



EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



**88-III
MONDRAGON**

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

88-III MONDRAGON

E: 1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

Impreso en: **Gráficas Indauchu, S.A.**

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Tel.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-1161-92

I.S.B.N.: 84-88302-42-8

La presente hoja del MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO, a escala 1:25.000, ha sido realizada por el siguiente equipo de trabajo:

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

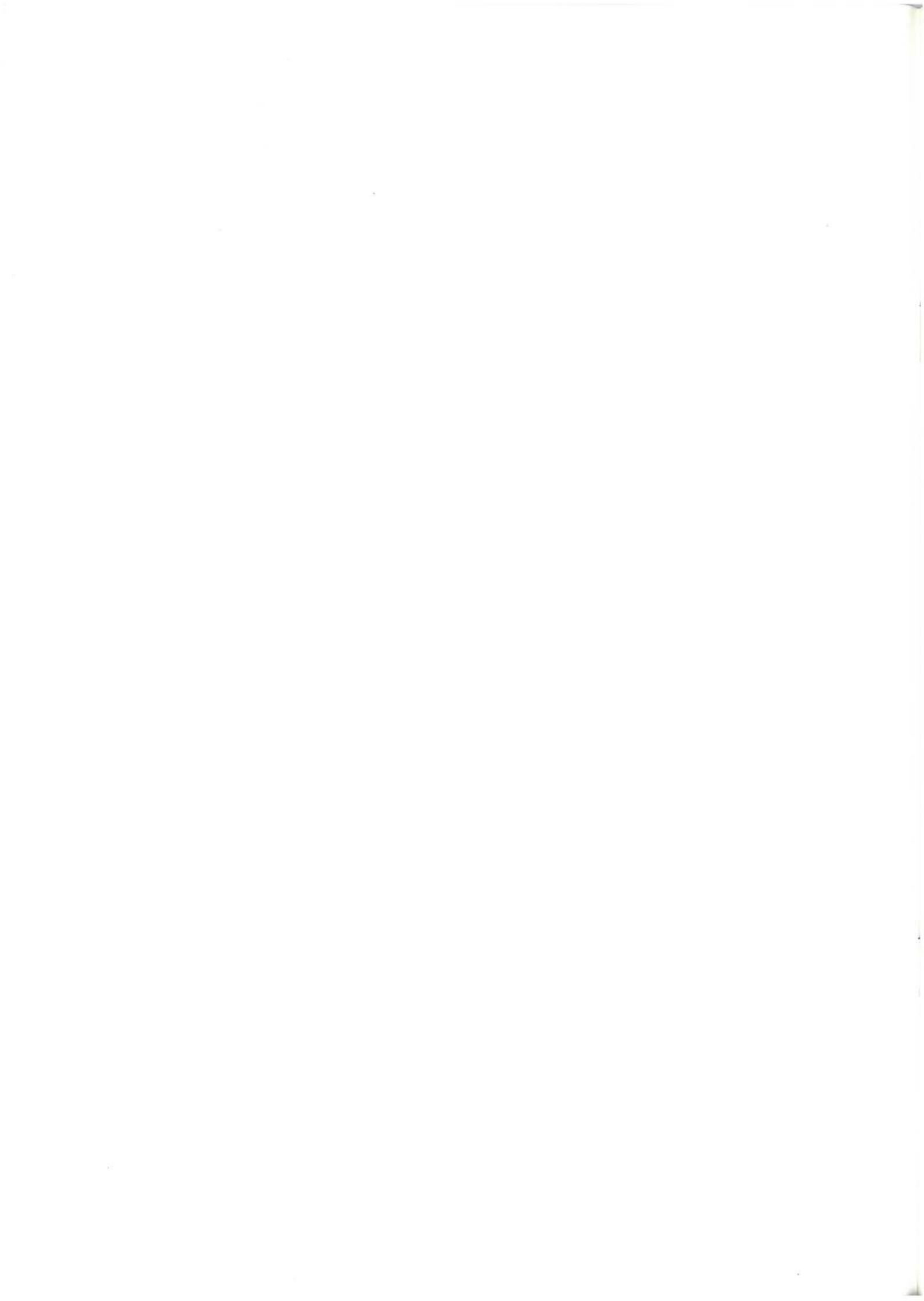
A. Garrote Ruiz
J. García Portero
L. Muñoz Jiménez

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

J. Fernández Carrasco
A. Cerezo Arasti
F. Tijero Sanz
M. Zapata Sola

Han participado como colaboradores: J. García Mondejar y V. Pujalte (Universidad del País Vasco), que han asesorado en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos fueron realizados en el año 1987.



INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION.....	9
2. ESTRATIGRAFIA.....	11
2.1. TRIAS KEUPER.....	11
2.2. UNIDAD DE YURRE.....	11
2.2.1. Barremiense (F. Weald).....	11
2.2.2. Aptiense-Albiense (Urgoniano).....	14
2.2.2.1. <i>Facies de implantación</i>	14
2.2.2.2. <i>Facies calcáreas de Kurutzeberri</i>	14
2.2.2.3. <i>Calcarenitas ligeramente arenosas con intercalaciones de margas</i>	15
2.2.2.4. <i>Margas de Araoz</i>	16
2.3. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE AMBOTO.....	16
2.4. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE UDALA.....	16
2.4.1. Barremiense (F. Weald).....	16
2.4.2. Aptiense-Albiense (Urgoniano).....	16
2.5. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO.....	18
2.5.1. Albiense inferior (Urgoniano).....	18
2.5.2. Albiense superior-Cenomaniense inferior (Complejo Supraurgoniano).....	19
2.6. CUATERNARIO.....	20
3. SEDIMENTOLOGIA.....	21
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	31
4.1. ANTICLINAL DE SAN PRUDENCIO.....	33
4.2. SINCLINAL DE OÑATI.....	33
4.3. FALLA DE BILBAO.....	34
4.4. FALLA DE BEXOAZKETA.....	34
4.5. FALLA INVERSA DE UDALA.....	34
5. PETROLOGIA.....	35
BIBLIOGRAFIA.....	37

1. INTRODUCCION

La hoja de Mondragón a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 88 "Bergara" del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Todo el área de la hoja pertenece al territorio histórico de Gipuzkoa. Los principales núcleos de población son Mondragón, Oñati y Aretxabaleta. Las cotas topográficas más elevadas corresponden al monte Kurutzeberri (1117 metros), sierra de Aloña, Cruz de Gorostiaga (949 metros) y Orkatzategi (874 metros).

Los principales cauces fluviales que constituyen la red hidrográfica de esta zona son:

el río Deba que atraviesa las poblaciones de Aretxabaleta y Mondragón, y el río Aranzazu que confluye con el Deba en San Prudencio.

Las redes viarias más importantes son: C-6213, L-130 y L-131.

Geológicamente, la hoja de Mondragón se sitúa dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica, en el flanco norte del Anticlinorio Vizcaíno. Los materiales aflorantes son de edad Triásico, Cretácico y Cuaternario.

2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos se han diferenciado dentro de la hoja dos unidades:

- Unidad de Yurre
- Unidad de Oiz

Las características estructurales de la primera unidad, han hecho que se considere conveniente diferenciar los sectores de Udala y Amboto.

Esta separación en unidades (figura 2.1) permite una mayor diferenciación de términos litológicos, que da lugar a una cartografía geológica más detallada; asimismo, evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un funcionamiento individual y diferente durante la sedimentación.

Las arcillas y yesos del Trías Keuper (1) no se incluyen en ninguna unidad, ya que se consideran como masas inyectadas a favor de fracturas.

2.1. TRIAS KEUPER (1)

Se trata de una masa de arcillas rojas yesíferas que afloran a favor de un accidente tectónico de gran importancia (falla de Aitzgorri).

En realidad se trata de una estrecha franja de dirección N 110° E situada en la cabecera del arroyo Ubao, al Sureste de Oñati.

Estos materiales presentan un recubrimiento total, y como único punto de observación existe una antigua explotación de yesos. En la escombrera de dicha explotación pueden verse masas de yeso, de color blanco y estructura sacaroidea, mezcladas con arcillas rojas y grises.

Igualmente aparecen masas de calizas urgonianas, de grandes dimensiones, "pellizcadas" en la fractura.

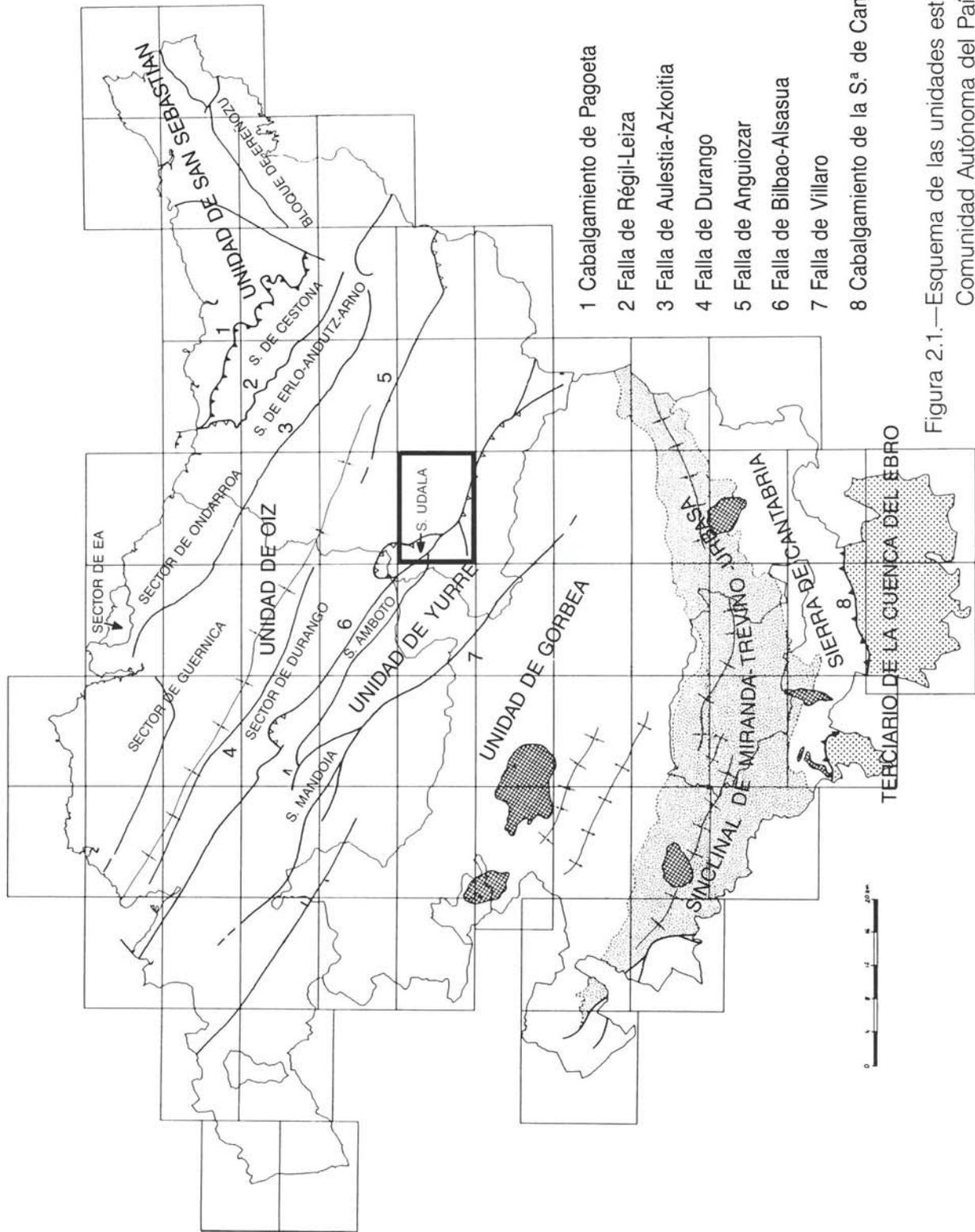
2.2. UNIDAD DE YURRE

2.2.1. Barremiense (F. Weald) (2 a 5)

Las facies Weald afloran en los alrededores de Aretxabaleta, así como en un estrecho corredor de origen tectónico situado al Norte de la sierra de Aloña.

Se han diferenciado dos tramos dentro de estas facies: uno inferior formado básicamente por los mismos materiales que afloran en el núcleo del anticlinal de Aramaiona (en la vecina hoja de Otxandio) y otro superior de naturaleza igualmente detrítica pero más grosera.

En conjunto, el tramo inferior (2) está dominado por pizarras negras donde se intercalan con mayor o menor frecuencia bancos de areniscas y calizas, ambas en bancos centídecimétricos, aunque ocasionalmente pueden superar el metro de espesor.



- 1 Cabalgamiento de Pagoeta
- 2 Falla de Régil-Leiza
- 3 Falla de Aulestia-Azkoitia
- 4 Falla de Durango
- 5 Falla de Anguiozar
- 6 Falla de Bilbao-Alsasua
- 7 Falla de Villaro
- 8 Cabalgamiento de la S.^a de Cantabria.

Figura 2.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

Las pizarras negras se presentan en estratos plano-parallelas con frecuentes intercalaciones de lechos piritosos, a veces con laminaciones cruzadas.

Las calizas intercaladas entre las pizarras pueden presentarse, bien como bancos decimétricos sin estructura interna, bien como bancos centi-decimétricos finamente bandeados de probable origen estromatolítico y, más frecuentemente, en bandeados mili-centimétricos de calizas y lutitas calcáreas. Ocasionalmente, pueden verse niveles de calizas brechoides cuyos fragmentos se forman por desecación, cuarteamiento y posterior removilización de niveles calcáreos, en condiciones subaéreas. Tampoco es raro encontrar estructuras de tipo "chickenwire" acompañadas de pequeñas geodas y cristales de yeso (observables en lámina delgada). En todos los casos las calizas son negras y féridas. En cuanto al ambiente sedimentario las características mencionadas apuntan a medios inter-supramareales.

Cuando las calizas son dominantes o muy abundantes se han diferenciado cartográficamente **(3)** por medio de una trama.

Las areniscas son moscovíticas de grano fino a muy fino y color gris oscuro a negro. Se presentan generalmente en estratos de techo y muro plano, aunque también pueden verse niveles con morfología de dunas conservadas a techo. Al igual que las calizas, cuando las areniscas son dominantes se las ha diferenciado por medio de un punteado **(4)**.

En algunas ocasiones aparecen niveles ferruginosos de aspecto rubefactado que van acompañados de arcillas blancas de alteración.

El tramo superior **(5)** se sitúa en contacto supuestamente normal sobre el tramo anterior. Es una secuencia terrígena de unos 300 metros de potencia formada principalmente por limolitas con intercalaciones de areniscas en bancos centi-decimétricos. Las limolitas son algo

arenosas, moscovíticas, de color gris oscuro en corte fresco y gris terroso a amarillento en superficies alteradas. Las areniscas, por su parte, son moscovíticas, de color blanco-amarillento, tamaño de grano muy fino a fino y estratificación generalmente plano-parallelas. Hacia techo pasa gradualmente a la facies de implantación urgoniana que se diferencia por la aparición ocasional de niveles calizos.

Petrográficamente los bancos calizos del tramo inferior **(3)**, son micritas con matriz arcillosa, a veces fuertemente recrystalizadas (mosaicos de calcita) con laminaciones parallelas y onduladas. En algunos puntos (carretera de Aretxabaleta al barrio de Mendiola) son frecuentes las muestras de calizas dolomíticas y dolomías con pequeñas geodas de yeso y cristales idiomorfos de yeso y cuarzo. Asimismo son abundantes los niveles de piritas formados por cristales idiomorfos de pequeño tamaño. Las areniscas por su parte son areniscas arcósicas a grauvacas.

No es posible calcular la potencia total de la facies Weald, ya que no aflora el muro de la misma y la intensa deformación no permite restituir con suficiente fiabilidad la columna estratigráfica. Sin embargo la información procedente del sondeo ARAMAIONA N.º 1 realizado por ENPESA en 1962, muestra que se llegaron a cortar más de 3000 metros de esta facies, por lo que es posible que a pesar del plegamiento y posible repetición de términos de la serie, la potencia real sea superior a 2000 metros.

En cuanto al contenido micropaleontológico, es muy escaso, habiéndose encontrado: *Cyrena angulata* ROEMER; *Cyrena sublaevis* ROEMER; *Cyrena cf. purbeckiensis* STRUCK; *Cyrena nuculaeformis* DUNKER; *Cyrena latoovata* DUNKER; *Cyrena sp.*; *Darwinula cf. leguminella* (FORBES); *Trochammina sp.*, *Ammobaculites sp.*; *Cypridea sp.*, moldes de ostrácodos indeterminados y coprolitos. La edad de estas facies es Hauteriviense-Barremiense.

2.2.2. **Aptiense-Albiense (Urgoniano)** (6 al 16)

2.2.2.1. *Facies de implantación (6 y 7)*

Por encima de los materiales de facies Weald del valle de Escoriatza y en contacto supuestamente gradual, se dispone una serie predominantemente terrígena denominada "facies de implantación" ya que hacia techo pasa a las calizas urgonianas de Kurutzeberri.

Es un conjunto predominantemente limolítico **(6)**, a veces con intercalaciones de niveles nodulosos ricos en óxidos de hierro, donde ocasionalmente se intercalan bancos de calizas arenosas **(7)** (a veces con estratificación cruzada), margas, etc. A techo comienzan a intercarse bancos decimétricos de calizas muy arenosas con ostreidos, de aspecto rubefactado que van dando paso a las calizas del Kurutzeberri en contacto normal.

A pesar de que por encima de estas facies de implantación se instaura un régimen sedimentario con dominio claramente carbonatado, como puede verse en la cartografía, siguen siendo relativamente frecuentes las intercalaciones de terrígenos **(6)**, que dan lugar a un típico bandeado en toda la ladera del monte Kurutzeberri. En este caso los niveles terrígenos van acompañados por intercalaciones de calizas arenosas, margas, areniscas calcáreas, etc.

Los estudios micropaleontológicos revelan la presencia de foraminíferos arenáceos (*Haplophragmoides sp.*), ostrácodos (*Neocytheridea bononiensis* JONES) junto a gasterópodos y lamelibranquios.

2.2.2.2. *Facies calcáreas del Kurutzeberri* (8 al 14)

Todo este conjunto de materiales calcáreos forma parte del "Urgoniano" que da lugar a los relieves del Kurutzeberri y Sierra de Aloña.

Constituyen un dispositivo sedimentario donde la interacción de materiales calcáreos y terrígenos origina la aparición de las distintas variedades litológicas, que en consecuencia se encuentran íntimamente relacionadas, pasándose de unas a otras con relativa facilidad. Esto hace que frecuentemente las diferenciaciones cartográficas no obedezcan estrictamente a la litología descrita en la leyenda, sino que más bien representan la "litología dominante".

Las calizas con rudistas y corales **(8 a 10)** agrupan en realidad un complejo número de facies calizas, donde pueden observarse desde calizas micríticas a veces monticulares con sus correspondientes facies de flanco, hasta calizas bioclásticas y brechoides, pasando por todos los términos intermedios. En general, se encuentran bastante bien estratificadas **(8 y 10)**, sobre todo en las laderas del monte Kurutzeberri, aunque también son frecuentes las calizas masivas **(9)**, como es el caso de gran parte de la masa caliza de Orkatategi. Esta misma masa es predominantemente bioclástica a techo; presentando, en el corte de la carretera de Araoz, un claro cambio de facies hacia el Sur, donde pasa a términos más margosos.

El color de las calizas es blanco en superficie de alteración y varía de gris claro - crema a gris oscuro, a veces casi negro, en corte fresco. La presencia de rudistas y corales es bastante frecuente, si bien no parecen tan abundantes como en otras masas calizas urgonianas de la región. En algunos casos pueden observarse corales algo silicificados. Por el contrario la presencia de orbitolinas sí es muy frecuente, sobre todo en las facies bien estratificadas del Kurutzeberri. En muchos casos son tan abundantes que se han diferenciado en cartografía (términos **11 y 14**). En estos casos tampoco resulta difícil ver niveles ricos en ostreidos.

Cuando las diferentes facies de calizas se mezclan con aportes terrígenos, se forma una gran variedad de litologías carbonatado-

terrígenas. De esta manera aparecen calizas arenosas (7); margocalizas y calizas (12), a veces mal estratificadas o incluso masivas y otras veces alternantes; calizas y margocalizas nodulosas (13) generalmente de colores más oscuros que las anteriores, estratificadas en bancos centi-decimétricos. Esto condiciona asimismo rápidos cambios de facies que en ocasiones son muy bruscos. También aparecen niveles brechoides con fragmentos calizos de tamaño variado (centimétrico a decimétrico) dentro de la matriz margosa o margocaliza.

Desde el punto de vista petrográfico, el muestreo efectuado en la subida al monte Kurutzeberri evidencia que las calizas son esencialmente biomicritas. Los bioclastos, cuyo porcentaje varía entre el 30% y el 70%, son de dos tipos: esparíticos y micríticos. Los esparíticos están formados mayoritariamente por fragmentos de moluscos y equinodermos, y más raramente aparecen también briozoos, espículas y ostrácodos. Los bioclastos micríticos o micrítico-esparíticos suelen ser orbitolinas, otros foraminíferos, coralaris, etc. En ambos casos son frecuentes las muestras con fragmentos tamaño rudita. También pueden aparecer además de bioclastos, algunos intraclastos (gravel-micríticos algáceos, moluscos y equinodermos) y "pellets". Por otro lado la presencia de cuarzo puede llegar a ser del 30% en las variedades arenosas.

Las intercalaciones de areniscas son silíceas o silíceo-ferruginosas con matriz en torno al 10 - 15%.

Los estudios micropaleontológicos realizados en la columna del Kurutzeberri establecen las siguientes asociaciones:

—La parte inferior corresponde al Aptiense inferior (Bedouliense) y contiene *Palorbitolina lenticularis* (BLUEM.), *Praeorbitolina wienandsi* SCHR., *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Pseudocyclammina hedbergi*

MAYNC, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Valvulamina sp.* y *Bacinella irregularis* (RADOICIC).

—El tramo medio se asigna al Aptiense medio o Gargasiense inferior y contiene *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* DOUGL., *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC, *Conorotalites cf. aptiensis* BETT. y *Haplophragmoides concavus* (CHAPM.).

Las muestras con *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER) son de edad Aptiense superior (Gargasiense).

El Albiense comienza con el tramo de margas con intercalaciones de calizas arrecifales (biolitas de coralaris) y se continúa con un importante tramo de calizas biostrómicadas y calizas arcillosas que alternan con calizas brechoides en la parte superior. Son de edad Albiense inferior y contienen *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER), *Orbitolina (Mesorbitolina) subconca* DE VIMP., *Eoguttulina cf. anglica* CUSHM. y OZAWA y *Lithophyllum sp.*

Su edad incluye desde el Aptiense al Albiense inferior.

2.2.2.3. *Calcarenitas ligeramente arenosas con intercalaciones de margas* (15)

Este término calcarenítico-margoso constituye un cambio lateral de facies de las calizas con rudistas y corales de los macizos de Zaraya y Aitzgorri. Algunas veces aparecen como calcarenitas de grano muy fino a fino, de color gris claro en superficie y gris oscuro casi negro en corte fresco, estratificadas, en bancos de entre 10 centímetros y 0,5 metros (a veces pueden llegar a 2 ó 3 metros) sin intercalaciones de margas. Otras veces estas mismas calcarenitas aparecen con intercalaciones de margas de potencia variable entre banco y banco (alternancias). En ambos casos son algo arenosas, cristalinas y ligeramente féridas. También pueden presentar nódulos de pirita.

La característica más peculiar de estos niveles es un tipo de solución cárstica subparalela a la "S₀" que le confiere a la estratificación un aspecto bandeado irregular.

En algunos casos, como sucede en la base de las calizas de Orkatzategi, las margas y margocalizas son dominantes llegando a ser escasos los bancos calcareníticos.

2.2.2.4. Margas de Araoz (16)

Las margas de Araoz se sitúan a techo de los materiales anteriormente descritos y en cambio lateral de facies de los mismos. El conjunto está formado predominantemente por margas negras laminadas donde se intercalan con mayor o menor frecuencia bancos centi-decimétricos de margocalizas igualmente oscuras y más raramente calcarenitas (sobre todo a muro). En otras ocasiones dominan las alternancias de margas y margocalizas en bancos de entre 0,5 y 1 metro. Más raramente son margas negras con nódulos calcáreo-ferruginosos (sideríticos). En afloramientos muy meteorizados el color es amarillo terroso.

Aunque dentro de esta hoja prácticamente no se han observado niveles brechoides, en otros afloramientos situados más al Sur son muy abundantes, llegándose incluso a ver zonas totalmente brechoides con megabrechas y olistolitos cartografiables (brechas calizas), que confieren a esta formación un carácter especial, del que se hará mención en el capítulo de sedimentología.

En muestras levigadas se ha determinado *Tritaxia pyramidata* REUSS, *Marssonella oxycona* REUSS, *Ammobaculites subcretacea* CUSHMAN, y ALEXANDER, *Haplophragmoides concavus* (CHAPMAN), *Haplophragmoides platus* LOEBLICH, *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN), *Eoguttulina anglica* CUSHMAN y OZAWA, *Epistomina spinulifera* (REUSS), *Patellina subcretacea* CUSHMAN y ALEXANDER, *Gyroidinoides loetterlei* (TAPPAN) y *Favusella washitensis* (CARSEY).

Asociación que indica una edad Albiense inferior alto a Albiense medio alto o superior.

2.3. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE AMBOTO.

En la parte occidental de la hoja se ha diferenciado para la unidad de Yurre, el sector de Amboto, individualizado del sector de Udala y la unidad de Yurre propiamente dicha por sendas fallas de desgarre que convergen en este cuadrante (ver figura 2.1.).

Dentro de este sector únicamente se ha diferenciado un término, constituido por una facies terrígena, equivalente lateral de las calizas de Amboto. Este término ha sido definido como limolitas con pasadas de areniscas (17), aunque no tiene un aspecto igual en todos los afloramientos.

Las lutitas suelen ser negras y pizarrosas o bien aparecen como limolitas pardo-amarillentas masivas en superficie alterada. Por su parte las areniscas de grano fino-medio, se presentan en bancos de hasta un metro de potencia con laminaciones cruzadas, intercalados en la serie lutítica; o bien aparecen como areniscas y lutitas alternantes.

La edad de esta facies es Albiense. La potencia no se puede observar ya que el término se encuentra limitado por desgarres; no obstante en el cuadrante adyacente de Otxandio se han estimado potencias mínimas de 1000 metros.

2.4. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE UDALA

2.4.1. Barremiense (F. Weald) (18 a 20)

Desde el punto de vista estratigráfico, estas facies no se diferencian de las ya descritas en el apartado 2.2.1. para la unidad de Yurre s.s., por lo que no serán descritas en este apartado.

2.4.2. Aptiense-Albiense (Urgoniano) (21 a 26)

El Urgoniano del sector de Udala está formado por una serie de facies calcáreas y

terrígenas interconectadas espacial y genéticamente. Para facilitar su descripción se las ha agrupado en los siguientes conjuntos: limolitas de Garagarza (21), facies brechoides de Aretxabaleta (22 a 24) y facies calcáreas de Udala-Kurutzetxiki (22, 25 y 26).

Las limolitas de Garagarza (21) ocupan una posición estratigráfica poco concreta dentro del Urganiano del sector de Udala, ya que por una parte se sitúan en un "supuesto" cambio lateral de las facies brechoides de Aretxabaleta (la complejidad tectónica no permite corroborar dicho cambio), en el muro de la serie; mientras que por otro lado son el equivalente lateral de las calizas de Udala, constituyendo el núcleo del "sinclinal de Garagarza". Esta situación parece apuntar la posibilidad de una sedimentación terrígena prácticamente continua en todo el sector coexistiendo con la carbonatada.

En general es una facies muy monótona formada por limolitas moscovíticas mal estratificadas a masivas de color gris oscuro, casi negro, en corte fresco y blanco terroso a ocre en superficies de alteración. Cuando son muy masivas dan lugar a un tipo de alteración muy típico en forma de bolas concéntricas (disyunción en capas de cebolla).

Frecuentemente presentan intercalaciones de niveles nodulosos-ferruginosos que ayudan a ver la "S₀", que en muchos casos está muy mal definida. Tampoco son raros los tramos areniscosos, donde las areniscas aparecen generalmente en bancos centimétricos y más raramente de hasta 0,5 metros; en este último caso se han podido observar ripples a techo de los mismos. Son areniscas moscovíticas de grano fino a muy fino, de color gris muy oscuro.

El techo de este tramo no aflora y en cualquier caso sería muy difícil separarlo del "Complejo Supraurgoniano", situado inmediatamente por encima del primero, debido a la similitud de facies. No obstante la potencia observable es superior a los 700 metros.

Las facies brechoides de Aretxabaleta (22, 23 y 24) constituyen una estrecha franja que va desde Santa Agueda hasta el barrio de Bedoña, definiendo el flanco sur y el cierre de la estructura sinclinal de Garagarza. Se apoyan directamente sobre las facies Purbeck-Weald de Aramaiona por medio de un contacto supuestamente normal que en general está mecanizado. Hacia techo pasa por medio de un contacto normal a las limolitas de Garagarza.

Litológicamente es un conjunto complejo donde lo más característico es la presencia de abundantes niveles de brechas calizas englobadas tanto en materiales margoso-lutíticos (23) como en calizas (24).

En los afloramientos situados al Noreste de Ametza se cortan brechas calcáreas en matriz caliza e incluso megabrechas de más de 1 metro, que pasan hacia techo a margas, margocalizas y niveles brechoides. Son frecuentes los fragmentos de rudistas, corales y conchas de lamelibranquios, etc.

En el corte de la carretera de Aretxabaleta a Mondragón, la base está formada por parabrechas de calizas en matriz de margas negras, mientras que hacia techo la matriz es caliza.

En el monte de Muquieta también pueden verse brechas en matriz margosa, así como margas y margocalizas no brechoides.

La potencia máxima de este tramo en el flanco sur del sinclinal de Garagarza es de unos 75 metros.

Las facies calcáreas de Udala-Kurutzetxiki (22, 25 y 26) son el conjunto más característico del Urganiano, estando formado por facies de calizas más o menos puras, que pasan gradualmente de unas a otras.

Las calizas organógenas masivas del monte Udala son las típicas calizas urgonianas, micríticas, muy recrystalizadas, donde pueden

observarse con frecuencia rudistas, corales y otros restos fósiles. También pueden verse en ocasiones intercalaciones bioclásticas, así como niveles de margocalizas con orbitolinas, ostreidos, lamelibranquios, crinoides, etc, e incluso intercalaciones de materiales terrígenos sobre todo en los términos de tránsito de cambios de facies.

Las calizas organógenas masivas (25) del monte Udala pasan lateralmente hacia el Sureste a calizas, margocalizas y margas. En la carretera de Mondragón al alto del Campanzar se corta un tramo inferior formado por una alternancia de margas y margocalizas bien estratificadas en bancos decimétricos (22) al que se le superpone otro tramo más calcáreo formado por calizas arcillosas oscuras, margocalizas y margas, igualmente en bancos decimétricos a métricos (26). En el monte Kurutzetxiki se repite esta misma situación, pero en este caso el tramo inferior es menos calcáreo (dominantemente margoso), en tanto que el superior pasa hacia techo a calizas más netas (calizas organodetríticas). Ambos tramos están bien estratificados.

Las calizas arcillosas, margocalizas y margas del monte Kurutzetxiki cambian lateralmente hacia el Sureste a lutitas y areniscas a través de términos margosos, en algunos casos brechoideos. Estas brechas están formadas por cantos calizos englobados en una matriz margocaliza.

En la carretera de acceso al barrio de Udala puede verse un afloramiento de brechas con cantos de calizas y calizas a su vez brechoideos dentro de una matriz margosa. Estas brechas están relacionadas con un cambio de facies hacia techo de las calizas organógenas masivas de Udala a términos más terrígenos.

2.5. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO

2.5.1. Albiense inferior (Urgoniano) (27 a 30)

El Urgoniano de esta unidad está formado por un conjunto predominantemente margoso ("margas de San Prudencio").

Estas facies afloran al Noreste de la hoja de Mondragón formando, con una potencia de al menos 500 metros, el núcleo del anticlinal de San Prudencio.

Dentro de esta formación se han diferenciado en cartografía varios términos, que se describen a continuación:

—Margas grises (27). Constituyen la litología dominante en la formación, se trata de una sucesión margosa-calcárea, estratificada en bancos métricos de aspecto masivo y color gris claro en superficie meteorizada y gris oscuro en superficie fresca.

—Calcarenitas. Se encuentran intercaladas entre las margas antes descritas. Son poco abundantes en sentido vertical, encontrándose en niveles de 30 a 50 centímetros de potencia. Ocasionalmente son bioclásticas.

—Brechas de calizas (28). Se presentan como niveles lentejonares de 1 a 5 metros de potencia. Son relativamente abundantes dentro de la formación. La litología es de fragmentos calizos y lutíticos, envueltos por una matriz margosa muy abundante. El tamaño de los clastos varía entre 1 y 10 centímetros. Su redondez es media o baja.

—Areniscas (29). Aparecen en niveles de 10 a 30 centímetros de potencia intercalados por toda la formación. Cartográficamente sólo se ha diferenciado un paquete más potente (de unos 25 a 30 metros), en el área de Insuendi, que está constituido por areniscas con mica incolora, de tamaño de grano fino a medio. El paquete presenta, esporádicamente finas pasadas lutíticas.

—Limolitas (30). Son laminadas, algo arenosas y de colores en general muy oscuros.

La microfauna está constituida por foraminíferos y ostrácodos: *Haplophragmoides concavus* (CHAPMAN), *Trochammina* cf. *obliqua* TAPPAN, *Glomospira gordialis* JONES y

PARKER, *Gyroidinoides loetterlei* (TAPPAN), *Cytherella* aff. *parallela* (REUSS) y *Cytherella* aff. *ovata* (ROEMER).

2.5.2. **Albiense superior- Cenomaniense inferior (Complejo Supraurgoniano)** (31 a 34)

El Supraurgoniano es un conjunto detrítico-areniscoso, donde cartográficamente se han diferenciado zonas con dominio lutítico **(31)**, zonas con dominio areniscoso **(32)** y zonas mixtas donde alternan lutitas y areniscas **(33)**. Además de éstos, se ha diferenciado un cuarto término formado por megabrechas **(34)**.

Las lutitas son negras y tienen componentes limosos y arenosos (cuarzo, feldespato y moscovita principalmente). En general son bastante masivas aunque también pueden aparecer finamente laminadas, alternando en este último caso con finos bancos de areniscas. También son frecuentes los nódulos ferruginosos alineados y elongados según la "S₀". Es muy característico de estos materiales un tipo de alteración supergénica denominada "disyunción en capas de cebolla", sobre todo en los afloramientos de lutitas masivas.

Las areniscas son mucho más abundantes en los tramos basales de la serie que hacia techo. En los grandes cuerpos areniscosos cartografiados en la zona de la central de Olate (al Suroeste de Oñati), aparecen como bancos de areniscas relativamente potentes apoyados directamente unos sobre otros unas veces, alternando con limolitas en otras y, por último, organizados en secuencias generalmente negativas, aunque también pueden verse algunas positivas. Normalmente presentan estratificación plano-paralela y cruzada de bajo ángulo. También pueden observarse estratificaciones cruzadas en artesa, estructuras de corte y relleno, superficies erosivas, depósitos de "channel lag" etc. En el corte de la carretera Mondragón-Bergara, en el flanco sur del anticlinal de San

Prudencio, las areniscas aparecen en gruesos bancos masivos de grano fino a medio, de techo y muro plano o ligeramente erosivo, apoyados directamente unos sobre otros. Estos cuerpos van perdiendo lateralmente el componente arenoso, pasando a zonas mixtas de lutitas y areniscas, donde son frecuentes los bancos centimétricos con trenes de "ripples" a techo. En algunos casos se han podido observar en estas zonas, areniscas con morfología lenticular muy acusada que probablemente representan pequeños canales. En otros casos las areniscas aparecen formando alternancias rítmicas con lutitas en bancos centimétricos plano-paralelos o bien con "ripples" a techo. Este último tipo de secuencias son más abundantes en los términos altos del Supraurgoniano.

El color de las areniscas varía, dependiendo de la proporción de matriz lutítica oscura, desde blanco a gris más o menos oscuro, aunque en superficies alteradas presentan tonos ocres-rojizos.

Los estudios petrográficos indican que son areniscas silíceas (arcosas) con un contenido en cuarzo que oscila entre el 50% y el 60%; feldespato entre 10% y 20% (normalmente plagioclasa, a veces también feldespato potásico); escasas micas (moscovita y en menor proporción biotita); trazas de fragmentos de rocas (pizarras, arcillas y sílice) matriz sericítica en torno al 10% y sílice (cemento) en torno al 15%.

El contacto de muro del Supraurgoniano es normal, apoyándose sobre las margas del anticlinal de San Prudencio. El contacto de techo no aparece en los límites de esta hoja.

Las megabrechas calizas aparecen en un pequeño afloramiento al Sur de Olabarrieta. Los cantos son angulosos y heterométricos (oscilando entre 0,05 y 2 metros). Están constituidas por calizas y areniscas, con predominio de las primeras, embaladas en una matriz lutítica que se hace más abundante hacia los bordes.

Los bloques calizos de mayor tamaño están formados a su vez por brechas de cantos heterométricos (2 y 20 centímetros) consolidadas con anterioridad a este depósito. Las areniscas originan "slumps" que en ocasiones superan los 2 metros.

Desde el punto de vista geomorfológico es interesante destacar los fenómenos de "topling" o volteo de las capas a favor de la pendiente que en ocasiones son observables hasta 1 y 2 metros por debajo de la cobertura vegetal.

2.6. CUATERNARIO (35 a 38)

En la hoja de Mondragón se han diferenciado cuatro tipos de depósitos cuaternarios que lógicamente responden a procesos diferentes.

En las laderas oeste y noroeste del monte Kurutzeberri se han formado una serie de acúmulos de bloques calizos **(35)** de grandes dimensiones (hasta 2 y 3 metros) acompañados frecuentemente por masas calizas deslizadas, que parecen estar relacionados con fracturas en el borde de las laderas, reactivadas

por gravedad. Además parece bastante clara su relación con procesos cársticos (cavidades, colapsos, acúmulos de bloques, etc).

En las mismas laderas anteriormente mencionadas también aparecen depósitos coluviales de naturaleza areniscoso-calcárea **(36)** acompañados igualmente por masas deslizadas.

Otro tipo de depósitos coluviales son los observados en la ladera sur del monte Udala junto al barrio del mismo nombre **(37)**. En este caso fragmentos calizos de tamaño medio entre 5 y 25 centímetros aparecen fuertemente cementados dando lugar incluso a relieves topográficos. El espesor máximo observado es de unos 5 ó 6 metros, aunque presumiblemente pueden ser mucho mayores. Es interesante resaltar, que a pesar de su aspecto de canchal calizo cementado parece guardar una relación más o menos estrecha con procesos cársticos.

Por último, los depósitos aluviales **(38)** forman terrazas bajas, de potencia desconocida, en los márgenes de los ríos Aramaiona, Deba y Aránzazu.

3. SEDIMENTOLOGIA

En este cuadrante afloran materiales que pertenecen a los complejos, Purbeck-Weald, Urganiano y Supraurgoniano. Este capítulo, por lo tanto, tratará de reconstruir la evolución en el tiempo de los diferentes medios sedimentarios en este sector de la Cuenca Cantábrica, para el intervalo de tiempo comprendido entre el Hauteriviense y el Cenomaniense inferior. En ocasiones será necesario incorporar ciertos datos de carácter regional, ya que la extensión de los ambientes y subambientes sedimentarios supera con mucho el ámbito del cuadrante.

El registro sedimentario más antiguo encontrado en este sector corresponde a los materiales "wealdenses" del denominado "Weald de Aramaiona". Aunque se habla de "facies wealdenses" no se trata en este caso de facies continentales, ni siquiera se tiene la certeza de que hayan sido depositados en un medio de agua dulce, sino que las evidencias apuntan a lo contrario (aguas marinas, aunque quizás con salinidad por debajo de lo normal). Esta serie "wealdense" presenta unas características que se enumeran a continuación.

1.—La litología dominante consiste en lutitas negras, finamente laminadas ("laminitas"), en las que la piritita es muy abundante. Se trata de facies claramente depositadas en un ambiente reductor ("estagnante"). Es más que probable que primitivamente fuesen pizarras

bituminosas, aunque los hidrocarburos que pudiesen contener se han perdido debido al grado de diagénesis tan alto que presentan estos materiales. En la superficie de algunas de estas laminitas es frecuente la presencia de restos vegetales carbonizados (el grado de evolución de estos vegetales es asimismo muy avanzado, tratándose de antracitas; IGME, 1984).

2.—Las escasas intercalaciones areniscosas presentan características de niveles de tormenta (base neta y plana, con laminaciones cruzadas internas y morfologías de dunas conservadas a techo).

3.—La serie intercala frecuentes niveles de calizas, que exhiben una serie de características peculiares y bien definidas, como son:

—Carácter fétido.

—Laminaciones algales espectaculares y frecuentes (a veces estromatolitos tipo LLH).

—Brechas de cantos planos (producidas por una desecación acentuada de las láminas algales, seguida de una removilización del fondo, corrientes, tormentas, etc.).

—Estructuras diagenéticas características de la zona supramareal, con mezcla freática de aguas dulces y salobres. Concretamente se trata de estructuras poligonales o de enrejados ("chicken-wire").

—Presencia abundante a nivel microscópico de anhidrita, visible en las láminas delgadas.

4.—Según datos del sondeo ARAMAIONA-1 son frecuentes las intercalaciones de yeso fibroso y de anhidrita.

5.—Como fauna es frecuente la presencia de glauconias y ostrácodos de ambientes salobres.

6.—A muro de la serie, no aflorante, y según datos del sondeo ARAMAIONA-1, aparecen niveles de calizas oolíticas (¿Encrinitas del Malm II?).

El conjunto de estas características lleva a una conclusión inequívoca: estos materiales se depositaron en un golfo marino con aguas muy someras y restringidas ("lagoonales") en las que se depositarían las "facies negras". Hacia "tierra" estaría en conexión con una serie de llanuras litorales adyacentes. En la parte superior de la zona intermareal de éstas se desarrollarían mallas de algas, representadas por niveles calizos. Las brechas de cantos planos, las intercalaciones de anhidritas y las estructuras "chicken-wire" corresponden a zonas en las que son frecuentes los períodos de emersión ("sebkhas" supramareales). Dada la escasa lámina de agua, cualquier fluctuación provoca la migración de estos subambientes, por lo que aparecen numerosas recurrencias de éstos en la serie. Las aguas serían una mezcla de dulces y salobres. Según este esquema nos encontraríamos en el límite sur del dominio "marino" de las facies Weald (término mal utilizado en este caso). Hacia el Suroeste dominarán las facies continentales,

mientras que en el Noreste lo harán los términos más claramente marinos (figura 3.1).

La migración generalizada de estos subambientes hacia "tierra" trae como consecuencia la evolución vertical observada en la columna del sondeo de Aramaiona y en alguna serie parcial de este sector.

La tendencia regresiva se rompe hacia el final del Neocomiense, dando comienzo un ciclo generalizado transgresivo muy importante que va a cambiar por completo el "panorama sedimentario" de la Cuenca Cantábrica, y que va a culminar con el desarrollo amplio y casi generalizado de plataformas carbonatadas durante el Aptiense superior (materiales del Complejo Urganiano).

El Urganiano de la hoja de Mondragón corresponde a la continuación hacia el Sureste de la alineación de calizas del Duranguesado-Udala y al extremo noroeste del Macizo del Aitzgorri (ver figura 3.2). Para que resulte más comprensible y coherente la interpretación del área se integrarán los datos procedentes de los vecinos cuadrantes de Elorrio y Otxandio.

La historia de este sector se puede dividir en dos etapas: una prearrecifal (facies de implantación urgoniana) y otra en la que domina netamente la sedimentación carbonatada (etapa arrecifal).

En la primera etapa, que se prolonga en algunos sectores hasta el Aptiense medio, se instala en el área un régimen sedimentario de condiciones progresivamente más marinas. El medio de depósito deducido para estos materiales (figura 3.3) es el de una amplia zona "deltaica" con mayor influencia fluvial cuanto más al Suroeste, y con retrabajamiento intenso por parte de las mareas y el oleaje. Estos materiales presentan diferencias dependiendo de su situación. Hacia el Noroeste, dominan los términos lutíticos mientras que, al Sureste, dominan las areniscas, con influencia clara del oleaje

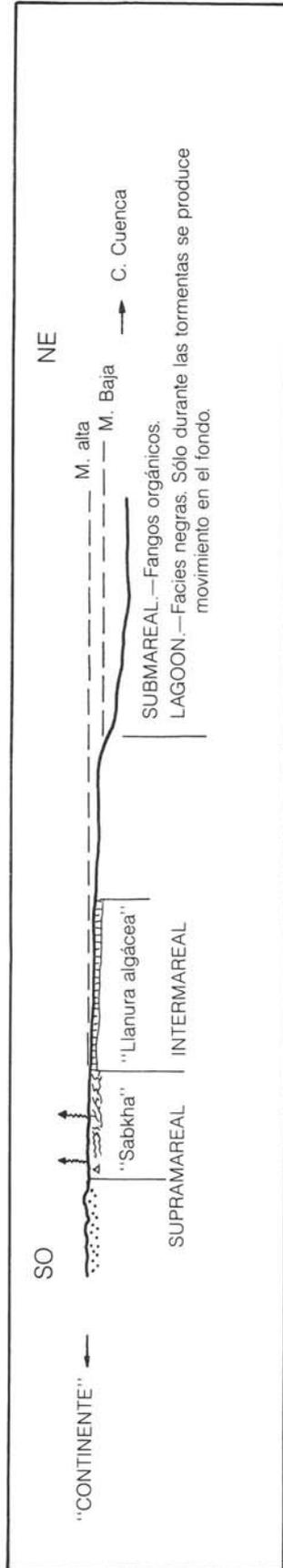


Figura 3.1.—Medio de depósito deducido para el Wealdense en el sector de Aramaiona y Aretxabaleta.

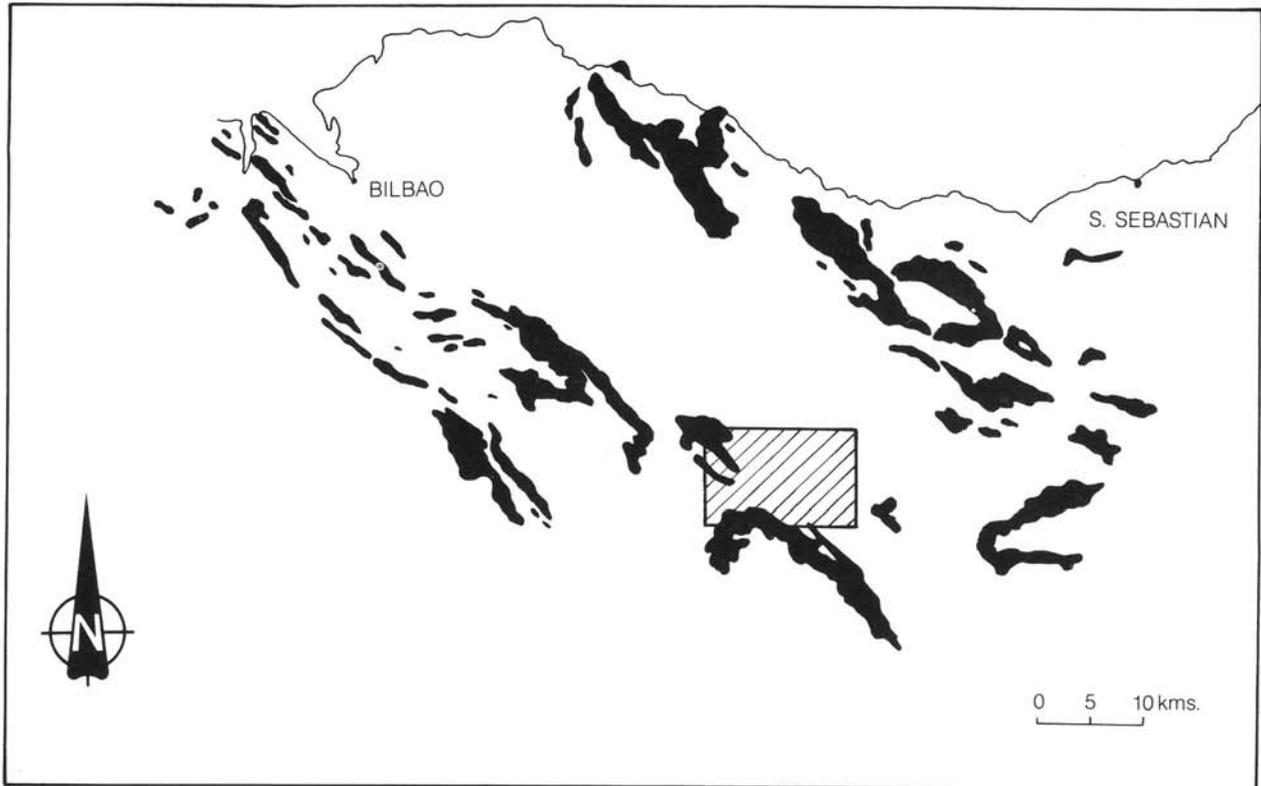


Figura 3.2.—Mapa esquemático de afloramientos de calizas en facies arrecifales (Urgoniano).

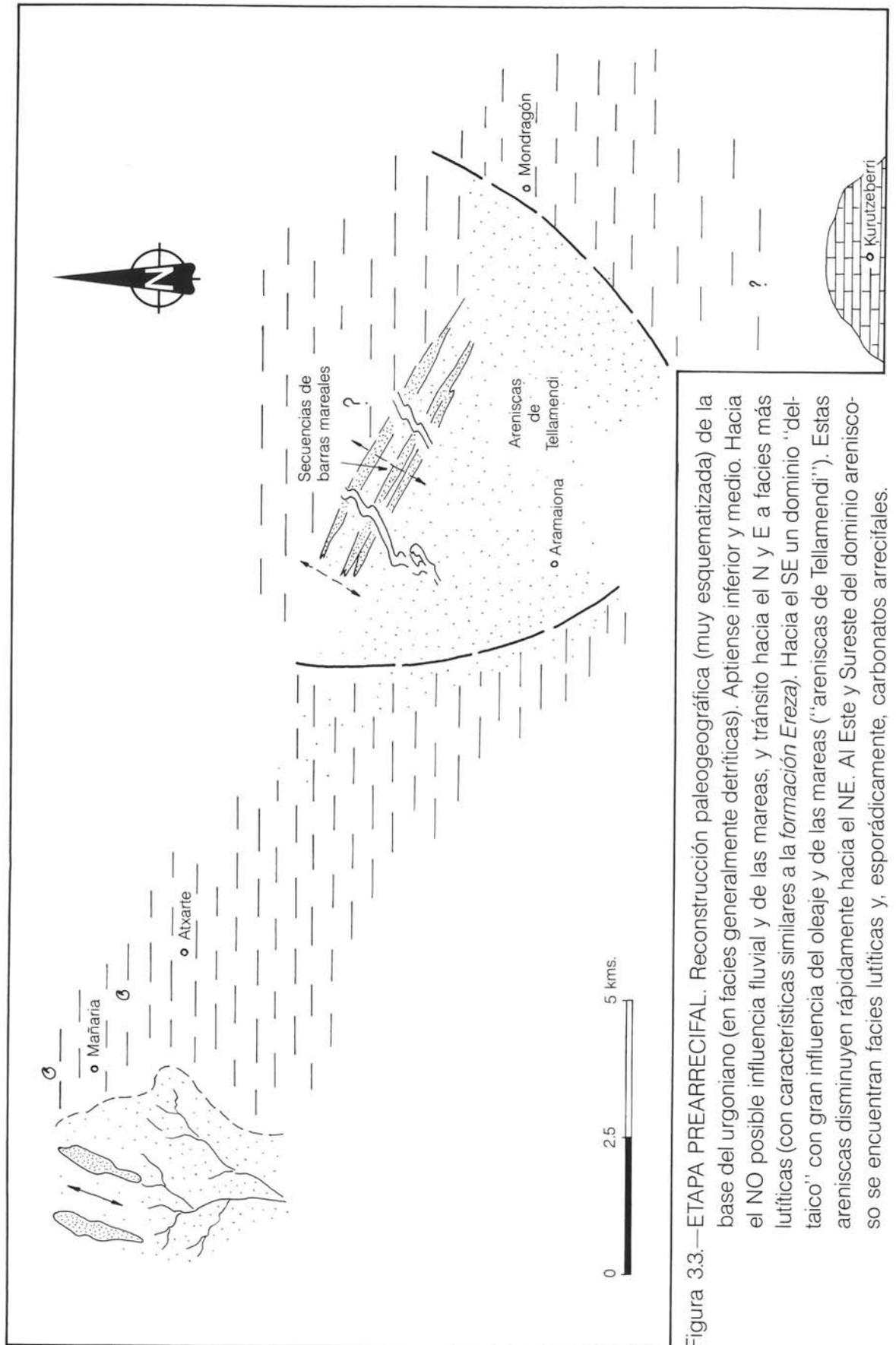


Figura 3.3.—ETAPA PREARGENTINA. Reconstrucción paleogeográfica (muy esquematizada) de la base del urgoniano (en facies generalmente detríticas). Aptiense inferior y medio. Hacia el NO posible influencia fluvial y de las mareas, y tránsito hacia el N y E a facies más lutíticas (con características similares a la *formación Ereza*). Hacia el SE un dominio "detritico" con gran influencia del oleaje y de las mareas ("areniscas de Tellamendi"). Estas areniscas disminuyen rápidamente hacia el NE. Al Este y Sureste del dominio arenisco se encuentran facies lutíticas y, esporádicamente, carbonatos arrecifales.

y de las mareas (areniscas de Tellamendi). Este pequeño sistema detrítico de Tellamendi (situado probablemente en la desembocadura de un canal distribuidor ubicado al Suroeste) pasa rápidamente hacia el Norte y hacia el Este a facies más finas. En las áreas que permanecen a salvo de la contaminación terrígena (hacia el Sureste) comienzan a desarrollarse de forma esporádica los primeros sistemas arrecifales (carbonatos de plataforma). Hacia el final de este episodio la influencia marina es progresivamente mayor, quedando como registro de ésta una serie de parches discontinuos de calizas (únicamente observables en los cuadrantes de Elorrio y Otxandio, EVE, 1986). A techo de este episodio, de evolución general transgresiva, se produce una interrupción brusca en la sedimentación (caída rápida del nivel del mar) que trae como consecuencia el desarrollo de una discontinuidad intra-Aptiense. Esta tiene un carácter generalizado y se localiza en numerosos puntos de la cuenca. (EVE, 1985; IGME, 1986; EVE 1986). En el área de estudio no se han encontrado evidencias definitivas a este respecto.

Por encima de este episodio que, en conjunto, se denominará **Urgoniano I** (etapa prearrecifal) se produce una potente y continua sedimentación de carbonatos de plataforma, precedida —sólo en algunos casos— por materiales lutíticos transgresivos muy poco potentes. A este segundo episodio se le denomina **Urgoniano II** (etapa arrecifal, figura 3.4). Estos carbonatos constituyen actualmente la alineación Mugarra-Amboto, la zona Eskubaratz-Lenganan, Monte Aranguio (todos estos en los cuadrantes de Elorrio y Otxandio), peña Udala y la alineación de calizas del macizo del Aitzgorri. El aspecto general que presentaba el Urgoniano de este episodio (figura 3.4) era, a grandes rasgos, el de una amplia plataforma carbonatada marginal, de tipo rampa (plataformas del Duranguesado y del Aitzgorri), con una contaminación progresiva de terrígenos hacia el Suroeste y un estrecho surco activo (surco del Andasto) que recibía y canalizaba tanto los

terrígenos procedentes del Sur como los materiales procedentes de la destrucción de masas arrecifales situadas al Suroeste y al Noreste. El límite hacia el Noreste de estas plataformas lo constituyó probablemente una zona de talud controlada por un accidente de zócalo, activo durante la sedimentación (¿accidente de Bilbao?). Algunos accidentes de zócalo, de dirección aproximada N 20° E (accidente de Mondragón), complican algo el esquema y dejan "bloques" elevados independientes, en los que se desarrolló una sedimentación carbonatada "rodeada" de materiales más profundos (bloque de Udala). La disposición actual de las brechas calcáreas, alrededor de este bloque, confirma esta hipótesis. Hacia el Este y hacia el Norte sólo aparecen lutitas gris oscuro en facies de "cuenca" (margas de S. Prudencio), pasadas de margocalizas y brechas calcáreas distales (pequeños clastos de calizas englobados en las margas de S. Prudencio).

De la figura 3.4 conviene recordar sobre todo el esquema de fracturación sinsedimentaria que controla el tipo, potencia y distribución de los materiales del Urgoniano porque, como se verá más adelante, estos accidentes no solamente van a dejar una "impronta" en los materiales suprayacentes (en forma de relieves previos creados), sino que los van a controlar directamente, ya que algunos de ellos seguirán activos en el tiempo (fundamentalmente los accidentes de Bilbao y de Mondragón).

La sedimentación carbonatada continuará hasta, aproximadamente, el Albiense superior. En esta época se produce una importante ruptura sedimentaria causada por una fase de actividad tectónica (fase Austrica) que rejuveneció los relieves del área fuente, provocando un masivo aporte de terrígenos a la cuenca que inhibieron de manera brusca la sedimentación carbonatada. Esta, en adelante, sólo se volverá a manifestar de forma aislada y cuando las características del medio lo permitan (pequeños umbrales a "salvo" de la contaminación terrígena). La configuración paleogeográfica cambia radicalmente, localizándose de manera

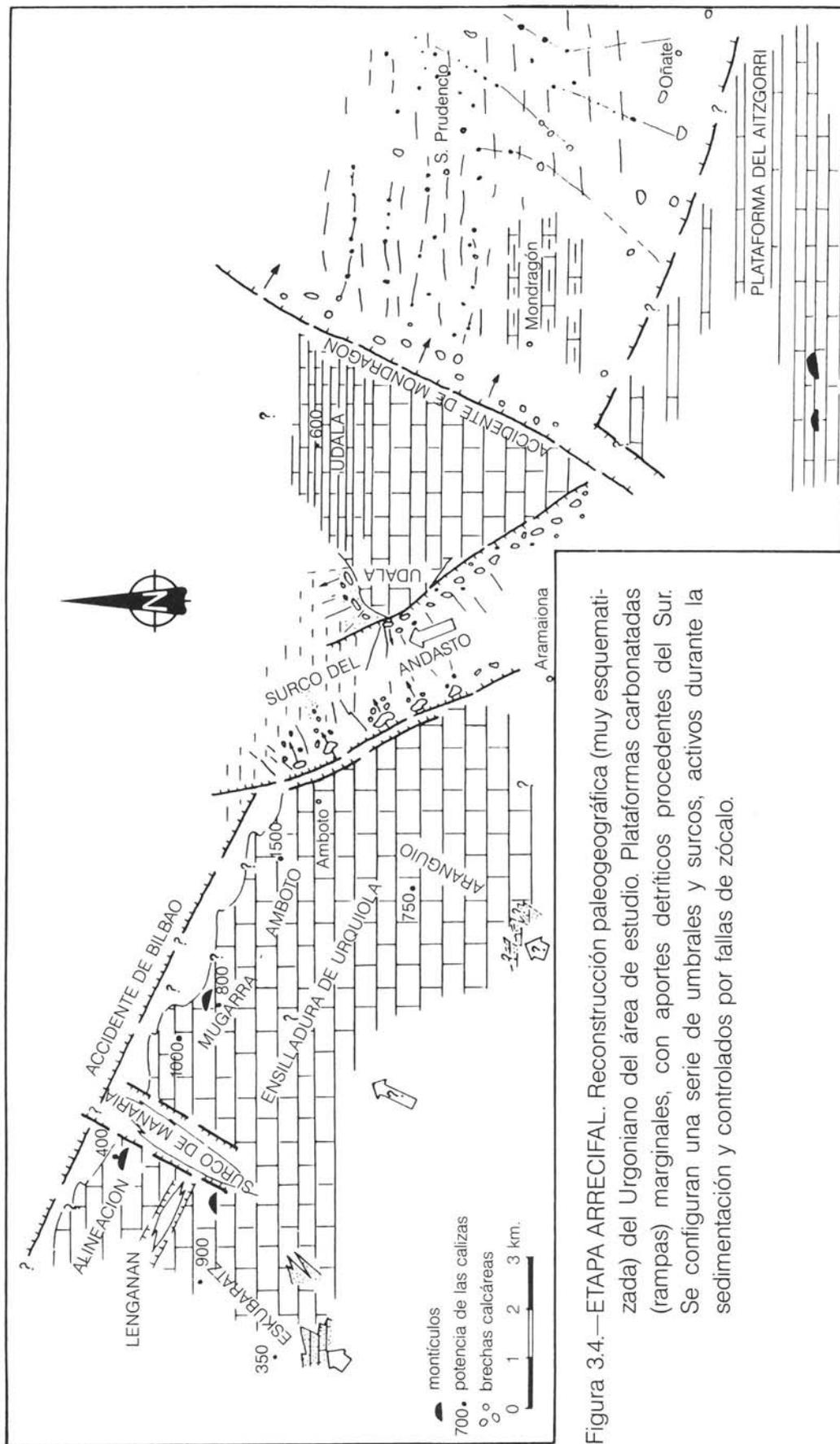


Figura 3.4.—ETAPA ARRECIFAL. Reconstrucción paleogeográfica (muy esquematizada) del Urdoniano del área de estudio. Plataformas carbonatadas (rampas) marginales, con aportes detríticos procedentes del Sur. Se configuran una serie de umbrales y surcos, activos durante la sedimentación y controlados por fallas de zócalo.

simultánea en el tiempo una serie de dominios paleogeográficos y sedimentarios, motivados tanto por la morfología previa dejada por las construcciones arrecifales (OLIVE et al., 1984), como por la acción de fallas de zócalo que controlaban la sedimentación. Estos "dominios" son los siguientes: (figura 3.5).

1.—En el Suroeste se deposita la **formación Utrillas**, de carácter fluvial y fluvio-deltaico, en una zona de escasa subsidencia.

2.—Estos materiales pasan hacia el Noreste a una zona de mayor subsidencia, formándose una importante acumulación de material terrígeno (más de 4000 m), que forma en conjunto el denominado "Delta de Balmaseda". La **formación Balmaseda** (deltaica) pasa de manera gradual hacia el Este y Sureste a materiales lutíticos de plataforma (**formación Zufia**) y a materiales arrecifales (**calizas de Egino**). Los equivalentes distales de la formación Balmaseda llegan hasta, aproximadamente, la alineación Bilbao-Durango, donde una importante falla de zócalo provocó un escarpe hacia el Noreste (talud) y un cambio brusco en la sedimentación. Esta falla antigua ha sido denominada por algunos autores como "Falla de Bilbao"; que hace que al Suroeste de este talud encontremos facies someras, mientras que al Noreste sean facies de aguas relativamente más profundas. Efectivamente, este cambio somero-profundo se produce aproximadamente al Noreste y Suroeste de la alineación de las calizas del Duranguesado. No obstante, las observaciones de detalle efectuadas en el área del cuadrante (columnas de la central de Olate, Antzuola y Azalgárate, EVE 1986) llevan a pensar que este cambio somero-profundo se produce en este sector algo más al Norte (inmediatamente al Sur de Bergara), ya que los materiales supraurgonianos en el sector de Mondragón-Oñati y Antzuola revelan características propias de medios someros. Son muy frecuentes las barras mareales con estratificaciones cruzadas sigmoidales, los "ripples" de olas, etc. No se observa el paso hacia el Noreste a las facies más profundas; sin

embargo, este cambio si es "apreciable" hacia el Noroeste. Esta "anomalía" se ha interpretado como el resultado del funcionamiento de un importante accidente de zócalo (accidente de Mondragón) que ya funcionó durante el Urgoniano (ver figura 3.4). Lo que se desconoce es su régimen, ya que se pudo tratar tanto de un importante desgarre sinistral que desplazó hacia el Noreste el accidente de Bilbao, o sencillamente, un accidente que limitó bloques con mayor o menor subsidencia.

3.—Los materiales distales, aunque aún someros de la formación Balmaseda llegan a una zona de talud deposicional, por el que se producen continuos deslizamientos de grandes masas de material lutítico, "slumpings" y por el que discurren eventualmente canales que transportan material turbidítico. A favor de estos accidentes del zócalo ya mencionados, se produce, además, la entrada de material volcánico a la cuenca, representado por los sills básicos reflejados en la cartografía en los cuadrantes de Bergara y Durango. Al conjunto de estos materiales de talud se le denomina **formación Durango**.

4.—El sistema deposicional más septentrional lo constituyen materiales turbidíticos (en sentido amplio) con un carácter más profundo. Es la denominada **formación Deba - Flysch Negro**. Este dominio presenta una serie de características peculiares, ya que no pertenece al cinturón de facies meridional, sino que constituyó el relleno de una fosa —o sistema de fosas— alargadas "alimentadas" por paleomacizos que se ubicaron al Norte de la línea de costa actual.

Este sistema de fosas alargadas pudo tener su origen en la creación de cuencas tipo "pull-apart" ligadas a los grandes sistemas transformantes (desgarres sinistral) que permitieron la apertura del Golfo de Bizkaia.

Sólo un comentario más a la vista de la figura 3.5. Si bien ésta debió ser cualitativamente

la disposición relativa de los cinturones de facies, el esquema responde a los materiales ya acortados por la tectónica Alpina. Para ver esta cuenca en sus dimensiones originales habría

que "desplegarlo". Aunque no existen datos definitivos, el acortamiento ha debido ser importante (unas 2,5 veces al Norte del accidente de Bilbao, y 1,5 veces al Sur de éste).

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales aflorantes en la hoja de Mondragón presentan una complicada disposición estructural producto de las sucesivas fases de deformación que han sufrido durante la orogenia Alpina. Los principales elementos estructurales presentes en el cuadrante se han situado en la figura 4.1 y cabe destacar, por una parte, los grandes pliegues con ejes de dirección N 120 - 130 E como el "anticlinal de San Prudencio", "sinclinal de Oñate", "anticlinal de Udala" y "sinclinal de Garagarza". Por otro lado, tal y como se observa en el mapa geológico y en la propia figura 4.1, se han cartografiado un gran número de fracturas, algunas de ellas de importancia regional y cuyas trazas cartográficas sobrepasan ampliamente el ámbito de la hoja. Entre ellas destacan la "falla de Bilbao", "falla de Bexoazketa" y la "falla de Campanzar". El significado geológico de estas estructuras tectónicas, así como la relación genética existente entre algunas de ellas se describirá posteriormente.

El análisis estructural realizado en el cuadrante de Mondragón y sus alrededores ha puesto de manifiesto la existencia de tres fases de deformación superpuestas, todas ellas de edad terciaria (alpina) que son las responsables de la disposición estructural que se observa en la cartografía geológica.

Sin embargo, la historia de alguno de estos accidentes es mucho más antigua, habiéndose

deducido su actividad sinsedimentaria durante el depósito de los materiales urgonianos. Este es el caso de la falla de Bilbao que, tal y como se observa en la figura 3.4 limitaba la plataforma carbonatada de Aitzgorri de una zona de "cuenca" situada hacia el Norte. La traza cartográfica que actualmente se observa representa la reactivación alpina de este accidente antiguo.

En cuanto a las tres fases de deformación de edad terciaria propiamente dicha, se ha deducido el siguiente orden cronológico.

La primera fase de deformación (F₁) origina los grandes pliegues de orientación NO-SE presentes en la hoja y coherentes con la estructuración general en esta parte de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Esta fase de deformación es también, a nivel regional, la de mayor importancia, habiendo producido los grandes pliegues con ejes de orientación N 120° E que en algunos puntos de la Cuenca muestran vergencia norte. Dentro del cuadrante las estructuras dúctiles originadas por esta fase de deformación son también vergentes al Norte, si bien en algunos casos esta vergencia no es tan evidente, como ocurre en el sinclinal de Garagarza. Probablemente durante esta fase de deformación se originan asimismo alguna de las principales fracturas cartografiadas, aunque su juego durante esta etapa puede quedar enmascarado por movimientos posteriores, tal y como más adelante se comentará.

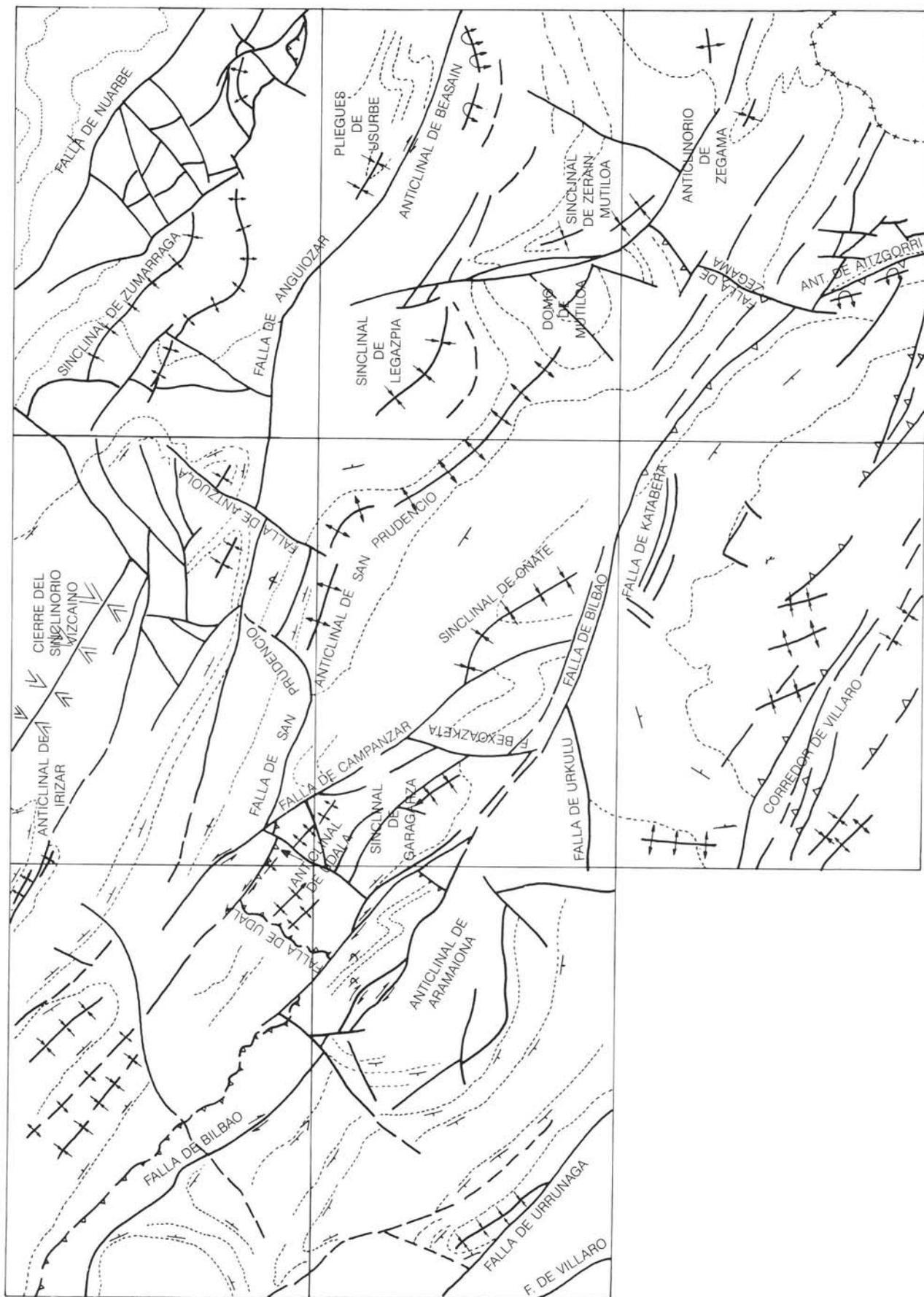


Figura 4.1.—Esquema estructural del cuadrante de Mondragón y sus límites.

La segunda fase (F₂) es coaxial con la primera y solamente se ha detectado en los materiales en facies Weald que afloran en el anticlinal de Aramaiona (en el vecino cuadrante de Otxandio) y en el valle de Eskoriatza. Origina pliegues más verticales que los de la primera fase, y la interferencia de ambas da lugar a pliegues en rodilla con charnelas angulares y superficies axiales no paralelas.

La tercera fase de deformación (F₃) obedece a una compresión con orientación de los esfuerzos principales casi perpendiculares a los de la primera fase. Origina la mayor parte de las grandes fracturas cartografiadas, o al menos sus movimientos más recientes y, por tanto lo más fácilmente detectable al realizar la interpretación cartográfica. Durante esta fase de deformación, los grandes accidentes, de orientación principal N 120 E, se han comportado como fallas de desgarre con una clara componente dextral en el movimiento de sus bloques. Este funcionamiento de las fallas produce pliegues de arrastre a gran escala y otras estructuras asociadas tal y como se observa en la cartografía geológica y en el esquema estructural de la figura 4.1. Sin embargo, algunas de estas estructuras asociadas, como por ejemplo, la falla inversa de Udala, son más congruentes con un juego sinistral de los accidentes principales, la falla de Bilbao en este caso, y ésto sugiere que el movimiento de algunas de estas fallas puede ser más complejo que su juego dextral, asociado a la tercera fase de deformación (F₃) descrita; este hecho no puede extrañar si se tiene en cuenta que, tal y como se ha comentado, la historia de algunos de estos grandes accidentes se remonta a la etapa de sedimentación durante el Cretácico. En esta línea argumental puede pensarse que el movimiento según la componente sinistral (o incluso hipotético funcionamiento como falla inversa) se produce durante la primera fase de deformación (F₁) quedando sus efectos parcialmente enmascarados por el juego dextral de los

desgarres en respuesta a la tercera fase de deformación (F₃).

* * *

Con independencia de los rasgos estructurales de carácter general referidos a cada una de las fases de deformación, expuestos anteriormente, conviene describir con mayor detalle algunos de los elementos estructurales más significativos presentes en la hoja; a continuación se sintetizan las principales características de alguno de ellos.

4.1. ANTICLINAL DE SAN PRUDENCIO

Se localiza en la parte noreste del cuadrante; es una estructura orientada NO-SE que puede seguirse cartográficamente durante varios kilómetros, terminando por el Sur en el domo de Mutiloa y el sistema de fallas de Troya.

Es un pliegue vergente al Norte en cuyo núcleo afloran materiales urgonianos (margas de San Prudencio). El flanco sur no presenta complicaciones manteniéndose relativamente constante la dirección y cantidad de buzamiento de los estratos; sin embargo, el flanco norte se encuentra fracturado en algunas zonas, y son frecuentes los pliegues menores en rodilla, inversiones de capas, etc. El cambio de dirección que muestra el eje del pliegue en la parte norte de este cuadrante, es debido al arrastre producido por una fractura NNE-SSO que, aunque con poca representación en esta hoja, puede seguirse durante varios kilómetros a través del vecino cuadrante de Bergara.

4.2. SINCLINAL DE OÑATI

Es una estructura orientada también NO-SE y contigua por el Sur al anticlinal de San Prudencio; al igual que éste, tiene una importante continuidad cartográfica, aunque hacia el Sur queda truncada por la falla de Aitzgorri.

El flanco sur del sinclinal está deformado por pliegues con ejes norte-sur que son estructuras menores producidas por el funcionamiento de la falla de Aitzgorri; afectan también al plano axial del sinclinal de Oñati, pero hacia el Norte, lejos ya de la falla, quedan amortiguados.

4.3. FALLA DE BILBAO

Tal y como se ha señalado anteriormente se trata de una falla antigua que probablemente fue activa durante la sedimentación de los materiales urgonianos. Actualmente se presenta como un accidente rectilíneo en su trazado cartográfico y vertical, o fuertemente buzante al Sur. En gran parte de su recorrido lleva asociadas otras fracturas paralelas de cierta importancia como, por ejemplo, las responsables de la aparición de una estrecha franja de facies Weald en el frente norte de la Sierra de Aloña.

Aunque tradicionalmente se ha considerado que esta falla es un cabalgamiento de vergencia norte, los datos cartográficos demuestran que se trata de un gran desgarre dextroso. Sin embargo, en este punto conviene retomar un argumento ya utilizado en el presente capítulo: alguno de estos accidentes, como por ejemplo, la falla de Bilbao tienen una historia muy dilatada, y el régimen de funcionamiento dextral

puede corresponder exclusivamente a la última etapa de funcionamiento del accidente. En etapas anteriores han podido tener un régimen sinetral o incluso haber funcionado como falla inversa y/o cabalgamiento.

4.4. FALLA DE BEXOAZKETA

Es una fractura de dirección N-S que discurre por el valle del mismo nombre poniendo en contacto el sector de Udala con el Supraurgoniano de la Unidad de Oiz. Es difícil sobre el terreno establecer sus características, sin embargo, a juzgar por el entorno estructural parece tratarse de un accidente inverso con importante componente de desgarre sinestroso.

4.5. FALLA INVERSA DE UDALA

Es un accidente de vergencia norte cuya traza cartográfica queda registrada que los cuadrantes de Mondragón (en su parte NE), Bergara (88-I), Elorrio (88-II) y Otxandiano (88-IV) y monta los materiales urgonianos del sector de Udala (unidad de Yurre) sobre los materiales supraurgonianos de la unidad de Oiz.

La génesis de este accidente parece relacionarse con el funcionamiento de la falla de Bilbao.

5. PETROLOGIA

La única manifestación ígnea de la hoja de Mondragón es un cuerpo de pequeñas dimensiones que encaja en facies urgonianas, junto al barrio de Ametza (Aretxabaleta). Es discordante y está claramente asociado a una fractura de dirección NE-SO. Sobre el terreno aparece como una roca granuda de grano fino a medio, de color verdoso y con disseminaciones y fracturillas rellenas de oligisto especular.

Desde el punto de vista petrográfico es una diabasa formada por plagioclasa (andesina), anfíboles y piroxenos, como minerales principales, y esfena, magnetita, ilmenita y otros opacos como accesorios. La alteración de la roca es tan intensa que no se pueden clasificar los máficos. Los procesos de epidotización y cloritización, probablemente de origen supergénico, dan lugar a la formación de epidota, clorita, sericita, óxidos de hierro, carbonatos, cuarzo, ópacos, etc.

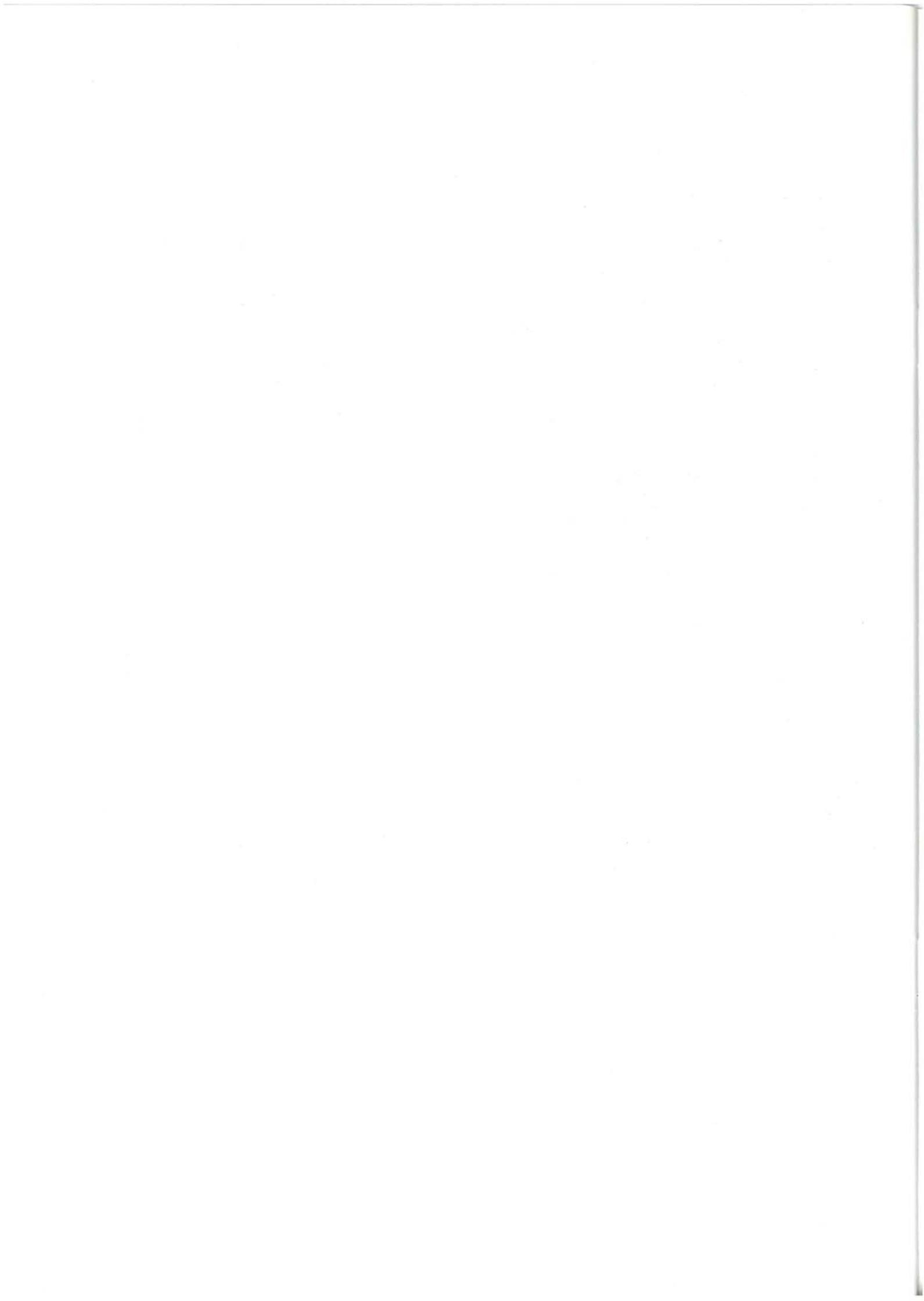
BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M.J. (1965).—“Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica”. Dep. de Publ. del Instituto “Lucas Mallada”. Vol. XXXI, n.º 1-2. Madrid, 213 pp.
- AMIOT, M. (1983).—“Relations entre les trois domaines de sédimentation du Crétacé Supérieur”. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, T. 9 (Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. aptdo. 4 d) pp. 169-176.
- BOILLOT, G. (1981).—“De la subduction à la collision: l'exemple des pyrénées”. Bull. BRGM. I, n.º 2. 1980/1981, pp. 93-101. 12 figs.
- BOURROUILL, R.; COUMES, F.; OFFROY, B. (1984).—“Mécanismes séquentiels et événements exceptionnels du flysch nord-pyrénéen; corrélations par les dépôts gravitaires profonds”. Bull. Soc. Géol. France. T. XXVI, n.º 6, pp. 1223-1234.
- CADEM (1985).—“Estudio geológico-minero del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de Eibar, Lequeitio y el cuadrante sur-oriental de la de Durango”. Inédito.
- CIEPSA (1967).—“Estratigrafía resumida de los sondeos de CIEPSA”. Inédito.
- “Síntesis de la Cuenca Cantábrica”. Inédito.
- DURAND-DELGA, M. (1982).—“Evolution recente des idées sur la structure Alpine des Pyrénées”. Ined.
- EUROESTUDIOS-INGEMISA (1985).—“Estudio de evaluación de los recursos hidráulicos subterráneos del territorio histórico de Guipúzcoa”. DFG. Inédito.
- EVE (1986).—“Estudio geológico-minero del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de Elorrio (cuadrantes NE y SE) y Landaco (cuadrantes NO y SO)”. Inédito.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P.A. (1982).—“Estudio geológico del Anticlinorio de Bilbao en el sector del Duranguesado”. Universidad del País Vasco-Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias - Dpto. Geología. Lejona (Bilbao). 160 pp.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P.A. y GARCIA MONDEJAR, J. (1983).—“Construcciones carbonatadas urgonianas sobre un alto paleogeográfico con actividad diapírica (Duranguesado Vizcaya)”. X Congreso Nacional de Sedimentología Mahón-Menorca. Sept-oct 1983.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques”. En: *Histoire structurale du golfe de Gascogne*. Tomo 2, I-1 a V. I-48.

- FEUILLEE, P.; PASCAL, A. y RAT, P. (1983).—"Le système deltaïque de Valmaseda (Albien supérieur-Cénomanién inférieur)". En: *"Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, Tomo 9 "Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique"* pp. 117-122. En aptdo 4: Le Crétacé Supérieur de la zone des flyschs aux plates-formes; aptdo 4 b: Le domaine navarro-cantabrique).
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).—"Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general". En: *El Cretácico de España'*. Univ. Complutense. Madrid. pp. 145-160.
- GEOTHEKNIKA, S.A. (1985).—"Estudio geológico-geotécnico: Oñate". DFG. Inéd.
- IGME (1971).—"Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". Mem. del IGME, tomo 79. Madrid 130 pp.
- IGME (1973).—"Mapa geológico de España 1:50.000 n.º 88/23-6 VERGARA" Memoria explicativa.
- IGME (1984).—"Inventario de recursos minerales del País Vasco".
- IMINSA (1975).—"Grupo Mondragón (Guipúzcoa). Reconocimiento geológico-minero". Tomos I y II. Real Compañía Asturiana de Minas. Inéd.
- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE, GD (1983).—"Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon. T. 9, DIJON* 191 pp.
- JEREZ, L.; ESNAOLA, J.M. y RUBIO, V. (1971).—"Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". Mem. IGME n.º 79, 130 pp.
- LAMARE, P. (1936).—"Recherches géologiques dans les pyrénées basques de l'Espagne". Mem. SGF Paris, T XII, n.º 27.
- LLANOS ACEBO, H.; EGUILUZ, L.A. y ULIBARRI, M.A. (1985).—"Estudio geológico e hidrogeológico del área de expansión del Embalse de Urkulu (Guipúzcoa)". DFG-Ayto. de Arechavaleta. Inéd.
- MANGIN Ph. y RAT, P. (1961).—"L'évolution posthercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne)". *Livre P. Fallot. t-1. Mém. Hors. Serie SGF Paris*, pp. 339-249.
- MARTINEZ TORRES, L.M.; EGUILUZ, L.; RAMON LLUCH, R. y LLANOS ACEBO, H. (1984).—"Geometría del Pirineo occidental y Arco Vasco". *I Congreso Español de Geología. Tomo III*, pp. 207-217.
- MATHEY (1983).—"Le Crétacé Supérieur de la zone des flyschs anteplates-formes" *Mém. Géol. de l'Université de Dijon*, n.º 9. Inst. des Sc. de la Terre, pp. 77-116.
- OLIVE, A.; AGUILAR TOMAS, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RAMIREZ MERINO, J.I. (1984).—"Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la C. Cantábrica". *I Congreso Español de Geología. Tomo I*, pp. 53-65.
- PUJALTE, V. y MONGE, C. (1985).—"A tide dominated delta system in a rapidly subsiding basin: The middle Albian-lower Cenomanian Valmaseda Fm. of the Basque-Cantabrian Region, Northern Spain" *6th Eur. Reg. Meet. of Sedimentology I.A.S. Lleida*.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—"Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". CIEPSA. Madrid. 2 tomos.
- RAT, P. (1959).—(Tesis Doctoral).—"Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques". *Publications de l'Université de Dijon. T XVIII*, pp. 525, 68 figs., 9 pls., 1 carte au 1:200.000.

RIAZA MOLINA, C. (1984).—“De la importancia de las fallas N 20 en la creación del Golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del Arco Santanderino”. *I Congreso Español de Geología*. Tomo III, pp. 265-278.

SOUQUET, P.; BILOTTZ, M.; CANEROT, J.; DEBROAS, E.J.; PEYBERNES, B. y REY, J. (1975).—“Nouvelle interpretation de la structure des Pyrénées”. *C.R. Acad. Sc. Paris* T. 281, pp. 609-612.



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA