2. Estudio del modelado

Se describen a continuación las principales formas del modelado, de origen exógeno, presentes en la hoja de Santa Cruz de Campezo, 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 zona deprimidas, constituyen una parte importante de la morfología del territorio, representando la zona de tránsito de agua y sedimentos hacia la red de drenaje.

En la hoja de Santa Cruz de Campezo, son especialmente notables las morfologías de de deslizamientos que pueden alcanzar dimensiones importantes, que se localizan preferentemente asociadas a los escarpes que limitan el valle de Lana.

En la misma zona, en las partes más altas de las laderas se han reconocido depósitos con morfología de canchales que, en ocasiones, se localizan a lo largo de centenares de metros.

En algunas de las vertientes se han cartografiado también laderas con depósito tipo coluvión, normalmente de escasa extensión y desarrollo.

4.2.2.2. Formas fluviales

Las morfologías de génesis fluvial más destacadas en la hoja de santa Cruz de Campezo, se encuentran relacionadas con las arterias fluviales principales: el río Ega y el Arroyo de Galbarra y sus afluentes.

Tanto el Ega, como el Arroyo Galbarra y su red, desarrollan unas morfologías de fondo de valle, más o menos extensas, y en las que, en el caso del Ega se ha diferenciado también la zona correspondiente a cauce activo.

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, especialmente notables en el drenaje meridional de la depresión de Lana, y en el cauce del Ega, en la zona suroccidental de la hoja.

Localmente, en algunas laderas, es evidente la presencia de morfologías de génesis fluvial, correspondientes a arroyada en regueros, desarrollada a favor de vertientes constituidas por materiales menos resistentes.

También se han diferenciado en la cartografía los saltos de agua y cascadas, así como los collados de divergencia fluvial que marcan morfologías netas.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Entre las morfologías de génesis poligénica en la hoja de Santa Cruz de Campezo, cabe destacar, por su extensión, las formas de acumulación correspondientes a glacis y glacis degradados, que se localizan en la zona deprimida del valle de Lana.

El espesor de sus depósitos no es elevado, como se explica en el apartado de formaciones superficiales, pero su extensión sí puede ser considerable, del orden de varios centenares de metros. En la zona suroccidental de la hoja se han reconocido dos niveles de glacis, mientras que en el resto del área, ante la desconexión geográfica existente, se han representado los glacis existentes como un único nivel comprensivo de ambos.

También se ha diferenciado en la cartografía un nivel de glacis actual-subactual, que prácticamente enlaza con los depósitos de fondo de valle en la depresión del valle de Lana.

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

Normalmente relacionados 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.

En la parte septentrional del valle de Lana, y en relación con los deslizamientos de ladera citados en el apartado correspondiente, se han cartografiado algunas depresiones, que pueden alcanzar una extensión considerable, de centenares de metros.

Su génesis, inicialmente corresponde a la propia dinámica de creación del deslizamiento, generándose una zona deprimida entre la cicatriz y la propia masa deslizada. Con posterioridad, esta morfología inicial se ha visto afectada por procesos de génesis diversa: ladera, fluvial, mixtos,... dando lugar a la forma actualmente observable.

4.2.2.4. Formas kársticas

En la zona septentrional de la hoja, en las estribaciones de Lóquiz al Norte del valle de Lana, y a favor de las litologías calizas dominantes, se desarrollan una serie de morfologías de génesis kárstica.

El proceso se ve favorecido en este área por la disposición estructural de las capas,que presentan buzamientos suaves, lo que influye claramente en laimplantación y desarrollo de los procesos de disolución. Se han cartografiado dolinas y uvalas.

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 Santa Cruz de Campezo. 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 (c,d,e). Poligénico. Pleistoceno.

Estos depósitos se encuentran representados en la zona central de la hoja, en la vertiente Norte del valle de Lana, y en el área occidental, en el entorno de Zúñiga.

Litológicamente, están formados por cantos carbonatados, subangulosos a subredondeados, englobados en una matriz relativamente abundante arcillo-limosa, de tonos pardos y amarillentos.

El espesor de estos depósitos puede superar los 2-3 m. en las zonas más distales de la morfología.

En el ámbito de la hoja de Santa Cruz de Campezo, se han reconocido dos niveles de glacis en la zona de Zúñiga, mientras que en el área del valle de Lana, ante la imposibilidad de relacionar los glacis existentes con los niveles citados, se ha optado por una representación comprensiva en edad de los dos niveles citados.

La atribución cronológica de estos depósitos es al Pleistoceno-

4.2.3.2. Cantos en matriz limo-arcillosa. Coluviones. Cantos con escasa matriz canchales. Laderas (a). Holoceno.

En algunas vertientes, generalmente las culminadas por un nivel nás resistente que, habitualmente, genera morfologías de cresta, cuesta o escarpe estructural, se localizan depósitos de tipo coluvión o canchal.

En el primer caso, se trata de cantos angulosos y subangulosos, procedentes de los niveles que generan la parte alta de los relieves, en matriz de limos y arcillas, generalmente de tonos ocres y amarillentos, mientras que en el caso de los canchales, la matriz es muy escasa o prácticamente inexistente.

Su espesor puede alcanzar los 2-3 m. en sus zonas más distales y se les atribuye una edad holocena.

4.2.3.3. Gravas, arenas y arcillas (fondos de valle). Cantos en matriz limoarcillosa (conos de deyección). Fluvial (b). Holoceno.

Asociados a algunos cauces, tanto de la red principal como de la secundaria, se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle. Los más extensos corresponden al del río Ega y Arroyo de Galbarra.

Están formados por gravas dominantes, con matriz arenosa y arcillosa. Su espesor, más importante en el caso del fondo de valle del Ega, no debe superar los 2-3 m.

En las salidas de algunos barrancos, se han cartografiado morfologías conm depósito correspondientes a conos de deyección, constituidos por cantos, más o menos heterométricos, en abundante matriz limoarcillosa. Su espesor, en las zonas más distales, puede alcanzar los 2 m.

A estas formaciones superficiales se les ha atribuido edad holocena.

4.2.3.4. Cantos en mariz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual y depósitos aluvial-coluvial (f). Poligénico. Holoceno.

En la vertiente Norte del valle de Lana, se han reconocido morfologías con depósito atribuibles a formas de glacis actual-subactual. Están formadas por cantos calizos, subredondeados a subangulosos, con abundante matriz de tonos pardos. Su espsor se puede estimar en torno a los 2 m.

Por otra parte, se han diferenciado también algunas áreas en las que se reconocen materiales de génesis mixta, fluvial y de ladera, compuestos por cantos con matriz limoarcillosa, que se han cartografiado como depósitos aluvial-coluvial. Su espesor es reducido, no superando los 2 m.

Se atribuyen en edad al Holoceno.

4.3. EVOLUCION DINAMICA

El registro morfológico más antiguo existente en el área de la hoja de Santa Cruz de Campezo, corresponde a las morfologías estructurales que conforman la arquitectura principal del paisaje en las zonas serranas de Lóquiz.

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

En la hoja de Santa Cruz de Campezo, es a partir del Plioceno cuando comienza el registro sedimentario reciente, con el relleno de la depresión de Ancín-Acedo y, posteriormente, ya en el Pleistoceno, con el depósito de las morfologías de glacis reconocidas en el ámbito de la hoja.

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

Esta actividad, que se mantiene en la actualidad, acompañada por los procesos de disgregación mecánica, de movimientos en ladera y de disolución kárstica, continua el 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 la acumulación en vertiente, son los más activos en la actualidad en el ámbito de la hoja de Santa Cruz de Campezo, además de los procesos relativos a disolución kárstica en las áreas carbonatadas, al Norte de la hoja.

Sin embargo, en el área de la hoja, debe hacerse mención, en cuanto a su posible incidencia actual y futura, a los procesos de deslizamiento en ladera, especialmente en la vertiente Norte del valle de Lana. Este hecho debe ser tenido en cuenta, indudablemente, en la planificación del área.

Es importante, por ello, un control suficiente, sobre todo en los temas relativos a conservación del tapiz vegetal existente, por cuanto este elemento constituye la protección más eficaz del territorio.

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

4.- HISTORIA GEOLOGICA

---

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).

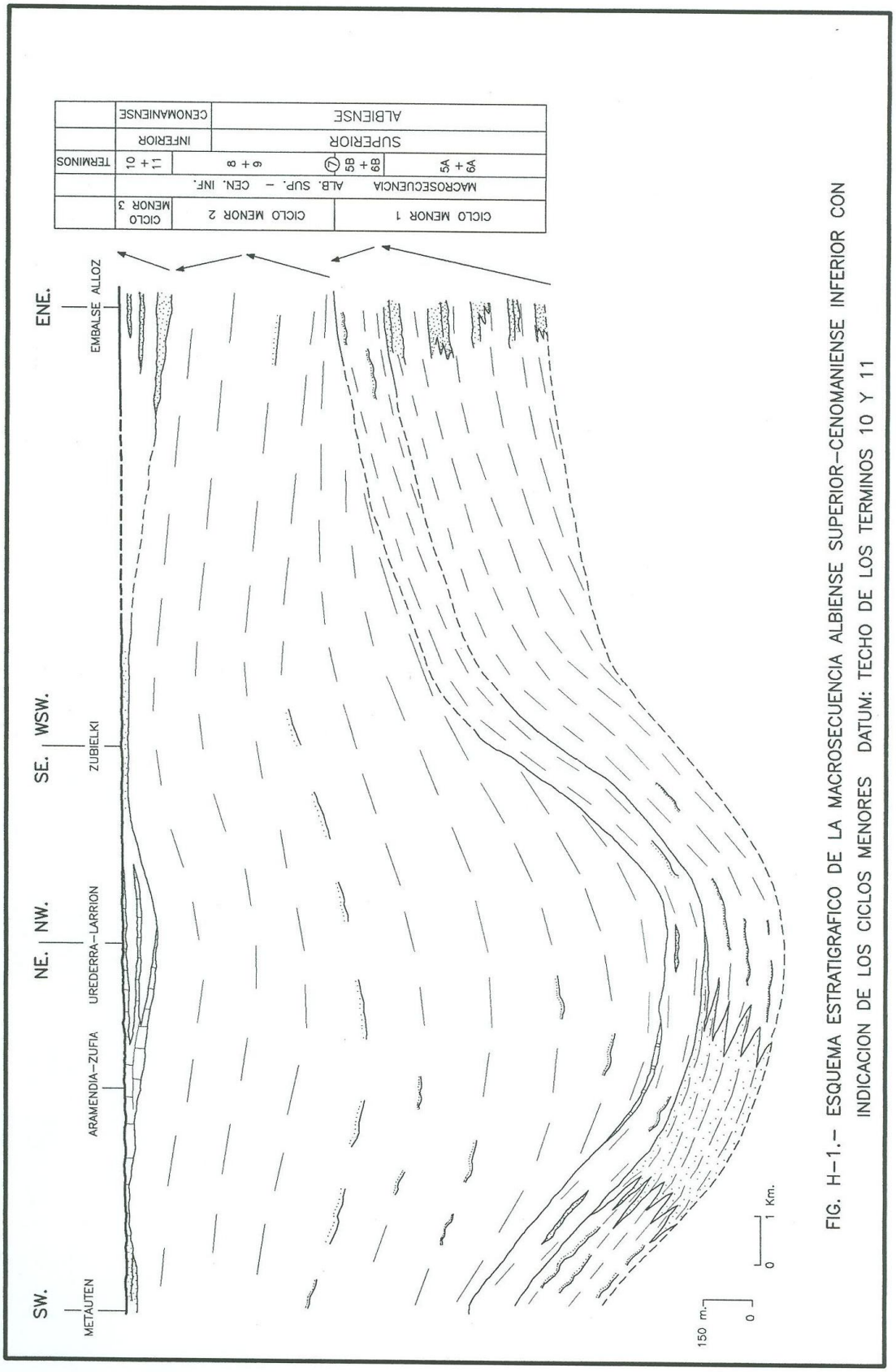

FIG. H–1.– ESQUEMA ESTRATIGRAFICO DE LA MACROSECUENCIA ALBIENSE SUPERIOR–CENOMANIENSE INFERIOR CON INDICACION DE LOS CICLOS MENORES DATUM: TECHO DE LOS TERMINOS 10 Y 11

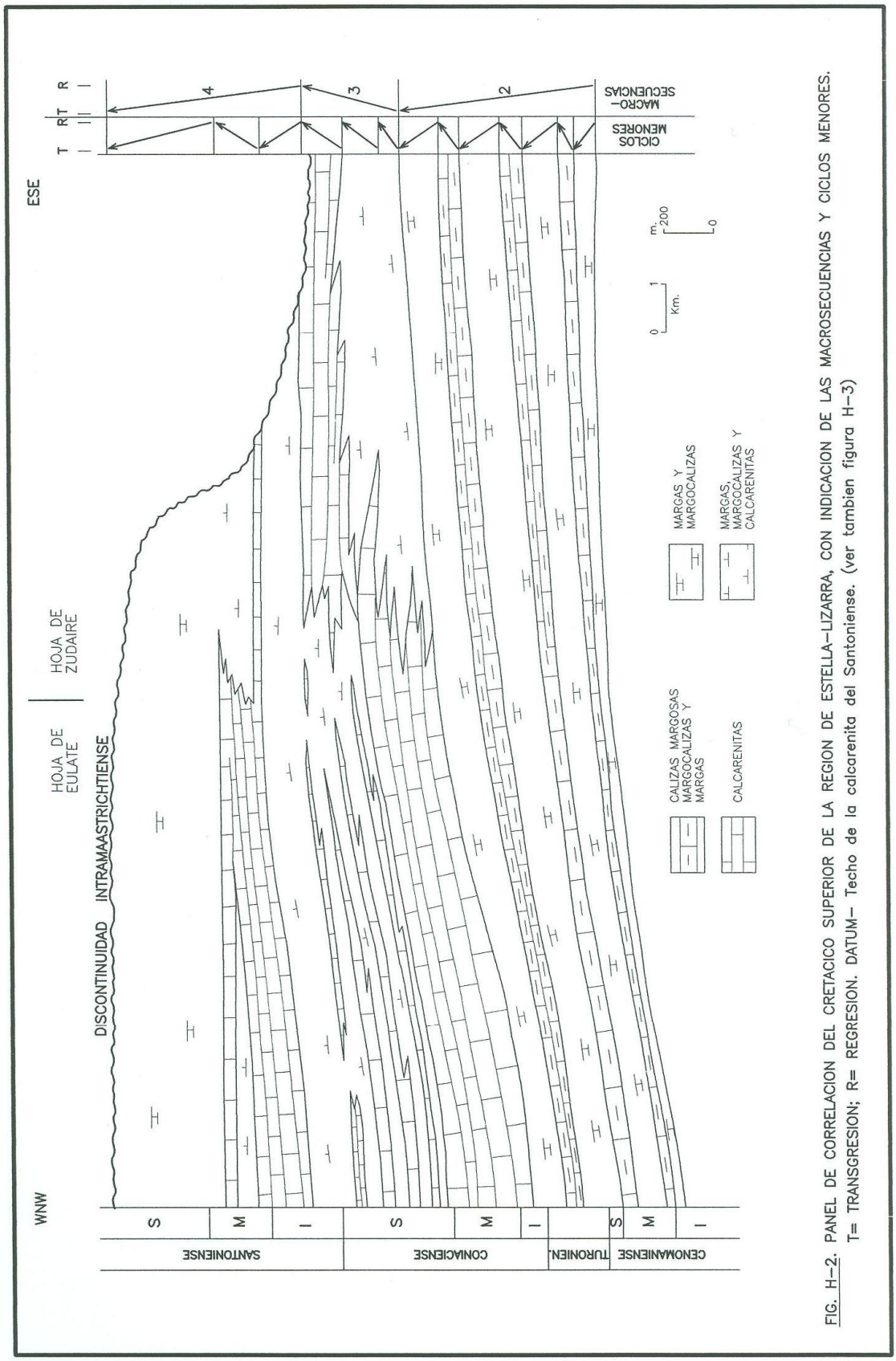

FIG. H-2. PANEL DE CORRELACION DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA REGION DE ESTELLA-LIZARRA, CON INDICACION DE LAS MACROSECUENCIAS Y CICLOS MENORES.
T= TRANSGRESION; R= REGRESION. DATUM- Techo de la calcarenita del Santoniense. (ver tambien figura H-3)

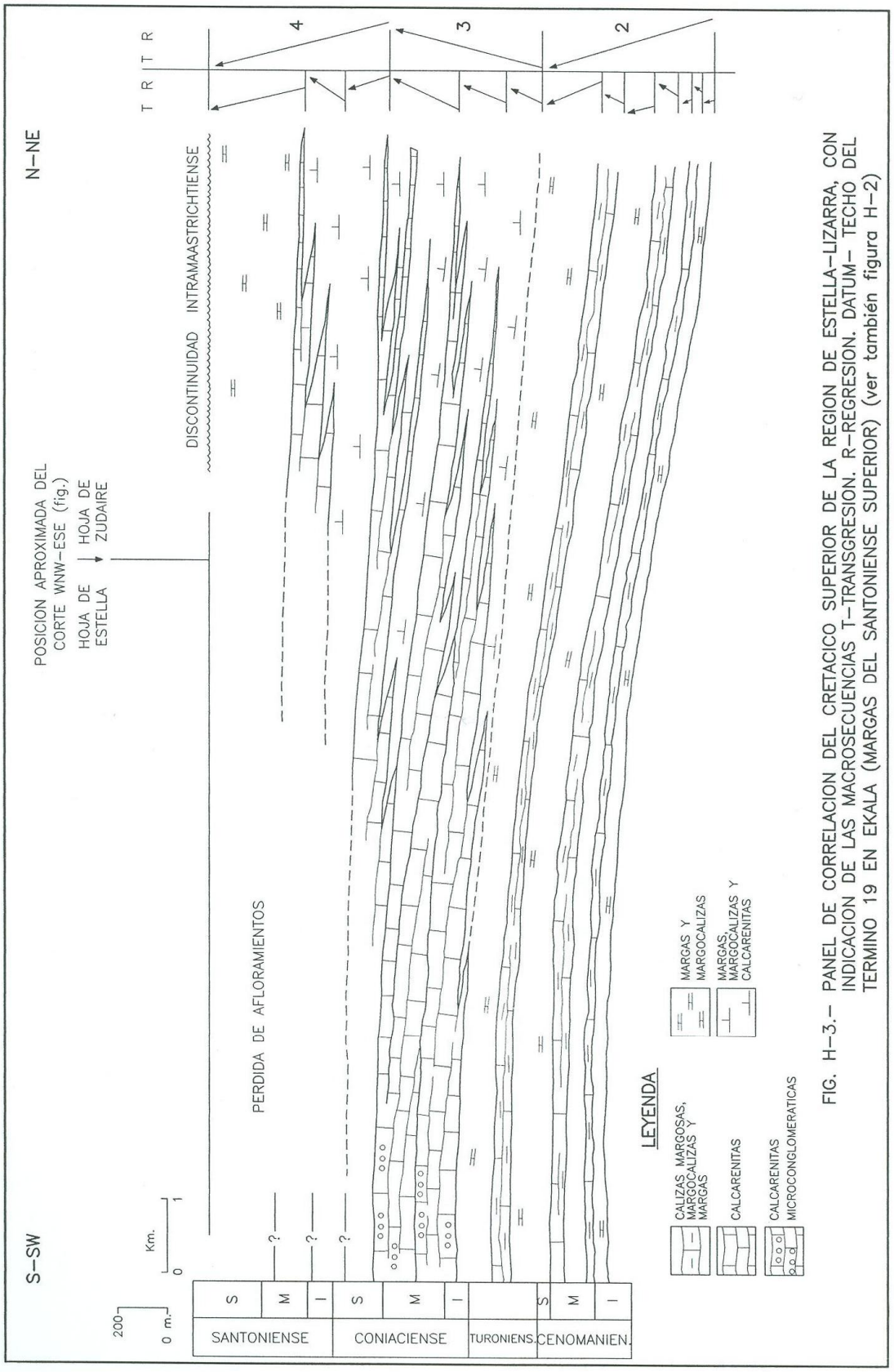

FIG. H-3.- PANEL DE CORRELACION DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA REGION DE ESTELLA-LIZARRA, CON INDICACION DE LAS MACROSECUENCIAS T-TRANSGRESION. R-REGRESION. DATUM- TECHO DEL TERMINO 19 EN EKALA (MARGAS DEL SANTONIENSE SUPERIOR) (ver también figura H-2)

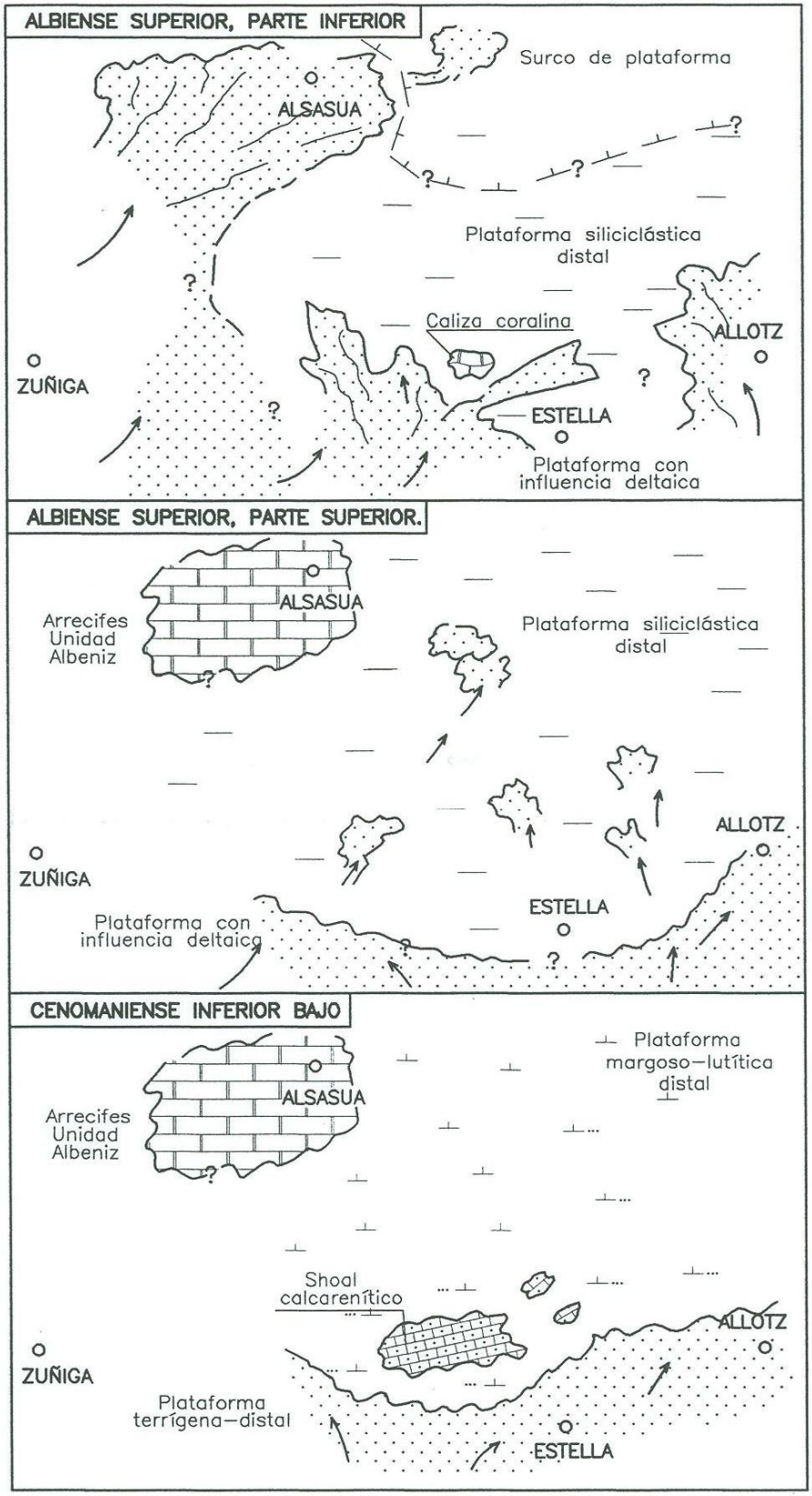

FIG. H-4. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR.

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.

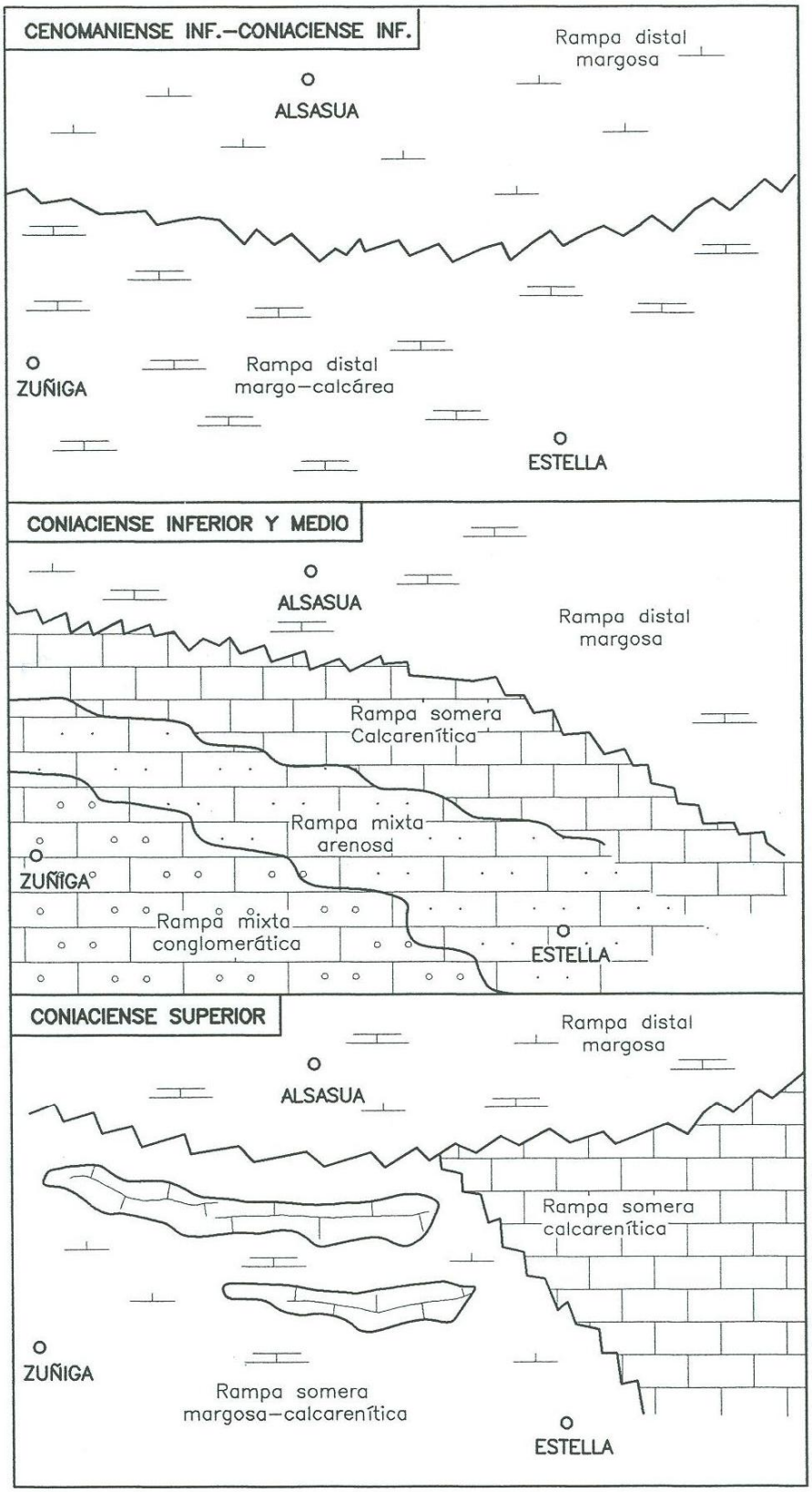

FIG. H–5. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CENOMANIENSE INFERIOR AL CONIACIENSE SUPERIOR.

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.

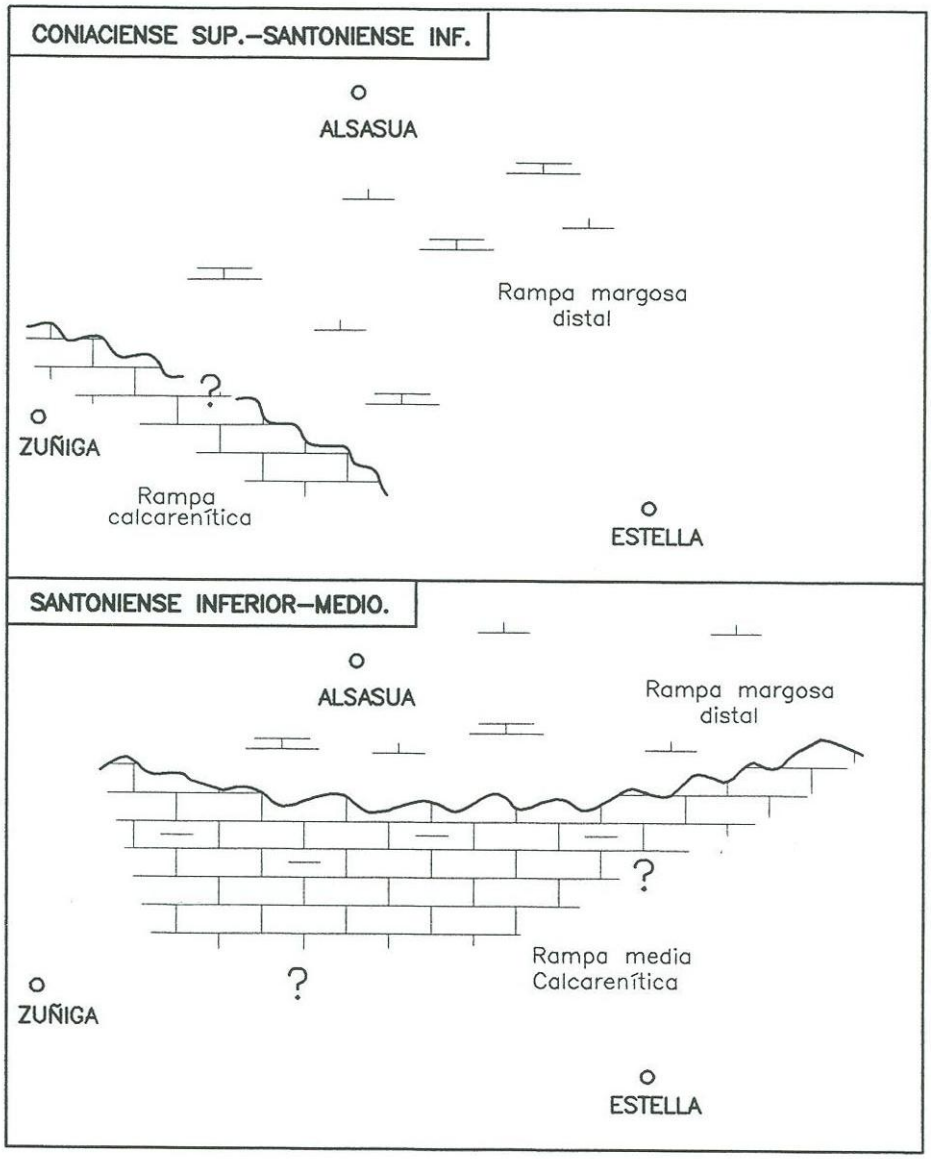

FIG. H–6. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CONIACIENSE SUPERIOR AL SANTONIENSE MEDIO.

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.

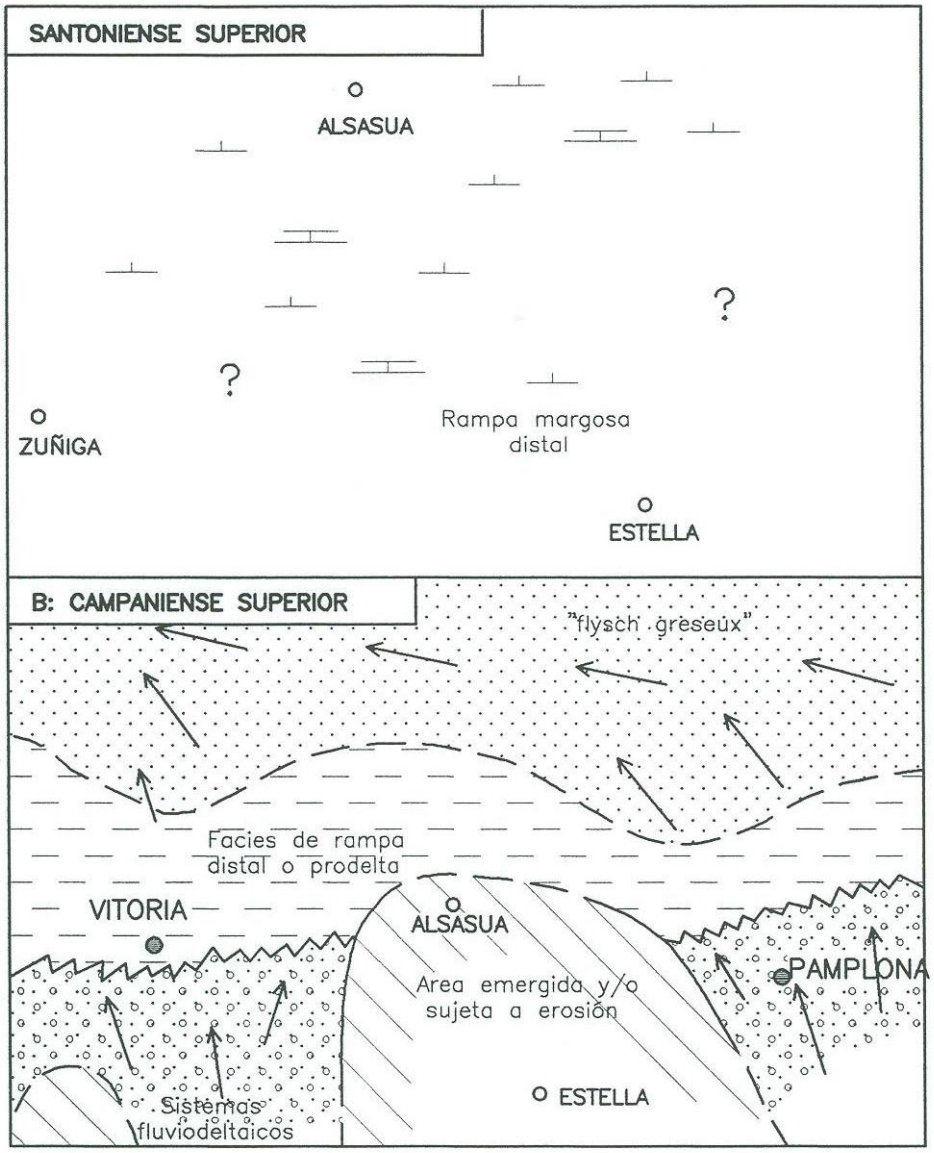

FIG. H–7. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL SANTONIENSE SUPERIOR AL CAMPANIENSE SUPERIOR.

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).

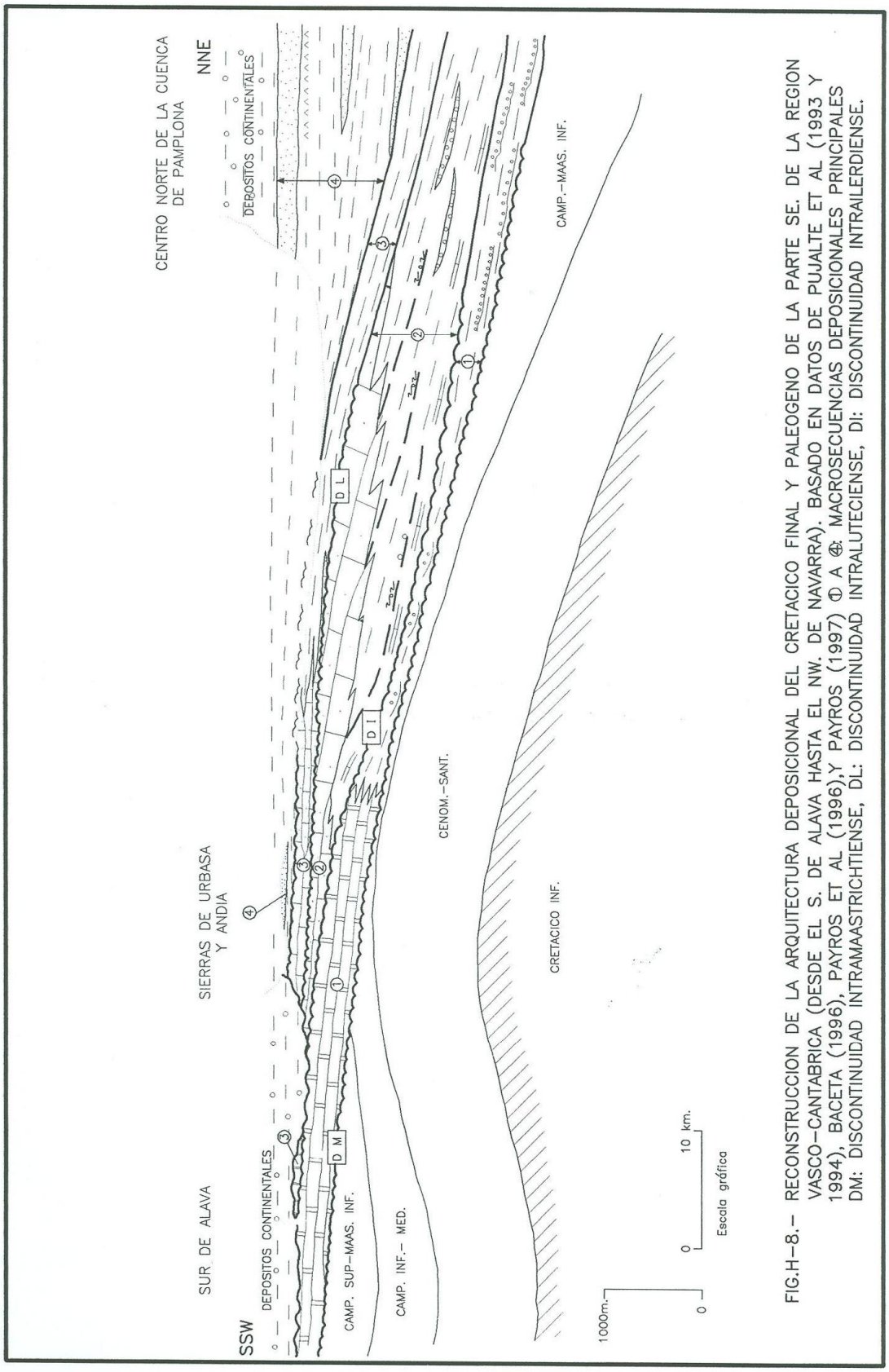

FIG.H-8.- RECONSTRUCCION DE LA ARQUITECTURA DEPOSICIONAL DEL CRETACICO FINAL Y PALEOGENO DE LA PARTE SE. DE LA REGION VASCO-CANTABRICA (DESDE EL S. DE ALAVA HASTA EL NW. DE NAVARRA). BASADO EN DATOS DE PUJALTE ET AL (1993 Y 1994), BACETA (1996), PAYROS ET AL (1996),Y PAYROS (1997) ① A ④: MACROSECUENCIAS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

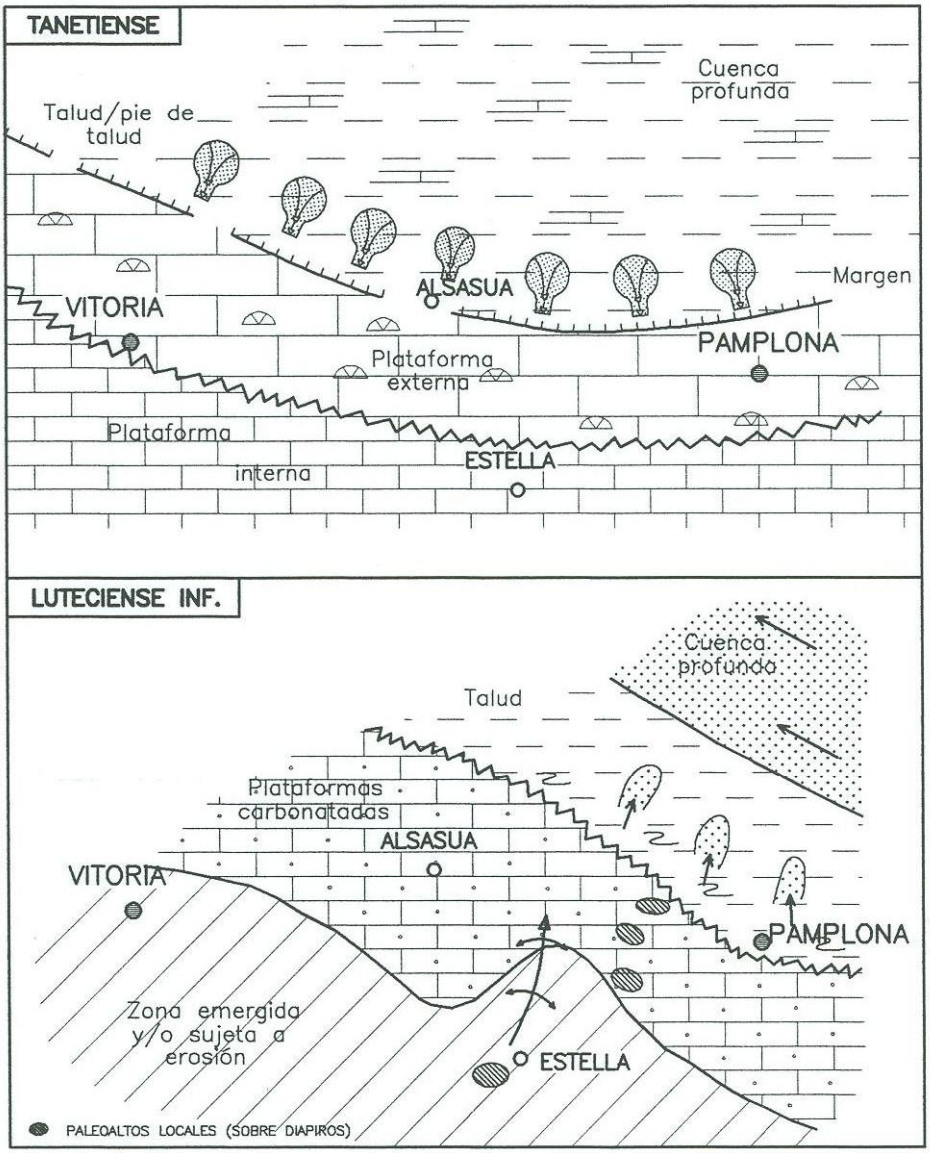

FIG. H–9. DISPOSITIVOS PALEOGEOGRAFICOS GENERALES DURANTE EL TANETIENSE (Macrosecuencia Paleocena) Y LUTECIENSE INF. (Macrosecuencia Eoceno–1). EXPLICACION EN EL TEXTO.

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.

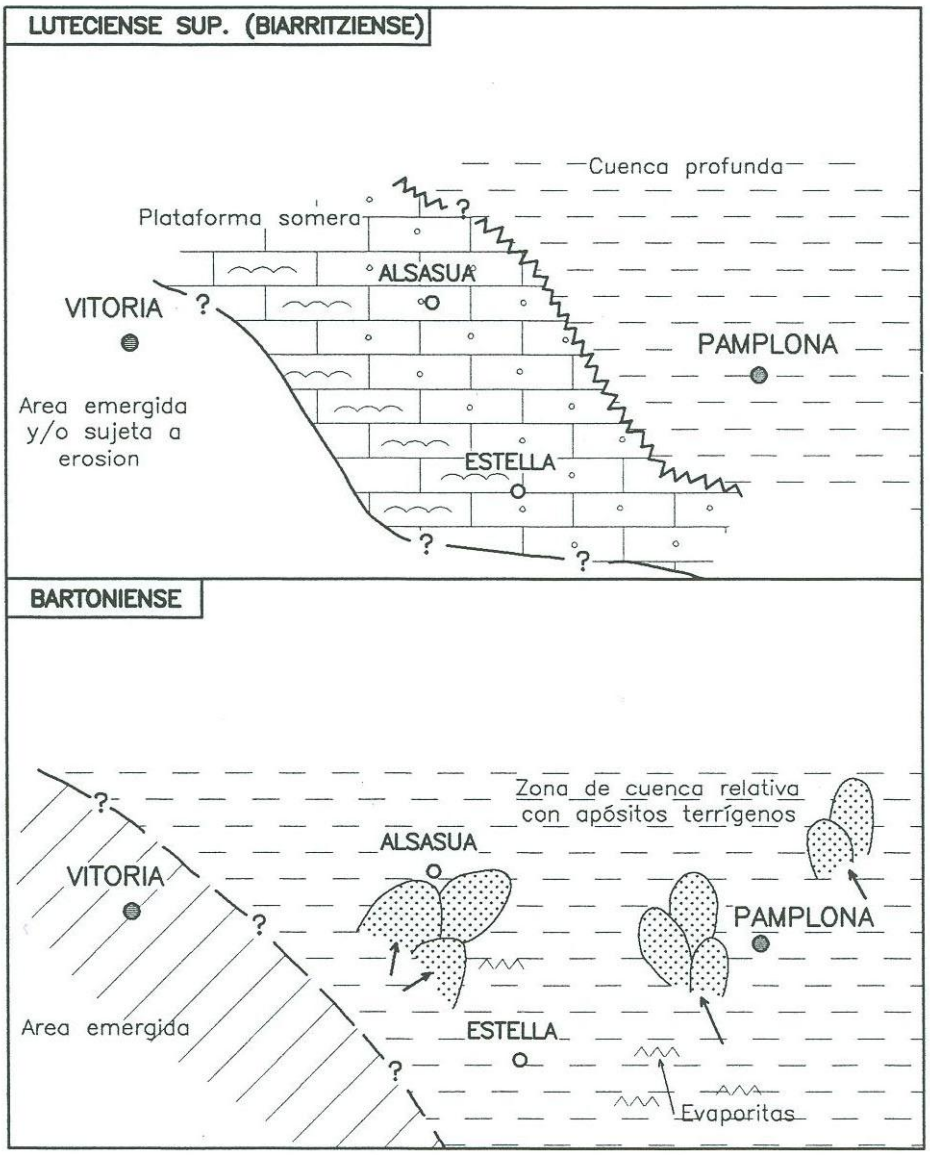

FIG. H–10. DISPOSITIVOS PALEOGEOGRAFICOS GENERALES DURANTE EL LUTECIENSE SUP.(Macrosecuencia Eoceno–2) Y BARTONIENSE (Macrosecuencia Eoceno–3). EXPLICACION EN EL TEXTO.

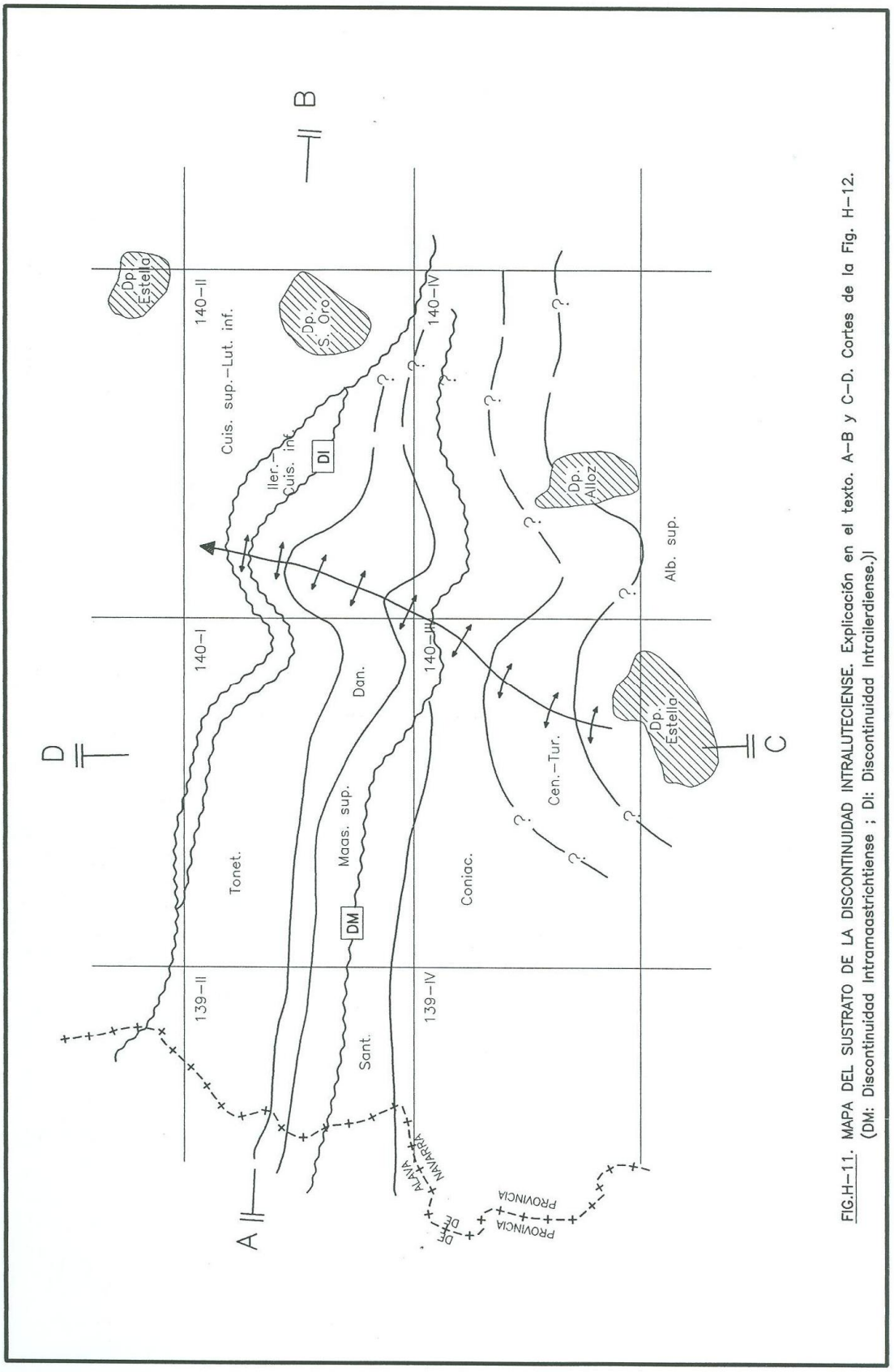

FIG.H-11. MAPA DEL SUSTRATO DE LA DISCONTINUIDAD INTRALUTECIENSE. Explicación en el texto. A-B y C-D. Cortes de la Fig. H-12. (DM: Discontinuidad Intramaastrichtiense ; DI: Discontinuidad Intrailerdiense.)

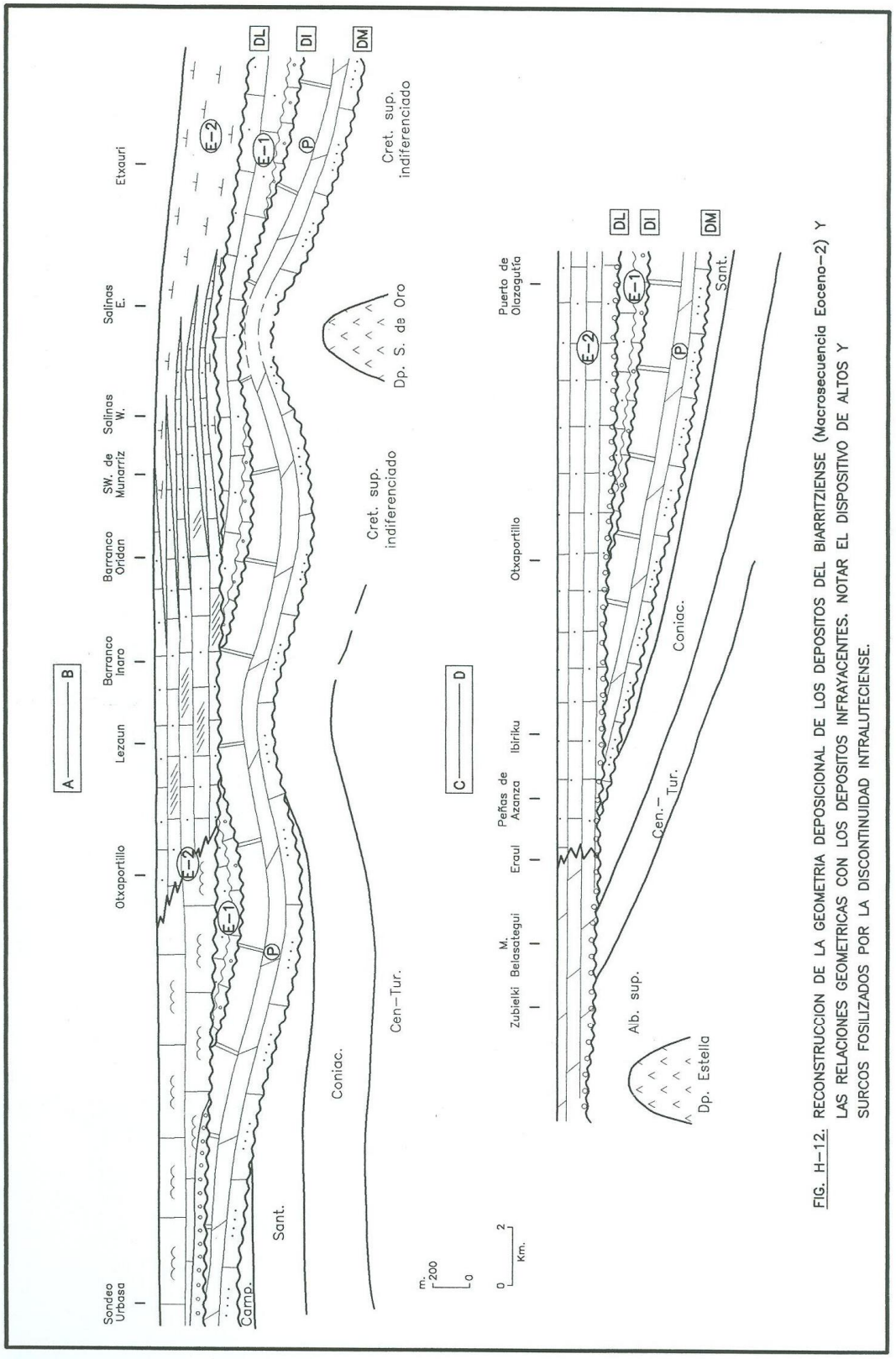

FIG. H–12. RECONSTRUCCION DE LA GEOMETRIA DEPOSICIONAL DE LOS DEPOSITOS DEL BIARRITZIENSE (Macrosecuencia Eoceno–2) Y LAS RELACIONES GEOMETRICAS CON LOS DEPOSITOS INFRAYACENTES. NOTAR EL DISPOSITIVO DE ALTOS Y SURCOS FOSILIZADOS POR LA DISCONTINUIDAD INTRALUTECIENSE.

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 esta hoja no existen explotaciones mineras, ni tampoco se encuentra inventariada ninguna cantera.

6.2. HIDROGEOLOGIA

6.2.1. Introduccion

Las formaciones acuíferas que se encuentran en esta hoja pertenecen a los materiales permeables de las Unidades hidrogeológicas de Urbasa y Lóquiz. Las correspndientes a la unidad de Urbasa ocupan la parte septentrional de la hoja, y las que pertenecen a la de Lóquiz la zona Sur. Ambas unidades están separadas entre sí por las margas impermeables del Cretácico Superior del valle de las Amescoas.

En la Unidad de Urbasa se han identificado dos subunidades, separadas por la falla de Lizarraga. Al Oeste de la misma se localiza la subunidad de Urbasa, y al Este la de Andía. En la primera, se han diferenciado dos acuíferos: el Zadorra-Andoain, y el Urbasa propiamente dicho.

En la presente hoja de Eulate se encuentra parcialmente representado el acuífero de Urbasa, formado por dolomías, calizas y calacarenitas del Paleoceno y Eoceno, que presentan las típicas formas kársticas de disolución; las margas del Cretácico superior constituyen su base impermeable.

La estructura y litoestratigrafía de la Unidad de Lóquiz, condiciona la existencia de subzonas bien diferenciadas, que permiten asimilar acuíferos: terminación oriental de la Sierra de Cantabria, Genevilla, Alborón-Ancín, aluvial del Ega e Itxako.

En la hoja de Eulate, en su parte meridional, se localiza la parte noroccidental del acuífero de Itxako, formado por calacarenitas y calizas.

6.2.2. Climatologia

A partir de la red de control perteneciente al Instituto Nacional de Meteorología en la zona de estudio, y cuya estación de Larraona se encuentra situada practicamente en el centro de la misma, la precipitación media anual en el periodo 1940-1986, es del orden de 1300 mm. En general existe un periodo húmedo, que se inicia en Octubre y se prolonga hasta Mayo, y uno seco que se extiende de Junio a Octubre.

La temperatura media anual es del orden de los 12□. siendo el mes de Enero el más frío, con una temperatura media de 4□, y los más calurosos Julio y Agosto, con medias próximas a los 20□.

La evapotranspiración calculada, según el método de Thornthwaite, da valores del orden de los 700 mm anuales.

En la zona de estudio, según la clasificación de Papadakis, el clima es de tipo mediterraneo húmedo, y en cuanto al régimen térmico, se engloba en el tipo templado cálido.

6.2.3. Hidrologia

Toda la zona incluida en la hoja de Eulate corresponde a la cuenca del Ebro, estando surcada por la corriente del río Biarra, afluente del Urederra que, a su vez, vierte aguas en el río Ega.

Su cauce aparece muy encajado, y su caudal tiene un régimen con un condicionante fuertemente estacional, de acuerdo con la pluviometría de la zona, y con zonas de descarga y recarga del acuífero de Itxako, al que atraviesa. Presenta un caudal nulo en época de estiaje, no disponiendo de ningún punto de control de aforo en todo su recorrido.

6.2.4. Caracteristicas hidrogeologicas

Los acuíferos definidos en la zona corresponden a las formaciones calcáreas asociadas a los acuíferos de Urbasa e Itxako, englobados en las Unidades

hidrogeológicas de Urbasa y Lóquiz respectivamente. El resto de los materiales presentes en el ámbito de la hoja, lo constituyen las margas impermeables cretácicas.

- Acuífero de Urbasa

Está constituido por dolomías, calizas y calcarenitas del Paleoceno y Eoceno que forman un acuífero libre.

Los valores de transmisividad oscilan entre los 5 y 10 m3/ día. El sentido del flujo subterráneo tiene dos componentes, una vertical de recarga, y otra horizontal de descarga. El gradiente, en estiaje, oscila entre 0,8 % y 1,8 %.

La recarga se realiza por infiltración de las precipitaciones, y la descarga se produce, principalmente, mediante el manantial del río Urederra, en la vecina hoja de Zudaire, con un caudal muy irregular, pudiendo suministrar, en época de lluvias, caudales supriores a los 50 m3/sg, mientras que en estiale desciende hasta 0,25 m3/sg, con un caudal medio en torno a 4,5 m3/sg.

En la zona de este acuífero comprendida en la hoja de Eulate, no existe ningún punto de control de evolución piezométrica.

Según datos obtenidos en el Estudio Hidrogeológico de la Comunidad de Navarra, la superficie total de recarga del acuífero de Urbasa, es de unos 175 Km2, con unos recursos de 142 Hm3/año, y unas reservas de 70 m3/año. La capacidad útil se estima que puede quedar reducida a 20 Hm3/año. Un balance aislado para la parte del acuífero incluida en la hoja resulta de muy dificil cuantificación.

- Acuífero de Itxako

Los materiales son calcarenitas y margocalizas. Estos materiales constituyen un acuífero libre, permeable por fisuración.

La transmisividad se evaluó, inicialmente, entre 150 y 1200 m2/día, aunque en la interpretación de los ensayos de bombeo realizados en los sondeos situados en el entorno de la confluencia de los ríos Biarra y Urederra, en Baríndano, se han obtenido valores muy superiores, hasta de 8000 m2/dia. Estos ensayos de bombeo se

realizaron en puntos ubicados en la hoja 1:25000 de Zudaire, no existiendo datos específicos correspondientes a la hoja de Eulate.

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

La descarga se realiza principalmente por el manantial de Itxako, con un caudal medio de 1,5 m3/sg, situado en la hoja 1:25000 de Zudaire. Además existen varios manantiales, de pequeño caudal, en la confluencia de los ríos Biarra y Urederra, y un flujo subterráneo entre este punto y el manantial de Itxako.

El acuífero de Itxako tiene, en su totalidad, un área de recarga de 51 Km2, con unos recursos de 48 Hm3/año (32 de ellos de infiltración, y 16 de recarga del río), y unas reservas de 6O Hm3/año. La capacidad de embalse útil se estima que pueda quedar reducida a 30 Hm3/año.

Un balance de la parte que ocupa la hoja es materialmente difícil, ya que dentro del ámbito de la misma no existe ningún punto inventariado relacionado con el acuífero.

6.2.5. Hidrogeoquimica

La facies hidrogeoquímica dominante es la bicarbonatada calcica.

Las aguas del acuífero de Urbasa son de dureza media, mineralización ligera y bicarbonatadas cálcicas. Son poco variables con el tiempo, y aptas tanto para la agricultura como para el consumo humano.

En el acuífero de Itxako, las aguas son de dureza media a dura, y mineralización ligera a notable. Son bicarbonatadas cálcicas y poco variables en el tiempo, siendo aptas tanto para consumo humano como agrícola.

6.3. GEOTECNIA

6.3.1.1. Introducción

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,

6.3.1.2. Zonación geotécnica

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.

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

6.3.1.3. Descripción de las unidades

Zona Ia.

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

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 geolóigico 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, n 14/15, p. 137-153.

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

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.