



IGME

62

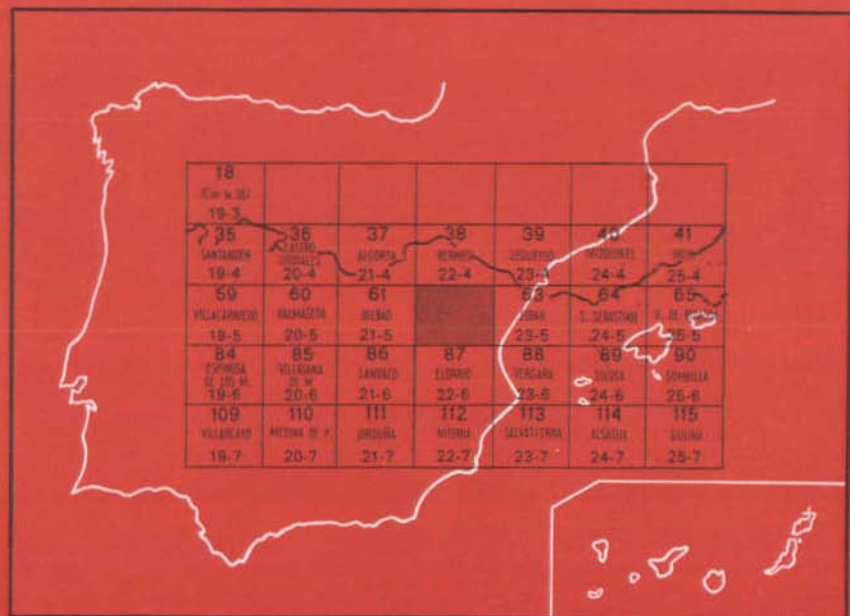
22-5

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

DURANGO

Primera edición - Segunda serie



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

DURANGO

Primera edición • Segunda serie

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja ha sido realizada por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., CON NORMAS, DIRECCION Y SUPERVISION DEL IGME.

AUTORES:

Cartografía:

Roberto Pignatelli García y José Agustín Espejo Molina.

Memoria:

José Agustín Espejo Molina.

Micropaleontología:

Enrico Perconig y José Luis Saavedra.

Sedimentología:

Mari Carmen Fernández Luanco y Luis Martín García.

Petrología:

Aurora Argüelles.

En el año 1969, por parte del Instituto Geológico y Minero de España se llevó a cabo el «Estudio geológico de la parte oriental del Anticlinorio Vizcaíno» a E. 1:50.000, que ha servido de base para la ejecución de la presente Hoja.

Depósito Legal: M-12.731-1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 MESOZOICO

1.1.1 TRIASICO

1.1.1.1 Keuper (TG₃)

Está constituido por arcillas abigarradas grises, rojas y verdes, con algunos filoncillos de yeso fibroso y un frecuente cortejo de ofitas en masas irregulares, profundamente alteradas.

Ampliamente representado en los alrededores de Guernica y su ría, pequeños retazos en la zona Alday-Botiola y en Berreño. Llama la atención la chimenea perforante, de carácter predominantemente ofítico, que se encuentra en el camino vecinal de Santa Eufemia.

Todos sus afloramientos son de carácter diapírico, procedentes de una extrusión a favor de zonas tectonizadas.

1.1.2 CRETACICO

1.1.2.1 Inferior.

1.1.2.1.1 «Weald»

Se incluyen en esta formación los sedimentos de carácter epicontinental que ocupan los niveles inmediatamente inferiores a la formación Aptien-se-Albiense Inferior.

Aunque en la zona estudiada sólo aparezcan sedimentos correspondientes a etapas medias y superiores, guiados por datos regionales y basados en similitud de facies, parece ser que el conjunto pertenece a una secuencia que alcanzó su máximo desarrollo en el Neocomiense-Barremiense y llegó en ocasiones a la parte inferior del Aptiense.

Localmente es posible establecer separaciones, aunque resulta muy difícil, y quizá imposible, establecerlas a lo largo de los afloramientos estudiados en la Hoja, debido a las variaciones laterales y la presencia poco constante de restos fósiles que, además, son muy poco indicativos a efectos de correlaciones muy finas.

Así pues, las distinciones realizadas a continuación tienen un mero carácter estadístico de media, de las observaciones realizadas en diversos puntos.

1.1.2.1.1.1 Zona del Anticlinal de Navárniz.

— Tramo inferior.

Es muy constante, formado en su parte baja por una alternancia de margas apizarradas limolíticas, areniscas micáceas ferruginosas algo margosas, con frecuente predominio de partículas, tamaño limo, de caliza, mica, cuarzo y pirita; y unas margas arenosas (G_w).

Presenta el conjunto, de una forma indiscriminada y dispersa, inclusiones de oolitos y nódulos calizos y margosos.

La coloración tiene predominio de los grises más o menos oscuros, aunque la presencia de hierro localmente provoca tinciones pardo-amarillentas.

Hay un endurecimiento de las margas arenosas mediante aportes calcáreos que llegan a intercalar ocasionalmente biomicritas arcillosas, algunas recristalizadas, y microsparitas (G_w^c), lo que ha permitido establecer distinciones cartográficas de estos miembros que de forma alentejonada destacan en el conjunto.

Sin satisfacer las exigencias de un trabajo de detalle, este tramo compacto presenta con cierta constancia Equinodermos, Lamelibranquios y *Cuneolina*, acompañados de Ataxophragminidos, Ostrácodos, espículas y filamentos.

— Tramo superior.

Haciendo un recorrido por el corte del camino vecinal de Murelaga, aparece un paquete directamente apoyado sobre el tramo inferior, muy localizado y de unos 15 m. de potencia, formado por micritas arcillosas y biomicritas arcillosas en alternancia con argilolitas con limo.

Se puede considerar como la etapa de transición entre el Barremiense y el Aptiense Inferior. Así lo justifica el hecho de haberse encontrado

Palorbitolina lenticularis (Blumenbach) y *Praeorbitolina cormii* (Schroeder), predominantemente en el tramo micrítico arcilloso, donde se llega a constituir un auténtico aglomerado de estas especies.

Considerando todo el conjunto se destaca la frecuente aparición de: Equinodermos, *Ammobaculites*, Ostrácodos, Lituólidos, *Choffatella*, Miliólidos, Gasterópodos y Textuláridos.

1.1.2.1.1.2 Zona de Arteta-Mandoya (G_w^c).

En el SO. aparece una formación areniscosa-arcilloso-arenosa de edad infra-Aptiense, asimilable, a pesar de las diferencias litológicas con la zona anterior, a la facies «Weald». Su potencia total resulta muy difícil de precisar, dado el intenso plegamiento a que ha sido sometida; no obstante, todo se presenta con variaciones poco importantes en cuanto al espesor de las distintas capas que lo constituyen. Suele ofrecer una estratificación regular y uniforme.

— Tramo inferior.

Comienza con una secuencia aparentemente estéril, constituida por una alternancia muy notoria de areniscas, arenas arcillosas y pequeñas capas de margas grises oscuras, micáceas, con disyunción en nódulos, raramente intercaladas y a veces muy cargadas de restos carbonosos.

Únicamente se han podido observar restos de microfauna muy mal conservados e inclasificables.

— Tramo medio.

Hay a continuación una potentísima y monótona acumulación de gruesas bancadas de areniscas de matriz arenoso-margosa, con abundante cuarzo en granos muy finos y frecuente mica, todo ello alternante con niveles de argilolitas y limolitas de matriz arcilloso-sericítica, algo arenosas y ricas; en ocasiones, en sustancias ferruginosas que dan al conjunto un color pardo rojizo.

Se reconocen restos de Lamelibranquios y otros pequeños foraminíferos muy mal conservados.

— Tramo superior.

Coronando la serie se encuentra esta formación terminal, que podría considerarse como una transición entre la anterior y los próximos términos aptienses.

Comienza con una etapa de areniscas micáceas y areniscas calcáreas, a veces pseudoolíticas, con frecuentes restos carbonosos, en los que mediante análisis microscópicos se pueden determinar gran cantidad de granos

subangulosos de cuarzo de tamaño limo; alternantes con niveles, que irán haciéndose más potentes a medida que se asciende en la serie, de argilolitas y limolitas de finísima matriz arcilloso-sericitica, con fina microestratificación y rica en sustancias carbonosas.

Al final hay apariciones esporádicas en lechos, con poco desarrollo, de calizas fétidas, negro mate, asociados a calizas arenosas y dolomías.

Hay fragmentos de Equinodermos, a veces muy abundantes, y restos muy variables de Anélidos, Lamelibranquios, Gasterópodos, Briozoos y algas. Entre los microforaminíferos están representados los Globigerinidos s. l. junto a escasísimos Lagénidos.

La similitud de facies que se ha podido apreciar dentro de la presente formación ha imposibilitado su cartografía, a pesar que en determinadas zonas posee caracteres muy uniformes.

1.1.2.1.2 *Aptiense-Albiense inferior.*

A esta formación se ha venido calificando tradicionalmente como «Complejo urgoniano», ya que alberga las calizas de Rudistas que reciben esta denominación, aunque creemos resulte necesario establecer las siguientes aclaraciones a fin de evitar ambigüedades y precisiones falsas:

PERCONIG (1967). «La palabra "urgoniana" ha sido introducida por D'ORBIGNY (1850 y 1852) en su estudio de las calizas de Orgón (Francia). Su significado primitivo tenía, por lo tanto, un valor crono-estratigráfico bien definido y era sinónimo de Neocomiense superior, pero sucesivamente adquirió el valor de facies y sirvió para indicar las calizas de Rudistas, en el Cretácico inferior, de los Pirineos y en la Cordillera Cantábrica.

Sin embargo, existen diferencias notables entre las calizas de Orgón y las que acabamos de mencionar, y prescindiendo de las biofacies, han sido designadas con el mismo nombre rocas muy diferentes por algunos de sus caracteres.»

RAT (1959). «La facies urgoniana, sin perjuicio de la edad, corresponde a las calizas macizas que, aunque distintas por el aspecto exterior y las microfases, tienen en común la falta casi total de elementos terrígenos, la importancia de la calcita y de los constituyentes organógenos, una fuerte recristalización, y en las cuales la biofacies está caracterizada por Rudistas pertenecientes en su mayoría al género *Toucasia*.»

En la Hoja, dentro de este complejo extremadamente potente, que reposa sobre las areniscas del «Weald», se distinguen tres litologías fundamentales:

- Caliza arrecifal masiva (C_{15-16}^{0-1})
- Caliza paraarrecifal estratificada ($C_{15-16}^{0.1}$)
- Argilitas calcáreas masivas ($C_{15-16}^{a^{0-1}}$)

A pesar de las netas características de cada uno de los componentes de este tramo, la cartografía presenta algunas inevitables imperfecciones en cuanto a sus contornos, dada la gran abundancia de pasos laterales de facies, siendo muy difícil, mediante estudios paleontológicos, establecer subdivisiones más finas en cuanto a los probables límites que se pudieran alcanzar dentro de estos miembros.

La semejanza, en cuanto a litología, existente entre los distintos afloramientos, permite una indicación del emplazamiento de los mismos y posteriormente abordar la expresión de las características estratigráficas del complejo.

Siguiendo las directrices tectónicas de la zona, la distribución se realiza de una forma simétrica respecto al eje del sinclinorio, así tenemos:

- Al NE. Formación de Cerro Olerriaga-Cerro Berdartzandia.
- Al SO. Formación de Lemona-Urtemondo y algunos paquetes dispersos sobre el «Weald».

{Hay que señalar la existencia de materiales correspondientes a esta formación al N. de Guernica, en los que siendo permanentes las características litológicas, las tectónicas difieren considerablemente de las generales de la zona.}

1.1.2.1.2.1 Caliza arrecifal masiva.

Sus afloramientos se presentan con una clara morfología arrecifal, subrayada por la continua presencia de Rudistas y Coralarios, que tiende a ocupar las altas cotas de las formaciones montañosas.

Basándonos en la constancia de su situación respecto al resto de los materiales, podría llegar a considerarse como un nivel, aunque las acusadas variaciones laterales de facies, así como los cambios de espesor y la dificultad de establecer correlaciones, hacen suponer que esta afirmación sería bastante aventurada.

El aspecto es de calizas masivas, tenaces y compactas, de colores grises claros en superficie, y en fractura gris oscuro. Da lugar con frecuencia por disolución meteórica, a fenómenos cársticos de cierta importancia, tanto en superficie como en el interior.

Petrográficamente se pueden considerar como una mezcla informe de las siguientes asociaciones: biomicritas y micritas recrystalizadas con argilolitas con cemento carbonatado, Intrasparitas con limo en alternancia con limolitas y biomicritas con limo, y biomicritas recrystalizadas. Hay una gran cantidad de coralaris dispersos, afectados de recrystalización rápida, que afecta indistintamente a los restos orgánicos y a la calcita intersticial, aunque dicha recrystalización puede ser tan intensa que llega a eliminar toda estructura orgánica.

En general, podemos decir que se trata de arrecifes que han fosilizado en su propio habitat y los intersticios han sido rellenados por depósitos de calcita y caliza procedente de su propia destrucción.

Además de la continua aparición de Coralarios y Toucasias, es destacable la presencia de Lamelibranquios, *Ammobaculites*, Orbitolinas, Lituólidos, pequeños Ataxophraminidos, Textuláridos, Equinodermos, Miliólidos, Ostrácosos, Lagénidos, Trochamminidos, Espículas y Gasterópodos.

1.1.2.1.2.2 Caliza paraarrecifal estratificada.

Se presenta con una evidente estratificación en bancos, cuya observación es fácil cuando se realiza a distancia, o bien mediante foto aérea, lo que reitera la necesidad de acogerse a separaciones cartográficas a tenor de las características litológicas.

Se ofrecen, dado su carácter de acumulaciones de restos conchíferos fuera del biotopo arrecifal, como masas irregulares de calizas, ocasionalmente detríticas o calcareníticas, dotadas de cierta continuidad y susceptibles de disgregarse y meteorizarse con facilidad, dado el bajo grado de recristalización que poseen.

El aspecto «in situ» es similar al de las calizas arrecifales masivas y, al igual que en ellas, son frecuentes e importantes los pasos laterales de facies a otros términos del complejo, hasta el punto de realizarse, a veces, verticales o normales a la estratificación.

El muro suele estar en contacto con las formaciones de Orbitolinas descritas en las últimas etapas del «Weald».

Se intercalan entre los bancos de caliza niveles de muy variable espesor y desarrollo a lo largo de los tramos, de calizas apizarradas, margas grises o areniscas limoníticas micáceas con abundantes impurezas carbonosas.

En los afloramientos donde la estratificación es más clara están constituidas por una alternancia de cuarzarenitas de matriz arcillosa, o con limolita arcillo-arenosa, y argilolitas limosas con arena. Sin embargo, donde el aspecto es difuso aparecen biomicritas recristalizadas con pelets y limo, micritas arcillosas y cuarzarenitas con matriz sericítico-silíceas.

La presencia de Coralarios es permanente en la casi totalidad de las muestras estudiadas, siendo en ocasiones el constituyente exclusivo.

La *Orbitolina* «ex grege» *texana* confiere una edad correspondiente al Aptiense superior. De igual modo ocurre respecto a *Sabaudia minuta*, *Nautiloculina* y *Coskinolinella*, esta última indicada por Loeblich y Tappan solamente en el Albiense, pero encontrada en otras regiones de España en el Aptiense Superior.

A la microfauna característica antes indicada hay que añadir *Trochammina*, *Lituola nautiloidea*, *Pseudocyclamina*, *Aeolisaccus*, *Eponides*, *Lenticulina*, *Ammobaculites*, *Ophtalmidium*, *Marssonella*, Textuláridos, Briozoos, Lituó-

lidos, Trochamminidos, Bolivínidos, Equinodermos, Lamelibranquios, Moluscos, espículas y algas.

1.1.2.1.2.3 Argilolitas calcáreas masivas.

Presentan un aspecto masivo, arriñonado, afectado de esquistosidad, de colores azules y grises que pasan a negros, según el porcentaje de sustancias carbonosas que posean.

Tiene un origen mixto, terrígeno-químico y abundantes aportes procedentes del medio marino, esta circunstancia trae como consecuencia que su posición estratigráfica respecto a los otros miembros del complejo sea variable, por lo que según los casos se puede considerar como un equivalente lateral de los arrecifes, o bien como un recubrimiento de ellos.

Están constituidas por argilolitas, limolitas con bancos de micrita, algunas escasas zonas de biomicritas, frecuentes intercalaciones de clastos calcáreos del mismo tipo que las calizas y partículas de mica. Esta composición es variable, ya que viene controlada por la posición relativa de estos materiales respecto a las formaciones arrecifales y a la costa, es por lo que a medida que se aleja de los primeros, se acentúa su contenido en materiales detríticos silíceos, en forma de hiladillas al principio, experimentando una variación paulatina de facies calizo-margosas a otras arcillo-areniscosas francas.

Se destaca la presencia de pequeñas inclusiones de tobas volcánicas.

Entre un contenido faunístico poco expresivo se han podido clasificar: *Ticinella roberti*, *Heterohelix* cf. *washitensis*, *Sabaudia minuta* y diversas especies de *Rhabdammina*, *Cyclammina*, *Haplophragmoides*, *Ammobaculites*, Trochamminidos, Ataxophragminidos, Miliólidos y Textuláridos. También es destacable la presencia de Ostrácodos, Radiolarios y prismas de Inoceramus.

1.1.2.2 Inferior-Superior.

1.1.2.2.1 Albiense medio-Santoniense inferior.

Se trata de un complejo de aspecto flyschoides extremadamente potente, formado en su área de sedimentación próxima a la costa, cuyo carácter reductor confirió las tonalidades oscuras que presentan sus materiales.

Formado por una alternancia de bancos tenaces y compactos de argilolitas limosas, más o menos arenáceas, ricas en materia orgánica y cuarza-renitas pardas, que meteorizan a amarillo y ocasionalmente contienen feldspatos.

El conjunto es muy micáceo, con pajuelas de gran tamaño; hay piritas disseminadas y biomicritas con intraclastos en la parte baja. El carácter arenoso aumenta a medida que se asciende en la formación, llegando a ser la facies dominante en los últimos términos.

Es característica la frecuente presencia de concentraciones ovoidales, ferríferas, de forma y tamaño irregulares, que en ocasiones forman lechos arrosariados de limonita, así como indicios muy dispersos de tobas volcánicas.

Los bancos, siempre regulares, son finos y tabulares, o bien aparecen imbricados en continuo paso lateral de facies por parte de los dos principales componentes.

Sus afloramientos mantienen, de igual forma que el complejo Aptiense-Albiense inferior, una disposición paralela y simétrica respecto al eje del sinclinatorio.

La falta de restos fósiles o su extremada escasez no permiten fijar con rigor la edad de esta formación. Se han podido clasificar: *Ticinella roberti* (probable), *Rotalipora* sp. *Heterohelix globulosa*, *Hedbergella* muy abundante, *Rhabdammina*, *Hormosina*, *Trochammina*, Globigerineloides, Rotalipóridos, Buliminidos, secciones de posibles Globotruncanas, Ammodiscus y Radiolitas muy diagenizadas.

En la parte superior, la presencia de ciertas especies de foraminíferos ha permitido establecer unos límites cronológicos bastante aproximados. Se destacan: *Rotalipora* cf. *reicheli* (Cenomaniense superior), *Rotalipora cushmani* (Cenomaniense superior), *Rotalipora* cf. *greenhornensis* (Cenomaniense medio y superior), *Globorotalia concavata* (Coniaciense-Santonense inferior) y *Globorotalia sigali* (Turonense superior a Santonense inferior).

1.1.2.3 Superior.

1.1.2.3.1 Santonense superior-Maastrichtiense.

Está formado por un potente complejo flyschóide cuyos caracteres litológicos, facies margo-caliza-arenosa, en bancos continuos y de poco espesor, así como los sedimentológicos, materiales de depósitos epicontinentales, son muy similares a los del conjunto anterior, fundamentalmente en los primeros estadios, donde se los puede considerar como un tránsito entre los últimos términos del complejo subyacente y los basales de éste.

— Tramo inferior (C_{24-26}^{3-0}).

Constituido por una alternancia de cuarzarenitas con argilolitas, que presentan unos colores grises oscuros a negros, lo cual en un principio puede servir como carácter diferenciador respecto al conjunto anterior; más adelante, estos últimos van perdiendo espesor y el conjunto va pasando a ser eminentemente micrítico, limoso, arcilloso y arenoso, con eventuales intercalaciones arenosas muy ricas en pajuelas de mica.

— Tramo medio detrítico (C_{24-24}^{8-0})

Gradualmente va aumentando el contenido en detríticos; este carácter se va haciendo tan ostensible que ha permitido una identificación «de visu», posteriormente confirmado por los análisis sedimentológicos, que ha sido aprovechada para delimitar unos contactos imprecisos que separan este tramo del resto de la formación. Aparece en el flanco N. con una anchura uniforme, diluyéndose hacia el NO. mediante un paso lateral de facies a los componentes del tramo medio calcáreo.

Comienza con una alternancia de micritas limosas y arcillosas que más adelante dejan paso a cuarzarenitas, limolitas, argilolitas y micritas, donde se hace predominante el carácter arcilloso. A veces la matriz silícea meteoriza a amarillo formando una capa que enmascara la presencia de las frecuentes partículas de cuarzo y mica. Finaliza con una sucesión similar a la del principio, consistente en una alternancia de micritas recristalizadas, micritas limosas y arcillosas, y limolitas con arcilla.

— Tramo medio calcáreo.

Dado que únicamente es identificable mediante observaciones locales y de cierto detalle, se ha soslayado su cartografía.

Está compuesto de biosparitas y biomicritas con intercalaciones de micritas limosas.

— Tramo superior.

Se termina este complejo con una sucesión de micritas y biomicritas, arcillosas y limosas, alternantes con limoesparitas arenosas, limo y argilolitas.

Se destaca el color rosado que van adquiriendo los materiales hacia la mitad del tramo, llegando a ser rojo en los últimos términos, lo cual es característico por su continuidad y por ser una guía en cuanto al límite de la formación.

— Basaltos (β^4).

Resaltamos la presencia de efusiones basálticas, andesíticas y espilíticas, acompañadas de cineritas y escorias, a las que el recubrimiento de la vegetación y su profunda meteorización han impedido una cartografía precisa.

Sus afloramientos más importantes se sitúan en el flanco N., grandes potencias de los alrededores de Guernica y Rigoitia, a favor de un horizonte continuo que ocupa los términos inferiores del complejo. En el S. son dispersos y de poca importancia.

Corresponden a los tipos frecuentes de las formaciones cretácicas, donde se intercalan en la serie, metamorfizando por contacto, adaptándose a las deformaciones que sufren éstas.

Véase figura 1.

Distribución vertical de las principales especies de foraminíferos planctónicos desde el Santoniense Superior al Maastrichtiense Superior en la Hoja de Durango. (——)

Globotruncana carinata

▪ *angusticarinata*

▪ *coronata*

▪ *tricarinata*

▪ *fornicata*

▪ *elevata*

▪ *linneiana*

▪ *cf. inornata* Bolli

▪ *ventricosa*

▪ *arca*

▪ *stuartiformis*

▪ *stuarti*

▪ *lamellosa*

▪ *falsostuarti*

▪ *cf. gagnebini*

▪ *cf. gansseri*

▪ *plicata*

▪ *mayaroensis*

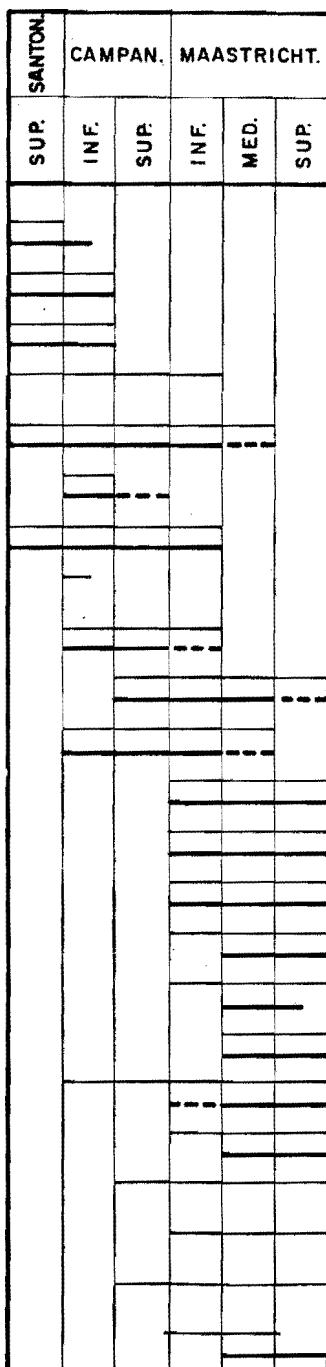
Planoglobulina acervulinoides

Rugoglobigerina rugosa

Racemiguembelina fructicosa

Pseudotextularia elegans

Rugoglobigerina rotundata



Distribución estratigráfica según Postuma (1962) (——)

Figura 1

1.1.3 Terciario

1.1.3.1 Paleógeno.

1.1.3.1.1 Paleoceno-Eoceno.

1.1.3.1.1.1 Daniense-Ypresiense.

1.1.3.1.1.1.1 Crestones microconglomeráticos (T₁₁₋₂^{A-Aa})

En las zonas de Peña Gozugaray, Peña Ascaray y Cerro Urculu aparecen hacia la base de esta formación Terciaria unos paquetes alentejonados, azoicos, de colores marrones claros, que llegan a alcanzar los 100 m. de potencia.

Están constituidos por unas areniscas, zona basal, que paulatinamente van aumentando el tamaño de sus granos, para terminar en un microconglomerado de cemento arenoso con abundantes granos de cuarzo.

1.1.3.1.1.1.2 Sucesión flyschoides de calizas arenosas y margosas (T₁₁₋₂^{A-Aa})

Queda atravesada la Hoja por esta formación de SE. a NE. Alberga lo que pudiéramos llamar el eje del «sinclinorio de Bilbao».

Se comporta como una continuación del flysch anterior, aunque no ha sido posible encontrar la sucesión completa de la etapa intermedia, debido a los continuos pasos laterales de facies, lagunas estratigráficas y la intensa erosión, a la que sin duda ha sido sometido.

Por parte de las calizas rojas del Maastrichtiense hay continuidad, aunque se efectúa una pérdida de su vivo color rojo, que pasa al rosado. A este paquete calcáreo le sigue una sucesión alternante de margo-calizas (Biomicritas margosas) y calizas litográficas.

Paulatinamente va aumentando el carácter margoso, colores oscuros, con frecuente presencia de oolitos arenosos muy ricos en óxidos de hierro, dando la característica meteorización a amarillo que más adelante se tornará a rojo por la adquisición del carácter argilolítico.

Las calizas alternantes, micritas limosas y microsparitas limosas con limolita van disminuyendo en espesor y compacidad por un aumento del carácter margoso, facies limolítico-arcilloso-margosa.

De una forma neta aparece el carácter arenoso, cuarzenitas; es el comienzo de unos aportes terrígenos que se irán haciendo más importantes; iniciándose una alternancia de micritas y areniscas en las que siguen presentes las margas.

La presencia de areniscas, gruesas, en bancos potentes, con finos granos de cuarzo y poca mica, se va haciendo frecuente, alternando con niveles de margas de color oscuro y areniscas calcáreas en finos lechos.

Una facies arcilloso-arenosa-caliza, alternante de micritas recristalizadas con microsparitas y micritas arcillosas con limolitas de abundante cemento ferruginoso, será el eslabón con los materiales superiores.

Toda la sucesión es extremadamente pobre en microfauna. Al principio hay una brusca desaparición de Globotruncanas y aparecen Globigerinas s. s. acompañadas de abundantes Radiolarios y escasas Discoclyna.

Las pocas especies que se han podido clasificar orientan su inclusión en la Zona de Globorotalia velascoensis o la parte inferior de la Zona de Globorotalia aequa.

1.1.3.1.2 Eoceno.

1.1.3.1.2.1 Luteciense.

1.1.3.1.2.1.1 Areniscas (T_2^{Ab})

Los únicos afloramientos se encuentran ocupando los resaltes topográficos del macizo de Oiz. Se presentan a modo de barras alentejonadas, de tenacidad variable y aspecto cuarcítico. La más inferior es continua y siempre constituye la base de la formación, mientras que las restantes se disponen paralelamente a ésta en las zonas próximas.

Son azoicas, de cemento calcáreo, mucho contenido en óxidos de hierro y gran abundancia de granos de cuarzo de un diámetro de hasta 0,5 centímetros.

1.1.3.1.2.1.2 Facies arenosas (T_2^{Ab})

Consiste en una sucesión tipo flysch, donde el aumento progresivo del carácter arenoso, consecuencia de un incremento en aportes terrígenos, ya iniciado en la etapa anterior, es típico. Esta circunstancia trae consigo continuos pasos de facies en el tiempo y en el espacio que no permiten una acertada cartografía de los posibles miembros que la componen.

— Tramo inferior.

Comienza con una alternancia desordenada de calizas margosas, calizas arenosas, margas arenosas y arenas que van pasando paulatinamente a un conjunto, localmente bien definido, de margas arenosas oscuras, finalmente micáceas, con intercalaciones de areniscas tenaces y algún raro nivel calizo.

— Tramo superior.

Arenas muy gruesas con intercalaciones margosas muy escasas y finas, todo ello con un marcado color amarillo por la presencia de óxidos de

hierro. En algunos puntos ofrecen cierta potencia, lo que ha originado explotaciones en cantera de este material. Incluyen de una forma muy dispersa grandes lentejones, muy irregulares de areniscas con cemento calcáreo.

El incremento en aportes terrígenos ocasiona la desaparición del contenido faunístico, dando un conjunto subestéril o con microfósiles muy pequeños e indeterminables; no obstante, se han podido determinar en las calizas: Miliólidos, Discórbidos, Rotálidos, Nummulítidos, Melobesias, Textuláridos, Equinodermos, Globigerínidos y algún fragmento de *Discocyclina* que nos orientan hacia un posible Luteciense.

1.2 CUATERNARIO (Q)

Se reduce al lecho y las riberas de los ríos en curso divagante, estando constituido por materiales poligénicos propios de las llanuras aluviales.

2 TECTONICA

2.1 EL SINCLINORIO DE VIZCAYA

Se denomina así por encontrarse su zona más característica y representativa en esta provincia. Su región axial ocupa la diagonal que atraviesa la Hoja de NO. a SE.; está formada por materiales de edad terciaria, los flancos se extienden hacia el NE. y SO. en sucesión normal y presentan una cierta simetría. Los terrenos más antiguos y, por lo tanto, los más alejados del eje corresponden al «Weald».

La existencia de este sinclinorio debe estar relacionada en profundidad con una especie de «fosa tectónica de zócalo» que permitió la acumulación de una enorme cantidad de sedimentos durante el Cretácico superior.

Los movimientos de las fallas del zócalo correspondientes permitieron la salida del material simálico al mar durante el Cretácico superior (JEREZ y ESNAOLA, 1967).

La existencia de materiales terciarios conservados hasta el Eoceno, en la Hoja, deben atribuirse a que el eje del sinclinorio poseía desde el principio mayor profundidad en esa zona, o bien a movimientos diferenciales de reactivación del zócalo que hundieron esta área posiblemente en el Cretácico terminal.

Distinguiremos los siguientes términos:

- Zona axial.
- Flanco Norte.
- Anticlinorio de Navárniz.
- Flanco Sur.

2.1.1 ZONA AXIAL

Constituye una masa rígida que resalta en el relieve debido a su litología, materiales calcáreos y areniscas, terciarios. Es alargada y sin apenas ondulaciones, con anchuras que varían desde los 2 km. en su extremo noroccidental, hasta los 5 km. en la formación de Oiz, al SE.

Los flancos reposan siempre sobre materiales de edad cretácica superior, al N., y establecen contacto mediante discordancia por laguna estratigráfica. En el borde S., como respuesta a una presión dirigida hacia el NE., los materiales plásticos del Cretácico superior son transportados sobre los sedimentos terciarios cobijándolos. Dado que el desplazamiento ha sido casi vertical hemos preferido no darle la categoría de un verdadero cabalgamiento.

El contraste estructural existente entre la parte noroccidental y el macizo de Oiz nos permite separar estas dos unidades.

2.1.1.1 Zona noroccidental.

2.1.1.1.1 Sinclinal Artezarre-Cerro Urresti-Gastelumendi.

Se inicia con el sinclinal de Artezarre-Cerro Urresti-Gastelumendi, cuyo eje principal se sitúa en la cima de los relieves invertidos señalados; posee un desarrollo considerable y mantiene unas directrices paralelas a las del Sinclinorio.

Es claramente asimétrico, a pesar de que presenta buzamientos muy similares en una zona de charnela, sus flancos poseen características totalmente distintas. El N., de 700 m. de afloramiento en sucesión homoclinal, mientras que el S., de 2 km. de anchura, está fuertemente plegado en disposición paralela al eje principal y termina con una falla que le pone en contacto con los materiales inferiores.

A esta estructura se encuentran asociadas las formaciones de Irurimendi, al S., de buzamientos contrarios y flanqueada en su zona N. por una prolongación transversal, de dirección E.-O. y 4 km. de longitud, de la falla del flanco S. del sinclinal anterior; a favor de esta fractura se encaja claramente el río Borobal, y en su valle es posible reconocer los materiales mesozoicos infrayacentes. Cerro Urreta, al N., flanqueado en el S. por una falla de gravedad, de dirección NNO. y un desarrollo de 3,5 km., que le despega de la formación principal, y en su desplazamiento llega a poner al descubierto el substrato.

A partir del flanco S. del Irurimendi todo el borde de la zona noroccidental se encuentra cobijado mediante falla inversa por materiales del Cretácico superior.

2.1.1.1.2 *Parte central.*

Más adelante, entre la carretera de Larrabezua a Flores y la vertical de Garitagoitia, no ha sido posible reconocer ningún tipo de estructura debido a lo accidentado de la zona y los escasos afloramientos que se dejan ver bajo el espeso manto vegetal.

2.1.1.1.3 *Extremo SE.*

Hasta la falla de desgarre de Arrindas-Urruchura se vuelven a repetir estructuras muy parecidas a la del sinclinal de Cerro Urresti, en este caso resulta muy difícil de identificar el eje principal, dado el intenso plegamiento a que se encuentra sometida toda la zona. (Fácilmente observable en el Puerto de Auchagane.)

Se podría aventurar que el mecanismo de deformación responde a unas características similares a las del sinclinal anterior, en cuyo caso el eje director podría coincidir con el existente entre las proximidades de Cirica hasta la Ermita de San Pedro.

Las estructuras anteriores responden a diferentes aptitudes de los materiales terciarios frente a los potentes empujes en dirección NE., o bien a que estas presiones no fueron homogéneas a lo largo del flanco S. de esta zona axial.

Mientras que en el sinclinal, flanco S., se observa en los fuertes repliegues lo que podría ser respuesta incompetente y posterior descompresión con fracturas normales a la dirección de empuje, las formaciones de Ururi-mendi, ya cobijadas en su parte S., y Cerro Urculu, no llegaron a plegarse, sino que se desplazaron centrífugamente como labios hundidos, por efecto de la descompresión, ayudados posiblemente por los materiales infrayacentes a modo de lubricante.

Resumiendo, se tienen dos claras posturas ante los empujes:

- Plegamiento y posterior descompresión con formación de fallas de gravedad.
- Fallas inversas cobijantes con plegamiento simultáneo.

Los buzamientos contrarios de Cerro Urculu, que dan un falso sinclinal, pueden atribuirse a deformaciones sufridas en la pendiente de los estratos ocasionados por el desplazamiento de este bloque hacia el S.

La falla de desgarre, probable, que atraviesa la «Zona», entre Arrindas a Urrucha, puede considerarse como la consecuencia de un nuevo tipo de comportamiento ante el «empuje», donde la formación del Macizo de Oiz actúa como bloque estable respecto al cual se desplaza el resto.

2.1.1.2 Macizo de Oiz.

(Dado que el estudio de P. RAT (1959) para esta zona es muy detallado, se han incluido en el presente apartado abundantes datos considerados de interés.)

El macizo de Oiz está casi completamente esculpido en terrenos eocenos, salvo cerca de la base de las laderas N. y S. La disimetría del Sinclinoario queda bien patente en esta formación. Al N., Cretácico, Paleoceno y Eoceno forman una serie monoclinial tranquila, al S., el Cretácico llega al contacto con el Eoceno siguiendo una superficie casi vertical, ligeramente oblicua respecto a la dirección de las capas.

La estructura se puede seguir gracias a la erosión diferencial que ha permitido que sobresalgan los escarpes calcáreo-areniscos del resto del flysch.

Los más importantes son:

- Arenisca de Gonzugaray.
- Arenisca de San Cristóbal, al NO. del vértice de Oiz.
- Arenisca de Oiz, constituye la cresta culminante del Macizo.

El primero de estos niveles se encuentra aislado en la base de la vertiente N.; siguiendo esta pendiente y cerca de la cúspide de Oiz existe toda una serie de escarpes oscuros calcáreos, los más bajos son continuación de las areniscas de San Cristóbal, y los más elevados pertenecen al nivel superior de las areniscas de Oiz.

2.1.1.2.1 Los pliegues fundamentales.

2.1.1.2.1.1 Sinclinales del monte Oiz

Este pliegue disimétrico, bastante ancho, ocupa la mayor parte del macizo y da lugar a los vértices más elevados. El centro está ocupado por las areniscas de Oiz, que forman un sinclinal colgado muy abierto.

Presenta el máximo desarrollo hacia el NE., donde se encuentra la cresta monosinclinal de la cima, que va disminuyendo hacia el SO. a medida que el hundimiento de la cuenca eocena se atenúa.

La curvatura del sinclinal queda evidenciada por la disposición de la dirección y buzamiento de las capas del flysch (carretera Durango-Marquina, km. 37-41).

Hacia el NO., el pliegue únicamente es patente en las areniscas de San Cristóbal, y a continuación se cierra por encima de la carretera de Durango a Urruchua.

2.1.1.2.1.2 Anticlinal de Surrimendi.

Es un pliegue muy apretado; hacia el O. presenta una terminación brusca, mientras que se continúa en el anclinal de Mallavía.

El flanco N. está ocupado por las areniscas de la base del sinclinal colgado de Oiz, y el S. por la banda de Surrimendi (nivel de San Cristóbal).

A este mismo entorno corresponde el sinclinal exterior de Muniqueta, en el extremo SO. de la formación de Oiz.

2.1.1.2.1.3 Sinclinal de Garay.

Comprende, en el centro, un pequeño sinclinal de calizas oscuras situado bajo una serie margo-arenosa cuya base contiene tramos resistentes correspondientes al nivel de San Cristóbal. Al NE. se encuentran las areniscas de Surrimendi, y al SO. la arenisca de Gallinda.

El cierre NO. con la parte occidental del Oiz es perisinclinal. Hacia el SE., por el contrario, el sinclinal está cortado oblicuamente por el contacto anormal del Cretáceo. Al E. de la carretera de Marquina a Durango aparece un segundo escarpe de arenisca que parece el retorno del flanco S. del sinclinal.

2.1.1.2.1.4 Anticlinal de Gallinda.

Este último pliegue es de estructura muy simple, los dos flancos coinciden con sendos bancos arenosos buzantes en sentido inverso que se unen hacia el SE. en terminación perisinclinal sensiblemente simétrica, turbada por la proximidad del contacto anormal del Cretácico contra el Terciario. La reducción que experimentan las areniscas no permiten seguir el flanco S.

2.1.1.2.2 *El contacto anormal del Cretácico y el Eoceno.*

En el borde S. del macizo de Oiz, el Cretáceo Superior y el Paleoceno han sido levantados y transportados hasta el Eoceno.

En la carretera de Durango a Marquina, km. 37,5, puede observarse cómo las calizas correspondientes a los últimos tramos del Cretácico están mezcladas con las facies margosas paleocenas, y todo ello se pone en brusco contacto con las formaciones eocenas. Hacia el SE. faltan las capas inferiores del flysch, así como las areniscas del nivel Surrimendi.

Este contacto anormal se continúa hacia el ONO. siguiendo la pendiente de Surrimendi.

Al NO. de Garay, el contacto anormal alcanza el sinclinal de Aracaldo y corta sucesivamente los dos lados de este pliegue. El flanco SO. des-

aparece bruscamente cerca del cierre de Duñabeitia, y el NO. se mantiene hasta los accesos a Garay.

Al E. de la carretera de Durango a Marquina, la traza del contacto anormal se deduce con bastante precisión debido a la posición de los afloramientos.

Del examen del Oiz se reconocen dos grandes sinclinales paralelos: Sinclinal del Monte Oiz y Sinclinal de Garay. Ambos corresponden a la misma etapa de levantamiento, aunque el de Oiz está ligado a una elevación del zócalo, que en consecuencia ha permitido la conservación de los niveles estratigráficos más altos.

En el borde S. del sinclinorio, un importante accidente hace penetrar el Cretácico superior en el dispositivo Terciario. Este accidente sensiblemente vertical, independientemente de la estructura del sinclinorio, evoca más una fractura que un ojal a través del flexible material Paleoceno, por lo que se puede pensar en la influencia de una fractura de zócalo.

2.1.2 FLANCO NORTE

Por orden de edad, ascendente, se disponen a partir del Terciario los siguientes materiales.

2.1.2.1 Complejo flyschoide Santoniense superior-Maastrichtiense.

Es la formación más extensa de toda la Hoja, con anchuras que varían desde los 4 km. en el SE., hasta los 7 km. al NO. De acuerdo con las observaciones realizadas se presentan como una serie monótona y continua, aunque en ningún momento se puede descartar la posibilidad de que se trata de una sucesión isoclinal, dada la enorme potencia que alcanzaría de no ser así; no obstante, se puede afirmar que no se ha observado ninguna charnela. A partir de la vertical de Rigoitia ha sido posible establecer algunos ejes de pliegues que inducen a pensar que realmente se trata de una serie plegada; aunque teniendo en cuenta las dificultades que el país ofrece a las observaciones en campo, cualquier hipótesis en este sentido es válida.

Hacia la base de esta formación van apareciendo coladas basálticas, andesíticas y espiliticas; comienza a modo de franja delgada en los alrededores de Irueta, y a medida que nos desplazamos hacia el NO. van ganando en potencia, llegando a ser ésta muy importante en los alrededores de Rigoitia. Hay una brusca interrupción de las coladas en los alrededores de Guernica debido a la extrusión triásica. Fallas de gravedad correspondientes a efectos radiales del diapiro de Guernica, provocan pérdidas importantes de extensión en Goicoerrotta.

2.1.2.2 Complejo areniscoso Albiense medio-Santoniense inferior.

La anchura que presenta, de 1 km. al SE. a 4,5 km. en su parte central, nos hace invocar unas causas similares a las explicadas antes. La idea de repliegues muy acusados en isoclinal para las zonas deprimidas también es válida en este caso, ya que se han podido determinar una serie de pliegues en la carretera de Gerricaiz-Murelaga.

Se observa un cierto paralelismo en cuanto a las áreas deprimidas de este complejo respecto al flysch anterior, por lo que se puede pensar que en ambos casos responden a un esfuerzo muy localizado, con mayor intensidad en las zonas de máximo plegamiento.

2.1.2.3 Aptiense-Albiense inferior.

Pobrementemente representado por las calizas paraarrecifales de Urribarri que pasan lateralmente de facies, por el NE. y SE., a argilolitas calcáreas masivas de Alzuloa, éstas irán adelgazándose progresivamente contra el plano de falla de Navárniz y terminan desapareciendo en las proximidades de Zubero.

2.1.2.4 Weald.

Marca el final del flanco N. Está constituido por un estrecho ojal flanqueado por el plano de la falla de Navárniz. A pesar de que existe concordancia con los materiales superiores, se encuentra fuertemente afectado por la cercanía de este accidente.

2.1.3 ANTICLINAL DE NAVARNIZ

Está situado en el ángulo NE., a continuación de los materiales descritos en el flanco Norte (2.1.2). Durante los 9 km. de longitud visibles en la Hoja presenta una orientación NNO.-SSE.

Su característica más importante estriba en que su plano axial se ha convertido en un plano de falla, normal, con el labio-flanco SO. hundido; esta circunstancia trae consigo que el anticlinal sea totalmente asimétrico.

Existe una clara diferencia, en cuanto a sus características tectónicas se refiere, entre el extremo SSE. y el resto de la formación, por lo que se ha estimado conveniente dividir su estudio en dos zonas.

2.1.3.1 Zona Navárniz-Murelaga.

Es la menos perturbada. Su flanco SO. está ocupado por los materiales descritos anteriormente en los apartados 2.1.2.2, 2.1.2.3 y 2.1.2.4, los cua-

les desaparecen bajo el complejo arenisco Albiense-Santoniense en las proximidades de Zubero. En Irazurrieras, al NO., se han podido distinguir con toda claridad una familia de fallas antitéticas que han provocado sucesivas repeticiones de los elementos weáldicos del núcleo del anticlinal.

El flanco NE. es mucho más amplio. Comienza con los sedimentos correspondientes a las etapas finales del complejo Weáldico, a continuación, concordante, reposa una potente serie caliza Aptiense-Albiense, que sale de la Hoja por el NE. El flysch Albiense-Santoniense queda restringido, al E., a una cubeta excavada en los materiales calizos.

La sucesión anterior está surcada por gran número de fallas y fracturas que inciden oblicuamente sobre el plano de falla principal.

2.1.3.2 Zona de Santa Eufemia.

De NO. a SE. se observa una serie de accidentes tectónicos paralelos alineados de acuerdo con las directrices del pliegue principal.

El primero de ellos, falla de Aldecoa, se intercala entre las calizas paraarrecifales, puede considerarse por su alineación y carácter como una prolongación de la de Navárniz.

Una segunda falla, a poca distancia de la anterior, presenta a favor de su plano una chimenea perforante de ofitas triásicas que extruyen entre la formación Aptiense que reposa a su vez sobre el Weáldico.

Mediante una falla inversa, el flanco NE. de la formación Navárniz-Murelaga queda cobijado por los materiales weáldicos.

Todo el conjunto de Santa Eufemia presenta fuertes distorsiones en cuanto a la dirección y buzamiento debido a la intensa y apretada fracturación a que ha sido sometido.

Hemos de invocar nuevamente fuertes empujes de componente SE.-NE. para explicar la génesis de la estructura general de la zona.

Podría resumirse de la siguiente forma:

	<i>Zona Navárniz-Murelaga</i>	<i>Zona Santa Eufemia</i>
1.º Empuje.	Formación de fracturas y fallas oblicuas.	<i>Cobijadura del flanco NE. Formación de fallas oblicuas.</i>
2.º Distensión.	<i>Formación de la falla en el plano axial del anticlinal.</i>	Formación de las fallas normales.
3.º		<i>El Triás aflora a favor de las zonas más intensamente tectonizadas.</i>

2.1.4 FLANCO SUR

Ocupa el tercio SO. de la Hoja. Debido a que existen diferencias en cuanto al estilo tectónico, según zonas, hemos dividido su estudio en las siguientes unidades:

2.1.4.1 Flanco S. (p. p. d.).

De NE. a SO., partiendo del Terciario, está constituido por los siguientes términos:

2.1.4.1.1 *Complejo flyschoides Santoniense superior-Maastrichtiense*

Mantienen las características estratigráficas apuntadas en el flanco N., aunque la extensión es considerablemente menor. En éste, como en los casos anteriores, no es posible referirse a potencias, ya que el intenso plegamiento a que han sido sometidos no lo permite.

La presencia de basaltos está restringida a las zonas próximas al contacto, mecánico, con el Terciario, salvo en Veresilla, al N. de Durango. Todas las coladas se encuentran alentejonadas, manteniendo una directriz paralela al eje de los pliegues registrados, aflorando normalmente a favor de la charnela de los anticlinales.

2.1.4.1.2 *Complejo arenoso Albiense medio-Santoniense inferior.*

En sucesión normal; a partir de Amorebieta hasta Durango, el contacto con la sucesión anterior no es posible distinguirlo, ya que se encuentra en el cauce del río Ibaizabal.

Ha sido imposible establecer numerosos ejes de pliegues, y los pocos registrados son de poca longitud; no obstante, en todos ellos se pueden apreciar unas directrices concordantes con los del Sinclínorio.

La extensión viene a ser aproximadamente igual en toda su longitud, aunque la del SE. es un poco menor, debido a que se le sometió a una mayor intensidad de empuje y, por lo tanto, posee mayor índice de plegamiento, lo cual está de acuerdo con las características tectónicas regionales.

2.1.4.2 Zona de Mandoya-Lemona.

Se encuentra en el ángulo NO., ocupando, según el eje del sinclínorio, una posición simétrica respecto al anticlinal de Navárniz.

Los primeros términos corresponden al Aptiense-Albiense inferior, en sus tres facies características. Debido a su aspecto masivo y competente,

se ha podido apreciar, sin muchas dificultades, el conjunto de fracturas y fallas, algunas muy importantes, que los afectan. Todo lo contrario ocurre en el Complejo Wealdico sobre el que se apoyan, también intensamente afectados, aunque su monotonía de caracteres, la carencia de accesos y la tupida vegetación no han permitido una determinación concisa de estos accidentes.

Tres tipos de movimientos se pueden apreciar:

- 1.º) Bascamiento del zócalo con movimientos diferenciales de bloques. Causantes del estilo germánico que presenta la zona. Dadas las directrices del conjunto de fracturas, podrían pertenecer a este sistema, en principio, las de componentes NO.-SE., donde destacamos la que partiendo de Aguirre corta el curso del río Ibaizabal y continúa por Echevarri.
- 2.º) Empujes dirigidos hacia el NE.: Formación de fracturas oblicuas a esta dirección; un ejemplo tipo podría ser el que se da en las canteras de Charribazo. Se aprecian igualmente deformaciones de ejes de pliegues, debido a su choque contra materiales rígidos que actuaron de contrafuerte. Anticlinal de Landaispiti a Casa Morrosto.
- 3.º) Descompresión: Formación de fracturas normales al empuje; el labio hundido suele ser el SO. Falla del Pantano de Lechuchazo.

Cabe la posibilidad de que la acción de los movimientos del zócalo continuasen durante la segunda y tercera etapas, por lo que la aparición de fallas inversas cobijantes y fracturas no integradas en las directrices antes expuestas pudo acaecer en cualquier momento.

2.1.4.3 Pico Urtemondo.

Situado al O. de la formación anterior. Está constituido por un potente paquete de calizas arrecifales masivas, en las que se destacan importantes fenómenos de disolución cárstica.

Su característica más peculiar es la presencia del flanco N. cabalgando a los materiales de la serie superior. Esta unidad se puede considerar como la terminación occidental de la Sierra de Aralar (Guipúzcoa), en la que se observan idénticas características tectónicas; diversos autores atribuyen este fenómeno a importantes movimientos del zócalo.

El cabalgamiento es observable «in situ» en la zona de Bernagoitiaburu, por el camino de Bernagoitia a Pico Urtemondo.

2.2 DIAPIRO TRIASICO DE LA RIA DE GUERNICA

La implantación de la ría divagante de Guernica se efectúa a favor de materiales blandos y fácilmente erosionables del Keuper. El componente

ofítico presenta una meteorización de hasta 3 m. de profundidad, esta circunstancia, unida a la gran vegetación que alberga esta capa alterada, hace muy dificultoso su reconocimiento.

Aunque escapa de los límites de la zona estudiada, Hoja de Bermeo, podemos ampliar que en su extrusión ha arrastrado elementos jurásicos que se sitúan a ambos márgenes de la ría, y son la base de las formaciones wealdicas y aptienses que de E. a O. se disponen en anticlinal.

El hecho de que las coladas basálticas cretácicas se encuentren interrumpidas por el Trias nos da, por lo menos, una edad posterior al Santoniense-Maastrichtiense en cuanto a su acción diapírica.

2.3 ENCUADRE ESTRUCTURAL REGIONAL

(Presentamos en breves síntesis las conclusiones elaboradas por P. RAT (1959), las cuales se ajustan, en su gran mayoría, al criterio adoptado en nuestros trabajos; no obstante, se hacen las precisiones oportunas en lo referente a la Hoja de Durango.)

La estructura del país Vasco-Cantábrico es el resultado de una tectónica de revestimiento, donde los materiales Mesozoicos y Terciarios han reaccionado plegándose y adaptándose a las deformaciones del zócalo.

2.3.1 DEFORMACION DEL ZOCALO

Durante la orogenia pirenaica, el zócalo hercínico, granito y arenisca permotriásica, reaccionó mediante fracturas y pliegues de gran radio.

En el zócalo primario en los Pirineos vascos se individualizaron una serie de compartimientos longitudinales a modo de depresiones o pliegues de fondo. Estos compartimientos se reparten en tres largas ondulaciones con incurvación hacia el NO. y constituyen el subbasamento de toda Vizcaya.

- *El compartimiento anticlinal N.*, que prolongaría el Macizo de Cinco Villas bajo la cobertera mesozoica. Hacia el O. realiza un hundimiento progresivo que ocasiona la desaparición de los materiales de cobertera.
- *La depresión intermedia*, que ha permitido la conservación de los últimos términos del Cretácico Superior y Terciario del Sinclinatorio de Vizcaya. Esta fase correspondería a la continuación hacia el O. de la existencia entre Cinco Villas y los Aldudes.

Más compleja es la evolución sufrida mediante una nueva activación del zócalo, por la zona anticlinal de Aitzgorri y de Bilbao, ya que a modo de pulsaciones estuvo afectando a la cobertera durante mucho tiempo, fue la causa del incremento de la subsidencia durante el Cretácico.

Durante la orogenia pirenaica esta zona actuó de umbral separador entre

el «Escudo Alavés», al S., y al N. quedó el «Sinclinorio Vizcaíno», que reaccionó con ondulaciones y fracturas de diverso estilo, oponiendo unas directrices oblicuas a los empujes. Si estas deformaciones NO-SE. son preponderantes en el O. de los macizos pirenaicos, también se han de tener en cuenta los de dirección N-S., bastante menos frecuentes, que se pueden adjudicar a ondulaciones transversales. A modo de ejemplo citaremos la limitación del Eoceno al O. del Macizo de Oiz y el anticlinal diapírico de la ría de Guernica.

2.3.2 LA RESPUESTA DEL MATERIAL SUPERFICIAL

Las frecuentes disarmonías apreciables en los plegamientos, así como los diferentes estilos tectónicos adoptados, están provocados en gran parte por las variaciones de naturaleza y potencia de los materiales secundarios y terciarios.

- El Keuper, con sus arcillas yesíferas, facilitó el despegue de la cobertera respecto al zócalo hercínico.

Sus extrusiones vienen condicionadas por las deformaciones, de mucha intensidad, de la cobertera o por accidentes profundos del basamento.

- El «Weald» ocasionaría una nueva superficie de despliegue entre las facies calcáreas jurásicas (Ría de Guernica) y las del Complejo Aptiense inferior.

El contraste de competencias que se experimenta entre los materiales del Aptiense-Albiense inferior, trae consigo respuestas totalmente diferentes ante los empujes, por lo que en su análisis se hace preciso contar con esta circunstancia.

- A partir del Santoniense, los materiales han reaccionado mediante pliegues poco profundos y disarmónicos.

2.3.3 FASES OROGENICAS

Los plegamientos más importantes que han dado su estilo a la estructura del País Vasco-Cantábrico son de edad pirenaica y más exactamente post-Luteciense, ya que los materiales correspondientes a este piso están claramente plegados y fracturados en el Macizo de Oiz. Pero anteriormente han tenido lugar movimientos más atenuados que han precedido a las principales deformaciones del Terciario.

- 1.º Movimientos del fin del Jurásico y del principio del Cretácico, responsables de toda la historia weáldica del golfo Vasco-Cantábrico.
- 2.º Movimientos aptienses provocados por las depresiones o flexuras del fondo, donde se han localizado los grandes edificios arrecifales.

- 3.º Movimientos albienses con disarmonías locales en la base y en el interior del Complejo Albiense-Santoniense inferior.
- 4.º En la zona de Durango se experimenta una repercusión tardía, Santoniense superior, de los movimientos que comenzaron en el Cenomaniense en zonas regionalmente más alejadas, que trajeron un nuevo ciclo en la sedimentación del Golfo.

3 HISTORIA GEOLOGICA

3.1 KEUPER

A finales de la orogenia Hercínica se deposita el Triás, en facies Keuper, en una cuenca de escasa profundidad y en clima árido; esta circunstancia queda evidenciada por el color rojo de los materiales y la presencia dominante de margas y yesos. Al final de esta sedimentación debieron tener lugar las erupciones volcánicas, ofitas.

3.2 JURASICO

La orogenia Pirenaica es la responsable de una serie de emersiones que en el Jurásico superior, comenzaron en el N. de España. Estos movimientos no fueron sincrónicos en todos los puntos de la región, ya que en el Argoviense afectó al Macizo Asturiano y las áreas septentrionales de la Meseta. La consecuencia de estas elevaciones fue la creación de un continente y la individualización del golfo Vasco-Cantábrico.

Estas elevaciones trajeron consigo, de una parte, la intensificación de la erosión, y de otra, la reducción del dominio marino al pasar sus aguas a una profundidad somera, por lo cual el carácter continental influenció la sedimentación marina. La salinidad de la cuenca, especie de estuario, se vio muy mermada por el continuo y abundante aporte de agua dulce.

Un clima cálido y húmedo fue alterando las rocas del continente, por lo que de esta forma se iba preparando lo que más tarde constituirían los sedimentos de la facies «Weald».

3.3 NEOCOMIENSE-BARREMIENSE

Desde el comienzo del Cretácico se establece un régimen de fuertes lluvias que provocan fases de sedimentación terrígena muy activas. El macizo Hercínico Vasco fue el menos afectado, a pesar de que ya se encontraba suavemente emergido desde el Argoniense; no obstante, el aporte sedimentario es intenso, grandes espesores, llegando en algunas fases a ser superior a la subsidencia. Estas circunstancias hacen pensar que la cu-

beta tuvo un carácter intermitente por parte de los aportes marinos y continentales.

El interior de aquella cuenca sufre compartimentaciones provocadas por removilización del basamento hercínico, lo que trae como consecuencia que las calizas solamente aparezcan condicionadas por la presencia de obstáculos que hacían disminuir la llegada de aportes, o bien en zonas alejadas del continente hacia el N., como intercalaciones en el flysch.

Asimismo, la colmatación de grandes extensiones de la cuenca ocasionó cambios en el carácter sedimentario al pasar éste a un régimen lacustre costero.

Esta etapa se puede considerar terminada en el Barremiense o al principio del Aptiense.

3.4 APTIENSE-ALBIENSE INFERIOR

Al comienzo del Aptiense se inicia un régimen marino generalizado, y las aguas del golfo recobran su salinidad normal.

Estas condiciones, con ligeros cambios, se mantendrán hasta el Albiense dentro de un dominio francamente pirenaico.

En el golfo se presentan condiciones favorables para la instalación de organismos constructores de arrecifes, como serían: profundidades someras, aguas limpias y agitadas, clima subtropical y saturación, con precipitación en el medio de carbonato cálcico.

Estos edificios llegan a adquirir espesores considerables que únicamente se pueden explicar mediante la acción de una lenta y continua subsidencia; mientras su diagénesis vino regulada por la fijación de carbonato cálcico por parte de los seres vivos. Su desarrollo a veces queda interrumpido por aportes intermitentes de materiales más o menos detríticos cuyo origen puede atribuirse a épocas muy lluviosas, o bien a movimientos eustáticos que modificaran el carácter de los sedimentos en unas áreas determinadas. Esto explica el carácter lenticular de las masas arrecifales y la presencia de niveles margo-arenosos interestratificados en bandas calizas, cuyo origen hay que buscarlo en unas aguas de disminuido carbonato cálcico, al que se le suma el de los aportes continentales y el procedente de la «simultánea» erosión de los arrecifes. Esta destrucción adquiriría grandes proporciones, no sólo por la violencia de los aportes terrígenos, sino que además cesaría la subsidencia y en consecuencia emergerían los edificios de Toucasia.

Los cauces submarinos, condicionados por los espacios que quedaban entre los arrecifes, canalizaban y dirigían los aportes terrígenos más finos, especie de fango calcáreo muy fluido, controlando de esta forma la sedimentación; esto explica los frecuentes pasos laterales de facies en áreas muy próximas.

Esta masa pastosa, que se enriquecía en carbonatos procedentes del medio, rellenó intersticios de las conchas de los organismos, por lo que aceleró su diagénesis.

3.5 ALBIENSE MEDIO-SANTONIENSE INFERIOR

En el Albiense medio-superior se experimenta en toda la cuenca vasco-cantábrica un importante cambio en el paisaje, debido a movimientos de basculación de NE. a SO., que se pueden considerar como una primera manifestación de la orogenia alpina, el actual Anticlinorio Vizcaíno inicia una rápida elevación.

El desarrollo de los organismos arrecifales se hace imposible por el cambio experimentado en las condiciones batimétricas, así como por las grandes cantidades de aportes terrígenos que vierten los rápidos ríos continentales.

La erosión es intensa y se establece una facies de sedimentación costero-nerítica rica en materiales arenosos y arcillosos que llegarán a invadir todo el fondo marino.

Las enormes potencias registradas únicamente pueden explicarse mediante la adecuada subsistencia, aunque hay que pensar que ésta no fue continua, sino que se realizó a modo de pulsaciones, controladas por la progresiva elevación y rejuvenecimiento de las zonas de umbral, como denunciaban las estructuras sedimentarias de cambios de facies, pinzaduras, etcétera.

Hacia mediados del Cretácico superior, la epirogénesis motivó la individualización de dos cuencas:

- Alavesa, donde la gran transgresión, ya iniciada, lleva las orillas del mar hasta Castilla y el régimen costero que se inició a finales del Albiense va pasando a otro marino.
- Vizcaína, donde se mantienen unas características sedimentarias similares a las existentes antes de la separación de las cuencas.

Progresivos hundimientos de las compartimentaciones que posee el surco vizcaíno favorecen un incremento en la subsidencia, capacitándola para albergar los aportes procedentes de un continente cuya topografía ha continuado recrudesciéndose. Estas condiciones se mantendrán hasta el Santoniense inferior.

3.6 SANTONIENSE SUPERIOR-MAASTRICHTIENSE

En el Santoniense-Campaniense, el basamento hercínico correspondiente al pliegue de fondo del sinclinorio vasco comienza a verse afectado por

una removilización de sus fracturas; en consecuencia, se producen una serie de erupciones volcánicas, tal vez procedentes de un magma simálico, que da lugar a coladas de basaltos andesíticos y espiliticos, los cuales aparecen interestratificados en los primeros términos de flysch.

Al principio, las condiciones de sedimentación no experimentan grandes variaciones respecto a la época precedente. Es en el Campaniense cuando una nueva removilización del basamento, o bien una continuación de la iniciada, provoca una elevación del fondo marino con la consiguiente regresión y enriquecimiento de la cuenca en materiales detríticos. Las extrusiones triásicas pueden corresponder a esta edad.

En el Maastrichtiense se mantiene la regresión, acentuándose ésta en el límite con el Terciario. Aunque el medio de sedimentación es inestable, permite que en aguas tranquilas, alejadas de la costa, se depositen las capas rojas de calizas litográficas.

3.7 Terciario

En el Golfo, separado de Castilla, por el umbral emergido del Anticlinorio Vasco, la regresión iniciada completará la serie terciaria, aunque no de un modo brusco, sino a intervalos, ya que hasta en las series areniscosas paleocenas vuelven a encontrarse intercalaciones litológicas con microfacies propias de un medio marino alejado de la costa.

La erosión durante esta época debió ser muy fuerte, por lo que se deduce que las deformaciones orogénicas del continente fueron más intensas que las experimentadas durante el Cretácico Superior.

Los depósitos microconglomeráticos de la base de la formación pudieron tener su origen en depósitos próximos a las desembocaduras de los ríos.

Los materiales eocenos corresponden a los de un golfo, alargado, que se situaba entre el continente vasco y el recientemente emergido anticlinorio de Arno-Bermeo. El medio de sedimentación debió de estar en continuo trasiego de aguas con el mar abierto; las facies son neríticas. Eventuales precipitaciones de carbonatos trajeron consigo la cementación de los materiales arenosos que hoy forman los crestones.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 GEOTECNIA

En el área abarcada por la Hoja, la geología aplicada se centra fundamentalmente en una explotación muy intensa de las rocas industriales.

Dentro de los diversos tipos de materiales extraídos para distintos usos,

destacan las explotaciones de calizas marmóreas, calizas y basaltos, tanto por su importancia como por su número. También existen en gran cantidad, aunque en mucha menos importancia, explotaciones de arenas y areniscas.

4.1.1 CALIZAS MARMOREAS Y CALIZAS

Proceden de los edificios arrecifales pertenecientes al Complejo Aptlense-Albiense inferior. Las aplicaciones más directas de las calizas marmóreas están referidas a la ornamentación (Gautegui), mientras que las no aprovechables en estos fines son destinadas como áridos para carreteras y fabricación de cementos (Lemona).

4.1.2 BASALTOS

Todos los afloramientos corresponden a coladas interestratificadas situadas en la base de la formación Santoniense superior-Maastrichtiense. Se emplean como áridos, tanto para construcción como para carreteras (Fruniz, Rigoitia).

4.1.3 ARENAS Y ARENISCAS

Del Terciario, en su totalidad son extraídas de zonas muy favorables para la explotación. Sus aplicaciones más inmediatas están dirigidas a la construcción y a la elaboración de productos cerámicos (Alrededores de Amorebieta y Durango).

4.2 HIDROGEOLOGIA

En lo que a formaciones calizas se refiere, no cabe esperar cuantiosas reservas en los posibles acuíferos. En cuanto a circulación cárstica tampoco se han apreciado zonas de interés.

En el resto de los terrenos todo se reduce a un régimen de escorrentía superficial, aunque dada la gran cantidad de agua de lluvia que perciben en el curso del año, podría pensarse en su almacenamiento y canalización a fin de proveer a los núcleos urbanos.

5 BIBLIOGRAFIA

- EMPENSA, S. A. (1964).—«Estudio Geológico de la región de Deva.» N. y C. del I.G.M.E., n.º 76.
I.G.M.E.—«Estudio Geológico de la provincia de Alava.» Inédito.

- I.G.M.E.—«Estudio Geológico de la provincia de Guipúzcoa.» Inédito.
- «Estudio Geológico de la parte de la provincia de Vizcaya comprendida en las Hojas 1:50.000. Durango, Elorrio y Eibar.» Inédito.
- (1971).—«Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Hoja de Bilbao.»
- PERCONIG, E. (1967).—«Contribución de la micropaleontología al conocimiento de los yacimientos de hierro de Bilbao.» *N. y C. del I.G.M.E.*, n.º 97-98.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—«Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica).» *Mem. del I.G.M.E.*, tomo 78.
- RAMIREZ DEL POZO, J., y AGUILAR, M. J. (1971).—«Estratigrafía del Aptense y Albense en la Zona de Durango (Vizcaya), y estudio de la sedimentación de arcillas con formación de figuras en "bolas concéntricas".» *Acta Geol. Hisp.*, año II, n.º 5, nov.-dic.
- RAT, P. (1959).—«Les Pays crétacés Vasco-Contabriques.» Publ. de L'Université de Dijon.
- RIOS, J. M. (1948).—«Estudio Geológico de la zona de criaderos de hierro de Vizcaya y Santander.» *Temas Profesionales Dir. Gen. de Minas y Comb.*, n.º 9.
- SOLER Y JOSE, R. (1972).—«Las series Jurásicas y el "Purbeckiense"-Neocomiense de Guernica.» *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXIII-III.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA