

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

BILBAO

Primera edición

Las opiniones sustentadas en esta Memoria son de la responsabilidad de los autores citados en la bibliografía, habiendo sido formada y redactada por la división de Geología del IGME.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

EDITADO
por el
Departamento de Publicaciones
del
Instituto Geológico y Minero
de España

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M-16 - 1971

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. INTRODUCCION

La presente Hoja se sitúa al N. de la Península Ibérica, ocupando la parte oriental de la antigua Cuenca Cantábrica, comprendida entre los Macizos Hercinianos pirenaico y astúrico-castellano.

Abarca fundamentalmente materiales mesozoicos y, en menor extensión, terciarios; tan sólo en su extremo NE., afloran materiales paleozoicos correspondientes a la parte más occidental del Macizo pirenaico de Cinco Villas.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. PALEOZOICO

Los materiales paleozoicos afloran en el borde NE. de la Hoja, constituyendo el extremo más occidental del Macizo pirenaico de Cinco Villas.

La ausencia casi total de fósiles y la similitud litológica en sus litofacias, no ha permitido una datación precisa de estos materiales. No obstante, siguiendo el criterio de P. LAMARE, el Paleozoico de Monte Aldura, Adarra y Mandoegui parece corresponder al Carbonífero.

2.1.1. Carbonífero

Queda constituido principalmente por argilitas grises, sin fósiles, que esporádicamente incluyen:

- Calizas masivas, marmóreas, con Encrinidos no identificados y dolomías.
- Areniscas micáceas y pudingas gris negro con cantos de cuarzo y fragmentos de argilitas.

2.1.2. Permotrias

Las formaciones groseras, dadas como permotriásicas, reposan directamente sobre los materiales antehercínicos que afloran en la cobertera occidental de Cinco Villas, estando constituidos fundamentalmente por pudingas poligénicas, areniscas con estratificación entrecruzada y capas arcillo-arenosas, todas ellas bastante vivamente coloreadas en rojo.

En general, las capas de base son más groseras, haciéndose más finas, limos, hacia el techo. La potencia es muy variable. P. LAMARE da una serie, en que distingue hasta cinco tramos, expresando la variación regional de espesor.

2.2. MESOZOICO

2.2.1. Triásico

2.2.1.1. *Muschelkal*

Poco representado, se encuentra siempre en lentejones aislados, de dimensiones no cartografiables, compuestos de dolomías, calizas arcillosas con lingulas y calizas dolomíticas.

Cerca de Ecurra, P. LAMARE cita *Pseudomonitis*. Al SE. de Vitoria, en un pequeño afloramiento en el diapiro de Maestu, compuesto de calizas, aparece fauna abundante de moluscos marinos (*Modiola*, *Nalícopsis*, *Criptonerita*, *Mytilus*, *Gervilleia mytiloides*, Scholt).

2.2.1.2. *Keuper*

Presenta su facies típica de arcillas abigarradas rojas, grises y verdes. Estas arcillas son frecuentemente yesíferas, con yeso fibroso repartido en filoncillos debido a que la mayor parte de los afloramientos observados son de origen tectónico. Pueden ser también salíferas, conteniendo a menudo Jacintos de Compostela, acompañándose de carniolas y de masas de ofita.

2.2.2. Jurásico

Se encuentra, en líneas generales, distribuido alrededor del macizo de Cinco Villas. Aunque bastante afectado tectónicamente, se presenta como la formación más uniforme en lo que se refiere a condiciones de sedimentación.

2.2.2.1. *Liásico*

Comienza este periodo con unas calizas dolomíticas y carniolas superpuestas al Keuper, que han sido atribuidas, sin criterio paleontológico, al Infralías. Su potencia, muy variable, se estima entre 20 y 30 metros. A estos niveles se su-

perpone una serie dolomítica-caliza azoica, a la que se atribuye una edad que abarca desde el Retiense al Sinemuriense-Pliensbaquiense.

En su parte media y superior, el Liásico presenta una composición análoga a la de los países vascos franceses. Se diferencian los siguientes niveles:

- Calizas gris azulado del Pliensbaquiense, difíciles de diferenciar del Sinemuriense, excepto en la escama de Aralar, donde P. LAMARE encontró fauna característica. Potencia aproximada, 10 metros.
- Margo-calizas fosilíferas del Domeriense, con 25 a 30 metros de potencia.
- Margas esquistosas del Toarciense Inferior, con 40 a 50 metros de espesor.
- Margo-calizas del Toarciense Superior.

2.2.2.2. *Dogger*

Queda compuesto por los siguientes niveles:

- Calizas margosas, calizas y margas esquistosas del Aalenense. Tramo raramente bien diferenciado, excepto en Aralar. Tiene de 10 a 20 metros de potencia.
- Calizas bien estratificadas, con cantos arriñonados de sílex. De 30 a 50 metros de potencia.
- Calizas que lateralmente pasan a calizas margosas o areniscas (Calloviense-Oxfordiense). Con 40 a 50 metros de espesor.

2.2.2.3. *Malm*

Con mayor variación de facies y menor extensión que el resto del Jurásico, queda representado por los siguientes niveles:

- Calizas gris-azuladas, alternando con dolomías, atribuibles al Lusitaniense. Potencia de 10 a 20 metros.
- Calizas arenosas, asociadas a calizas dolomíticas y dolomías arenosas. Sin fósiles, atribuibles al Lusitaniense-Kimmeridgiense. Con 30 a 40 metros de espesor.

2.2.3. Cretácico

2.2.3.1. *Cretácico Inferior*

2.2.3.1.1. *Facies Weald.*—Constituye una facies de gran variabilidad, no correspondiendo a un nivel cronológico-estratigráfico preciso. Esta formación litoestratigráfica puede incluir los últimos estadios del Jurásico y llegar hasta la base del Aptense.

De forma general, dentro de los límites de esta Hoja, se pueden considerar dos regiones, desde el punto de vista de la naturaleza de los materiales: zona

anticlinal de Bilbao y su prolongación hacia Aitzgorri, y en Guipúzcoa, la zona de Tolosa-Azpeitia y al S. la parte navarra de la Sierra de Aralar.

Así como la provincia de Santander, se caracteriza por el predominio de la facies weald roja, en Vizcaya dominan las facies negras.

La zona Bilbao-Aitzgorri, se caracteriza fundamentalmente por la presencia de potentes capas arcillosas negras, que contienen, a veces, numerosas valvas de Ostrácodos mal conservados, Glauconias (*Gl. Strombiformis*, *Gl. Lujani*) y Córbulas (*C. Striatula*). Estos sedimentos arcillosos, a menudo piritosos, presentan, a veces, intercalaciones calcáreas fétidas, bancos arenosos con *Exogyra tuberculifera* y, eventualmente, yeso.

En Guipúzcoa, la serie, reconocida por P. LAMARE en los alrededores de Tolosa, se extiende hacia el O. al menos hasta Azcoitia. Está representada por una secuencia calcáreo-areniscosa de 350 a 400 metros de potencia, compuesta, de muro a techo, por:

- Areniscas calcáreas y calizas areniscosas negras, micáceas, piritosas y fétidas.
- Calizas cristalinas gris claro, a veces con caliza dolomítica al techo.
- Calizas algo dolomíticas negras en bancos finos.
- Calizas fétidas, asociadas a calizas areniscosas y dolomías.

Casi todos los bancos calizos de esta formación están separados por niveles arcilloso-areniscosos, que adquieren mayor importancia hacia el O. Ya en Régil tienen cierta potencia, para predominar sobre las calizas en Azpeitia.

Hacia el S., en la Sierra de Aralar, hay predominio de facies arcillosa. Aun son frecuentes las calizas, si bien casi siempre areniscosas, arcillosas o micáceas. Hacia el O. —Aitzgorri-Escoriaza—, la facies es fundamentalmente arcillosa, tanto que es litológicamente confundible con la arcillosa del Albense-Cenomanense.

2.2.3.1.2. *Aptense-Albense-Cenomanense Inferior*.—Dentro de los límites de esta Hoja, exceptuando el extremo SO. (San Zadornil), en que aparecen claramente diferenciados Aptense, Albense y Cenomanense, y al S. de la Sierra de Aralar (Navarra), en que aparece individualizado el Albense, en el resto de la Hoja la falta de criterios paleontológicos no ha permitido establecer estas diferencias.

Al S. de la Sierra de Aralar el Albense queda constituido por los tres tramos siguientes:

- El inferior, formado esencialmente por arcillas negras y algún banco de areniscas.
- El tramo medio, constituido por areniscas con nódulos ferruginosos, abundante materia carbonosa y mica. Hacia su parte alta contiene capas calcáreas.

- Tramo superior compuesto por arcillas con intercalaciones arenosas en la base, haciéndose hacia el techo calcáreas y limosas con mica. En él se desarrollan los arrecifes albenses.

Tanto en su base como en su paso al Cenomanense, generalmente la falta de criterios paleontológicos no ha permitido establecer una separación clara entre Albense-Cenomanense y Albense-Aptense, quedando así puesto de manifiesto en el mapa.

En el borde SO. de la Hoja (al S. de San Zadornil), el Albense está constituido por arenas y areniscas, a veces con arcillas intercaladas y, asimismo, materiales más gruesos, que pueden definirse como paraconglomerados de trama rota, con abundante matriz arenosa. El Aptense, escasamente representado, lo constituyen esencialmente margas, calizas y areniscas.

De forma general, en toda la mitad norte de la Hoja, donde los materiales comprendidos dentro de este amplio conjunto litoestratigráfico, alcanzan gran representación, se diferencian, siguiendo fundamentalmente criterios litológicos, una formación de base calcáreo-arcillosa, que abarca Aptense-Albense Inferior, denominada complejo urgoniano (P. RAT, 1958), y otra superior, Albense Superior-Cenomanense Inferior, areniscoso-arcillosa, denominada complejo supraurgoniano, ambas con límites de tiempo y espacio imprecisos.

En la zona NE., en las inmediaciones del Macizo de Cinco Villas, no ha sido posible establecer esta diferenciación, formando todo el conjunto una sola unidad, eminentemente detritica y con gran variabilidad de potencia. Constituye una facies de borde formada por pudingas y areniscas deleznable, que pasan a argillitas y margas areniscosas al techo. En ocasiones las areniscas engloban lentejones de caliza zoógena, más o menos brechoide.

2.2.3.1.2.1. *Complejo urgoniano.*—De forma general, este complejo, extremadamente potente, queda constituido por calizas arrecifales masivas con Rudistas; calizas para-arrecifales estratificadas; formaciones negras, calcáreo-arenosas o margo-arenosas, en las cuales los aportes terrígenos se añaden a los materiales procedentes del medio marino. Finalmente, areniscas, que no contienen más que productos continentales.

Las calizas con Rudistas se modifican enormemente según los puntos, tanto en su naturaleza como en su espesor y disposición.

En la zona anticlinal de Bilbao, las calizas con Rudistas se localizan hasta el Gorbea, en la parte inferior del complejo. Se distribuyen en lentejones que se reemplazan con diferentes niveles, en el seno de un conjunto predominantemente areniscoso, al que se superpone un conjunto fundamentalmente argilítico, que presenta, no obstante, intercalaciones arenosas y margo arenosas, tomando, a veces, un aspecto flyschoides, como ocurre en Zalla y Orozco.

Las calizas de Rudistas presentan gran interés en esta zona, puesto que es en ella donde arman los criaderos de hierro de la zona de Bilbao. Estas calizas, si bien aparentemente, parecen distribuirse en lentejones irregulares, como

consecuencia de un gran número de fallas que afectan a la caliza y que interesan a toda la zona, forman un horizonte continuo, de espesor variable.

Esta disposición, en líneas generales, se presenta en dos bandas separadas por el gran anticlinal de Vizcaya, reduciéndose hacia el SE., dando paso a los lentejones urgonianos del Gorbea y Duranguesado.

En la región de Leona, los niveles superiores de la formación argilitico-arenosa son reemplazados por las calizas de la Sierra de Aramotz y de Amboito. Predominan aquí las calizas urgonianas típicas, con numerosos Polyperos y grandes Toucasias, en lentejones masivos, y lentejones calcáreos con estratificación en bancos potentes. Estas calizas del Duranguesado son el equivalente estratigráfico de las calizas superiores del Gorbea.

En el Gorbea, se localizan dos grandes arrecifes, de potencia y extensión muy variables. El inferior presenta asociaciones en las que se hallan *Simplorbolina manasi* y *Orbitolina texana parva*, las cuales indican el Aptense Medio y Superior. El superior presenta asociaciones faunísticas, en las que se hallan *Orbitolina texana* y *Flabellamina alexandri*. Entre estos dos episodios calcáreos se intercalan niveles argilitico-areniscosos, alcanzando, a veces, un lugar preponderante. La terminación hacia el NO. de este conjunto calcáreo, es un ejemplo de la indentación entre las calizas urgonianas y las formaciones terrígenas.

Más hacia el SE., las calizas con Rudistas se adelgazan momentáneamente, a costa, en particular, de las calizas para-urgonianas de Santa Agueda, para dar paso finalmente a los potentes edificios del Aitzgorri.

En este enorme bloque, varias barras calcáreas, a veces en lentejones, se superponen entre capas más oscuras, irregulares, cargadas de elementos terrígenos: calizas negras finamente arenosas, calizas esquistosas azuladas, margas arenosas oscuras, calizas con espículas de esponjas.

En la zona NE. de Vizcaya se encuentra con cierto desarrollo la facies argilitico-areniscosa de Bilbao. Las calizas con *Pseudotoucasia santanderensis*, son el equivalente de las calizas del Duranguesado y de los lentejones superiores del Gorbea. Aquí los niveles más antiguos del Aptense, importantes y groseros en la región de Bilbao, quedan muy reducidos.

Al SE., hacia el Macizo de Cinco Villas, el lugar de estas capas inferiores es ocupado por argilitas negras finas con *Parahoplites cf. deshayesi* y las calizas masivas con *Pseudotoucasia santanderensis* ocupan de forma constante una posición estratigráfica más elevada.

Hacia el S. se ven las crestas calcáreas urgonianas de Izarraitz y de Ernio, reemplazadas por las calizas para-urgonianas groseras de la banda de Beizama, siempre encima de las argilitas con *Parahoplites*.

Son frecuentes los pasos laterales de facies: calizas arrecifales que pasan a calizas para-arrecifales y argilitas. En Sierra de Aralar se presenta un ejemplo típico de las frecuentes indentaciones entre calizas y argilitas.

De forma general, las formaciones arenosas negras muestran en conjunto una reducción del tamaño y eventualmente de la proporción de elementos de-

tríticos del S. hacia el N. y del O. hacia el E. La repartición de las calizas urgonianas queda fuertemente condicionada por la distribución de sedimentos terrígenos.

2.2.3.1.2.2. *Complejo supraurgoniano*.—Entre los últimos horizontes del complejo urgoniano y los primeros niveles de flysch margoso cretácico superior, se intercala un conjunto potente eminentemente arenoso, que abarca desde el Albense Superior al Cenomanense Inferior. Posee una amplia representación a lo largo de la provincia de Vizcaya, N. de Alava y Guipúzcoa.

Comprende, de forma general, una sucesión en facies flysch de capas duras y blandas: areniscas calcáreas, calizas arenosas y frecuentemente sublitarenitas (subgrauwacas), alternando con argillitas excesivamente hojosas y más o menos areniscosas que incluyen nódulos ferruginosos. Aparecen en ocasiones calizas arrecifales bien representadas (zona de Cegama, Gerain, al S. de Sierra de Aralar). Son también frecuentes los pasos laterales, dentro de los componentes de este complejo.

En su parte inferior (Albense Superior), el complejo arenoso supraurgoniano refleja el mismo modo de distribución de sedimentos terrígenos que en los periodos anteriores: facies continental hacia el SO., hacia Burgos y Santander, presentando en Vizcaya intercalaciones marinas, sobre todo hacia el techo; hacia el NE. y el E., acusa una disminución neta de fases groseras. En Vizcaya, se manifiesta por un recrudescimiento importante de los aportes terrígenos, responsable aparentemente de la extinción de los arrecifes con *Pseudotoucasia santanderensis*.

2.2.3.2. *Cretácico Superior*

Dentro de los límites de esta Hoja, se pueden considerar dos grandes regiones de características netamente diferentes. Por una parte, al N., el Cretácico Superior del país vasco-cantábrico (Vizcaya, Guipúzcoa) formando una unidad estratigráficamente continua. Por otra parte, al S., el Cretácico Superior de la cuenca Alavesa y Navarra, claramente diferenciado en todos sus términos.

2.2.3.2.1. *Vizcaya y Guipúzcoa*.—El flysch vasco-cantábrico forma un conjunto estratigráficamente continuo, cuyos límites no pueden ser dados más que de forma aproximada. Los macrofósiles son raros, salvo en el Maestrichtiense. P. RAT (1958) establece tres divisiones litológicas aproximadas, que se reconocen netamente sobre la vertiente N. del Macizo de Oiz (Vizcaya) y que persisten a través de toda la zona vasca, aunque con variaciones notables:

- Cenomanense Superior-Coniaciense, caracterizado por las margas y calizas margosas con Rosalinas.
- Santoniense-Campaniense: flysch margo-arenoso.
- Maestrichtiense: margas flyschoides con *Inoceramus*.

2.2.3.2.1.1. *Cenomanense Superior-Coniaciense*.—Tanto en Vizcaya (Macizo de Oiz), como en Guipúzcoa, se individualiza, a veces, una formación de base, con caracteres litológicos propios, que señala el paso del complejo supraurgoniano al flysch Cretácico Superior; entre Deva y Zumaya queda muy bien definido. Se observa una secuencia de calizas margosas, margocalizas y margas. Al S. de Zumaya, las margocalizas se disgregan en forma de bolas. Las capas margosas inferiores, con *Rotalipora reichel*, *R. montsalvensis*, var. *minor*, *R. cushmani*, pertenecen al Cenomanense. Las Rosalinas (*Globotruncana Lapparenti*, *Gl. coronata*), de las calizas superiores se atribuyen al Turonense terminal-Coniaciense.

Esta formación aparece también individualizada en el sinclinal del puerto de Otzarate, entre Cegama y Alsasua.

2.2.3.2.1.2. *Santoniense-Campaniense*.—Sobre las calizas con Rosalinas reposa un flysch muy cargado de elementos arenosos. Capas margosas aparecen separadas por bancos de poco espesor, a veces calcáreos, pero la mayor parte francamente arenosos.

La microfauna, de forma general, es bastante pobre. Entre Arbacegui y el Balcón de Vizcaya, en las facies arenosas, se señala la presencia de *Globotruncana Lapparenti*, *Gl. imbricata*, *Gl. Angusticarinata?*, que se atribuyen aproximadamente a una edad Coniaciense Superior-Santoniense. Entre Airzarnabázar y Zarauz, los últimos niveles del flysch contienen microfósiles del Campaniense (*Gl. bulloides*, *Gl. Caliciformis*, *Gl. conica?*)

El flysch margo-arenoso aparece bien individualizado en Vizcaya, y al S. de la cadena costera guipuzcoana, al O. de San Sebastián, pero en la prolongación hacia el SE. del Eoceno de Vizcaya, es reemplazado por un flysch gris o negro constituido por bancos calcáreos arenosos con fucoides y margas compactas esquistosas negras. Aparecen también bancos conglomeráticos o brechoides.

2.2.3.2.1.3. *Maestrichtiense*.—Comprende una serie homogénea potente de margas flyschoides grises o vivamente coloreadas en rojo. Bancos calcáreo-margosos de poco espesor, alternan con capas análogas, pero más margosas. Son frecuentes las calizas litográficas.

Los fósiles comunes son grandes Inoceramus. Restos de Ammonites se observan a veces; cerca de Zumaya ha sido señalado *Pachydiscus neubergieus*. La microfauna se caracteriza por la abundancia de Rosalinas (*Gl. stuarti*, *Gl. caliciformis*, *Gl. Tricarinata*...) y los Gumbelinidos (*Pseudotextularia varians*, *Ventilabrella*, *Gumbelina div. sp.*).

2.2.3.2.2. *Alava-Navarra*.—Al S. de la alineación, que aproximadamente componen la zona anticlinal de Bilbao, el Aitzgorri y Sierra de Aralar, el Cretácico Superior alcanza una amplia representación, quedando todos sus términos claramente diferenciados.

Los caracteres litológicos, a lo largo de esta amplia etapa sedimentaria, durante la cual se depositan alrededor de 4.000 metros de sedimentos en el centro de la cuenca, son de gran monotonía.

Predominan las calizas más o menos arcillosas. De todos modos, la sedimentación en umbrales y en las zonas costeras que se instalan de modo casi permanente hacia el S. y O. —umbral de Apodaca, saliente Sobrón-Salinas de Añana, saliente de Ocio-Peñacerrada, saliente de Maestu—, originan consecuentemente depósitos de características diferentes. Estos materiales, de ambiente costero, son calizas cristalinas más o menos arenosas y, con menor frecuencia, arenas o areniscas.

La mayor parte del Cretácico Superior constituye una unidad marina de plataforma.

2.2.3.2.2.1. *Cenomanense*.—En su parte inferior el Cenomanense presenta características distintas al N. y S. de la Cuenca. Al N. es eminentemente arcilloso, mientras que hacia el S. es más arenoso.

En la parte superior está representado en su mayor parte por capas calcáreas, las cuales se hacen muy arenosas y detríticas en el área costera meridional, donde contienen abundantes Prealveolinas.

La mayor parte del Cenomanense, más alto, se halla constituido por materiales flyschoides con frecuentes alternancias de pizarras y capas finas de calizas nodulosas o capas de areniscas («flysch de bolas»), las cuales son tan características a lo largo de toda la línea N. de los afloramientos del Cenomanense, pero que no aparecen al S. en la Sierra de Cantabria ni en los Montes Obarenes.

Hacia la Sierra de Cantabria, el Cenomanense está constituido por arenas y areniscas. Al O., en Sobrón y San Zadornil, es calizo. Se trata de calizas típicas de zona costera, calizas cristalinas más o menos arenosas.

2.2.3.2.2.2. *Turonense*.—Durante el tiempo que comprende el Turonense inferior, dominan las condiciones de tranquilidad en el depósito y de aguas profundas. La preponderancia de microfósiles planctónicos caracterizan las calizas margosas. Su potencia no sobrepasa los 500 metros y se halla reducida en los bordes de la cuenca a algunas decenas de metros. Dada su abundancia relativa de buenos fósiles característicos y su amplia extensión, el Turonense forma un excelente horizonte guía en el Cretácico Superior.

Hacia la parte superior pasa, sin cambios bruscos, a las sucesiones margosas de Zuazo, o bien, como sucede en los bordes sur de la cuenca, a calizas y dolomías detríticas y apenas fosilíferas atribuidas al Coniaciense, aunque no es clara la evidencia paleontológica.

2.2.3.2.2.3. *Coniaciense*.—Durante el Coniaciense, en el ámbito sedimentario del surco Alavés, las facies de los materiales que se depositan lo hacen de la siguiente manera:

- En Sobrón y en San Zadornil, los depósitos coniacienses están constituidos por calizas cristalinas arenosas. En la parte inferior, calizas de grano fino.
- En Orduña, se da una alternancia de calizas cristalinas y calizas limo-arcillosas.
- En el anticlinal de Zuazo, y hasta el embalse de Zadorra, el Coniaciense presenta tres tramos litológicamente diferentes: margas de Zuazo, calizas de Subijana y margas de Osma.

Hacia el E., esta secuencia varía. A la altura de Apodaca, es casi uniformemente caliza perdiendo definitivamente, más hacia el E., los tres tramos visibles en Zuazo, para quedar representado por calizas arcillosas.

2.2.3.2.2.4. *Santoniense*.—Durante el Santoniense, exceptuando el sector O. de Bóveda-Osma-San Zadornil, y al S., en el área de la Sierra Cantábrica, donde se localizan calizas cristalinas limoso-arenosas, en el resto la sedimentación es fundamentalmente carbonatada en forma de barro microcristalino con fauna abundante, sobre todo microfauna.

La facies más típica la constituyen las calizas con Lacazina en la parte central de la cuenca. Esta facies pierde su continuidad hacia el E. Los aportes terrígenos comienzan a hacer notar su influencia, sobre todo en los bordes de la cuenca.

La potencia del Santoniense varía desde 100 metros, en el área costera, hasta un máximo de 1.000 metros, en la parte más profunda de la cuenca, al N. y O. de Vitoria.

2.2.3.2.2.5. *Campaniense*.—Aunque ampliamente representado, solamente se halla totalmente desarrollado en los alrededores de Vitoria, donde alcanza una potencia de 1.500 metros.

La parte inferior, de unos 1.200 metros a 1.300 metros de potencia, presenta aquí materiales de naturaleza margosa-caliza, con algunas finas intercalaciones de caliza fosilífera (caliza de Gomecha-Olárizo).

La parte alta, de 300 a 350 metros de espesor, se halla principalmente compuesta por areniscas gruesas con estratificación cruzada y por margas arenosas. El conjunto pasa hacia el techo a calizas arenosas y arenas del Maestrichtiense.

El mismo Campaniense Superior arenoso aparece en gran extensión en los alrededores de Corres, sobre el flanco S. del sinclinal de Treviño, superponiéndose, a unos 600 metros, de margas calcáreas con algunas intercalaciones de caliza de *Ostreas*, correspondientes al Campaniense Inferior y Medio de Vitoria.

Al E. y O. se reduce la profundidad de la cuenca de depósito Campaniense, adelgazándose la sucesión a unos cientos de metros de calizas margosas y arenas, que representan posiblemente sólo la parte superior del Campaniense.

2.2.3.2.6. *Maestrichtiense*.—En el Maestrichtiense cabe diferenciar una secuencia inferior, en continuidad con el Campaniense Superior arenoso, y una secuencia superior carbonatada, correspondiente a un régimen costero-litoral, con desarrollo de zonas de albufera importantes y la localización de facies de ambiente para-arrecifal.

Se producen depósitos químicos carbonatados, donde abundan las dolomías, las cuales se mezclan con arenas. Esta secuencia carbonatada recibe el nombre de calizas de Orbitoides. Su potencia es mucho menos importante que la secuencia inferior arenosa.

2.3. Terciario

Dentro de la presente Hoja se pueden considerar, por una parte, al N., los afloramientos terciarios Eocenos, formando dos conjuntos distintos, cuya composición litológica es sensiblemente la misma: parte axial del Sinclinorio de Vizcaya y el terciario de la cadena litoral de Guipúzcoa. Por otra parte, al S., el Terciario de la cuenca Alavesa, enlazando en Navarra, extremo SE, de la Hoja, con el Terciario de la cuenca del Ebro.

2.3.1. Terciario del Norte

En las regiones vascas del litoral atlántico no hay un contraste brutal en la sedimentación entre el Cretácico terminal y el Eoceno. Las facies de base del Terciario son análogas, si no idénticas, a las del fin del Cretácico. Sin embargo, el límite entre estos dos conjuntos queda señalado por formaciones bastante particulares, tales como las calizas litográficas rosáceas con Globígerinas, alternando con margas rojizas («flysch de capas rojas»), o las calizas granudas con Algas cuyo papel morfológico es, a veces, importante en Vizcaya.

2.3.1.1. *Vizcaya*.—En el Macizo de Oiz, situado en la zona axial del sinclinorio vizcaíno, sobre las últimas capas del flysch margo-arenoso del Cretácico Superior, se superponen unas capas de calizas litográficas conteniendo Globotruncana, seguidas de calizas arenosas groseras con Algas y Foraminíferos bentónicos, a las que suceden calizas litográficas rosas o blancas con pequeñas Troncorotalia.

La base de las calizas rosáceas, con múltiples Globotruncana, se atribuye al Maestrichtiense. Las calizas arenosas con Siderolites y Daviesina aseguran una transición paleontológica entre el Cretácico y el Terciario. Finalmente, la parte superior, de calizas litográficas con Troncorotalia, no siempre presente, pertenecen ya al Eoceno.

Todos los niveles de tránsito, Maestrichtiense-Eoceno, parecen existir en el sinclinorio vizcaíno, pero sin que ningún corte pueda indiscutiblemente mostrar la sucesión completa. Cambios de facies, lagunas, acción erosiva, son normas en este conjunto calcáreo de facies caprichosa que sucede a las margas

homogéneas del Maestrichtiense y precede al flysch margoso homogéneo de comienzos del Eoceno.

La serie terciaria, considerada en el Macizo de Oiz, queda resumida en los siguientes términos:

- Parte superior de las calizas rosáceas con *Truncorotalia cf. angulata*: base del Eoceno.
- Flysch margo-calcáreo, en el que alternan bancos bastante delgados de calizas litográficas y capas más margosas con *Globorotalia*. La parte inferior de esta formación pertenece a la base del Eoceno, pero su parte alta es ya Suessoniense alto.
- Sucede, en paso gradual, un flysch margoso-arenoso, que constituye la masa principal de la serie Eocena. De E. a O. se hace cada vez más grosero, acabando por pasar al N. de Bilbao a un flysch margoso claro, en el cual se intercalan localmente bancos de areniscas groseras: Eoceno medio.
- Flysch margoso, con intercalaciones arenosas, coronado por las calizas con Alveolinas y Nummulites de Garay, atribuido al Luteciense terminal.

2.3.1.2. *Guipúzcoa*.—En la zona costera Guipuzcoana, el Terciario comienza en el techo de la formación de capas rojas, con un flysch de transición, con litofacies muy parecida a la del Cretácico Superior: flysch calizo-margoso, calizas arenosas con *Discocyclus*.

Entre las capas rojas y el flysch de transición se intercalan esporádicamente calizas arrecifales, y, a veces, como entre San Sebastián y Oria, un gran lentejón de areniscas con una potencia entre 0 y 200 metros. Estos materiales se atribuyen al Danés-Ipresiense.

El flysch Eoceno costero tiene características algo diferentes al E. y O. de San Sebastián. Hacia el E., es monótono y rígido en general. Comprende bancos potentes de areniscas, entre los que se intercalan, con menor frecuencia, bancos margosos.

Entre Zumaya y San Sebastián se rompe la monotonía vertical de la serie, reflejo de una variación vertical en la composición litológica, como consecuencia de una vuelta a las condiciones de sedimentación del flysch Cretácico Superior. Así, en el Eoceno, se separan tramos duros, fundamentalmente constituidos por areniscas, y otros blandos, constituidos por un flysch tableado, de litología similar al flysch de transición y al flysch Cretácico Superior.

2.3.2. *Terciario del S.*

Los materiales terciarios de la cuenca Alavesa y su prolongación al E. de Navarra, se encuentran representados en su totalidad por dos series de significación genética distinta, las cuales coinciden con las series cronoestratigráficas Paleógeno y Neógeno.

Estas series, en razón de su génesis y situación respecto al diastrofismo re-

gional, se pueden denominar: serie preorogénica marina, equivalente al Paleógeno, y serie postorogénica continental, equivalente al Neógeno.

Este cambio en las condiciones de sedimentación ha sido condicionado por la implantación de la orogenia alpina.

2.3.2.1. *Serie preorogénica marina*.—Esta serie abarca los materiales depositados durante casi todo el Paleógeno. Los sedimentos depositados durante esta etapa lo han sido dentro de un mismo cuadro de condiciones, no siendo fácil, en ocasiones, establecer separaciones cronológicas. El Oligoceno ha sido agrupado en parte al Eoceno, ya que ha sido reconocido con dudas.

2.3.2.1.1. *Suessoniense*.—Los materiales que constituyen el Suessoniense, reposan en discordancia progresiva sobre el Campaniense arenoso, hacia el S., Sierra de Cantabria y en parte de la Sierra de Urbasa, y sobre el Maestrichtiense calizo, en Montes de Vitoria y Sierra de Urbasa.

Los sedimentos que se depositan en la cuenca durante este período presentan facies típicas de albufera, representadas por calizas muy puras, y también facies para-arrecifales y arrecifales. Son normales, también, la presencia en este conjunto de arenas, areniscas y arcillas.

Al E. —Sierra de Urbasa-Sierra Satrústegui—, el Suessoniense queda diferenciado en un conjunto inferior: Danés-Spárnaciense, en el que dominan las calizas, calizas margosas y dolomías, y un tramo superior (Sierra Satrústegui), constituido principalmente por calizas brechoides, atribuidas al Ipresiense.

2.3.2.1.2. *Eoceno Medio y Superior*.—Aparece ampliamente representado en el Sinclinal de Urbasa, incrementándose rápidamente hacia el E., donde alcanza los 1.000 metros de potencia, al E. de Pamplona.

El conjunto queda constituido por una serie predominantemente calcárea. En su parte inferior se hace bastante margosa, siendo también normal la presencia de arenas y areniscas, y en ocasiones arcillas.

Al S. de Pamplona, muy próximo al borde SE. de esta Hoja, el Eoceno Superior marino, con intercalaciones de depósitos evaporíticos, pasa lateralmente hacia el O. a sedimentos continentales, probando así que el Terciario continental del área en cuestión alcanza el Eoceno Superior. La mayor parte de este Terciario pertenece, sin embargo, al Oligoceno y al Mioceno.

2.3.2.2. *Serie postorogénica continental*.—Tras la fase principal de la orogenia alpina y el establecimiento del plegamiento pirenaico, se inicia el depósito de materiales en un medio continental, en gran parte lagunar.

Se establecen dos cuencas principales de sedimentación: la de Miranda-Treviño y la del Ebro.

Los materiales que se depositan en la base, ligeramente discordantes sobre el Luteciense en la cuenca de Treviño, son de edad Oligoceno Medio-Superior. Esta serie basal, a lo largo del flanco S. del sinclinal de Treviño, está constituida por secuencias rojas de conglomerados, arenas y limolitas. En el Ebro se

depositan margas, areniscas y conglomerados. Los conglomerados se encuentran, a veces, sobre margas blancas y calizas con fauna lacustre de Gasterópodos del Eoceno Superior.

2.3.2.2.1. *Mioceno*.—Los materiales que se depositan sobre el Oligoceno pueden agruparse en dos secuencias:

- Una secuencia inferior, la cual abarca el Mioceno Inferior.
- Secuencia superior, que comprende el Mioceno Superior. Los materiales que la integran son discordantes sobre la secuencia del Mioceno Inferior.

2.3.2.2.1.1. *Mioceno Inferior*.—El cuadro litoestratigráfico, propuesto por O. RIBA en el informe de CIEPSA (1956), es el siguiente:

Sobre los materiales oligocenos, en los que dominan las margas de color rojo intenso, las cuales pasan en sentido vertical a margas blancas y calizas lacustres, se encuentra:

- Alternancia de margas y areniscas amarillas. Esta facies amarilla es semejante a la de Haro. Pero hay pasos laterales a margas blancas con calizas lacustres potentes (sector sur de Treviño) y en los extremos de la cuenca, a una facies rojo-ladrillo clara con conglomerados.
- Margas alternantes con areniscas. Todo el conjunto presenta una coloración uniforme amarilla.

Estos dos tramos constituirían el Mioceno Inferior Aquitano-Burdigaliense.

2.3.2.2.1.2. *Mioceno Superior*.—Sobre los materiales plegados y arrasados de la secuencia Miocena Inferior se depositan, mediante una clara discordancia, los materiales que constituyen la secuencia superior miocena. Se trata de margas rojas, de edad probablemente Vindoboniense, las cuales se hallan recubiertas por las calizas pontienses.

2.3.2.2.2. *Terrenos postmiocénicos*.—Se incluyen aquí los sedimentos más modernos de distribución muy local, probablemente pliocénicos, depositados en el interior del diapiro de Murguía, sinclinal de Treviño y zona de Santa Cruz de Campezo. Se trata en general de sedimentos poco consolidados constituidos por areniscas ocre, arcillas, cantos rodados y conglomerados, atribuidos a un Pontiente-Vindoboniense.

No se poseen datos suficientes para establecer una clara distinción entre los materiales depositados durante el Plioceno de aquellos que lo han sido posteriormente a lo largo del Cuaternario.

Entre estos materiales, se consideran depósitos de llanura aluvial, derrubios de ladera cementados por una exudación carbonatada y tobas calcáreas de posible formación lagunar.

2.4. ROCAS IGNEAS

En numerosos puntos a lo largo del sinclinorio de Vizcaya, afloran rocas eruptivas encajadas en el Cretácico Superior principalmente. Se han reconocido los siguientes tipos:

- Filones, interestratificados o no, en el Cretácico Inferior de la región de Bilbao.
- Traquitas de Axpe, al S. de Durango, presentando una aureola de metamorfismo de unos 30 metros a su alrededor (J. M. RIOS, 1958). Su edad podría ser Terciaria.
- Filones, *episyenitas* (sills), interestratificados en el Cenomanense.
- Masas basálticas espiliticas y andesíticas, acompañadas de cineritas y brechas volcánicas. Forman grandes afloramientos en la región del Deva, Urola y en la región de Guernica.

Estas masas basálticas presentan estructura de lavas almohadilladas, interestratificadas en el flysch Cretácico Superior del sinclinorio de Vizcaya. Las erupciones comenzaron a mediados del Cenomanense y terminaron en el Maestrichtiense.

- Ofitas, en masas irregulares dentro de las margas del Keuper; afloran asimismo en la aureola triásica del Macizo de Cinco Villas.

3. TECTONICA

La estructura de los países vasco-cantábricos responde en su mayor parte a una tectónica de revestimiento. La cobertera Mesozoica y Terciaria, si bien ha actuado por su propia cuenta en los detalles, en conjunto ha seguido las deformaciones del zócalo. El estilo local refleja la respuesta particular de cada terreno superficial a un mismo esfuerzo orogénico.

Los plegamientos mayores que han dado carácter a la estructura del país cretácico vasco-cantábrico, son de edad pirenaica y, más exactamente, post-luteciense, puesto que el Luteciense terminal que corona en concordancia el flysch eoceno está plegado en el Macizo de Oiz (Vizcaya). Pero, anteriormente, han tenido lugar movimientos más atenuados, puestos en evidencia por estudios estratigráficos y paleogeográficos, y que han señalado las principales deformaciones del Terciario:

- Movimientos del fin del Jurásico y comienzos del Cretácico, responsables de toda la historia «wealdica» del golfo vasco-cantábrico.

- Movimientos aptenses, provocando pliegues de fondo o las flexuras que han localizado los grandes edificios urgonianos.
- Movimientos albenses, provocando discordancias locales en la base y en el interior del complejo arenoso supra-urgoniano.
- Movimientos cenomanenses, con cambio radical en la sedimentación y discordancias posibles del flysch de bolas Cenomanense Superior.

En el curso de las diversas fases de la orogénesis pirenaica, el zócalo herciniano reaccionó mediante fracturas y pliegues de fondo de gran radio.

En la parte correspondiente a los Pirineos vascos, se individualizaron varios compartimentos longitudinales o pliegues de fondo:

Un compartimento anticlinal norte, prolonga el Macizo de Cinco Villas bajo la cobertera mesozoica. Su hundimiento progresivo hacia el O. provoca la desaparición sucesiva hacia Bilbao de los diversos terrenos de la cobertera.

Un surco intermedio (o fosa de zócalo), permitiría la conservación del Cretácico Superior y del Eoceno del Sinclinorio de Vizcaya. Este canal representaría la continuación occidental de la depresión entre el Macizo de Cinco Villas y el de los Aludes (Navarra).

Una nueva elevación del zócalo, relacionada con el Macizo de los Aludes, explicaría la elevación de la zona anticlinal del Aitzgorri y de Bilbao. P. RAT (1959), se muestra partidario de la existencia de una zona de inflexión en el zócalo, que jugó en diversos sentidos según las épocas:

- En el Cretácico Inferior y Medio, mediante una subsidencia considerable en la zona de Valmaseda (al O. de la Hoja).
- Durante la orogénesis pirenaica, facilitando al S. la separación de una zona rígida (el Escudo Alavés), y al N., una zona con centro en Vizcaya, que habría reaccionado mediante ondulaciones y fracturas ante los empujes.

Otras deformaciones del zócalo, de orientación N.-S., ocasionaron una especie de flexión, que aprovecha el curso del río Oría. Asimismo, una sobre-elevación, desde el diapiro de Murguía hasta el anticlinal diapirico de la Ría de Guernica, en Vizcaya.

Estas deformaciones influyeron en la distribución de los diferentes rasgos paleogeográficos y tectónicos.

Las variaciones, tanto en la naturaleza como en la potencia de los materiales secundarios y terciarios, influyeron, no solamente en las diversidades de estilo, sino también en las disarmonías en los plegamientos.

Las arcillas yesíferas del Keuper provocaron el despegue de la cobertera con respecto al zócalo herciniano. Las salidas del Keuper fueron, a su vez, inducidas por deformaciones agudas de la cobertera (anticlinal de Azcoitia) o bien por accidentes del zócalo (alineación de los diapiros de Mena, Orduña, Mur-

guía). Esta tectónica de cobertera se manifiesta en el borde del Macizo de Cinco Villas.

En el Cretácico Inferior, el contraste es muy grande entre la flexibilidad de las capas esquistos-arenosas y la rigidez de las calizas urgonianas. Estas diferencias de rigidez en las series geológicas de los Pirineos vascos, dan lugar a importantes accidentes tectónicos al contacto entre ambas formaciones (masa cabalgante del Aitzgorri, la extrusión de Udalaitz, Duranguesado).

Los materiales wealdicos constituyen en algunos puntos una superficie secundaria de despegue entre las calizas del Jurásico y las facies calizas del urgoniano.

El flysch Cretácico Superior y el Terciario, en contraste con el estilo tectónico del Cretácico Inferior en sus facies urgonianas, ha respondido ante los empujes orogénicos con pliegues bastante superficiales y disarmónicos.

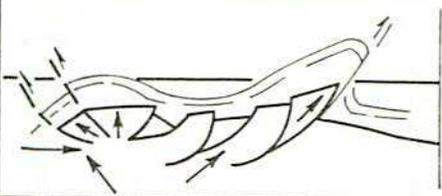
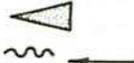
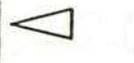
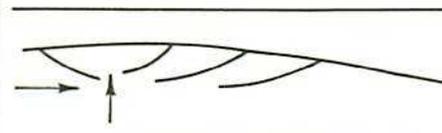
La evolución tectónica del zócalo en la cuenca alavesa, esquematizada en la figura 1, según la memoria inédita del estudio de la provincia de Alava (I. G. M. E.), queda resumida en los siguientes hechos.

La idea central se basa en que a lo largo de la sedimentación mesozoica y cenozoica tienen lugar dos orogenias —presiones tangenciales— separadas por una fase de descompresión. Al fin de la segunda fase orogénica, se produce una segunda fase de descompresión.

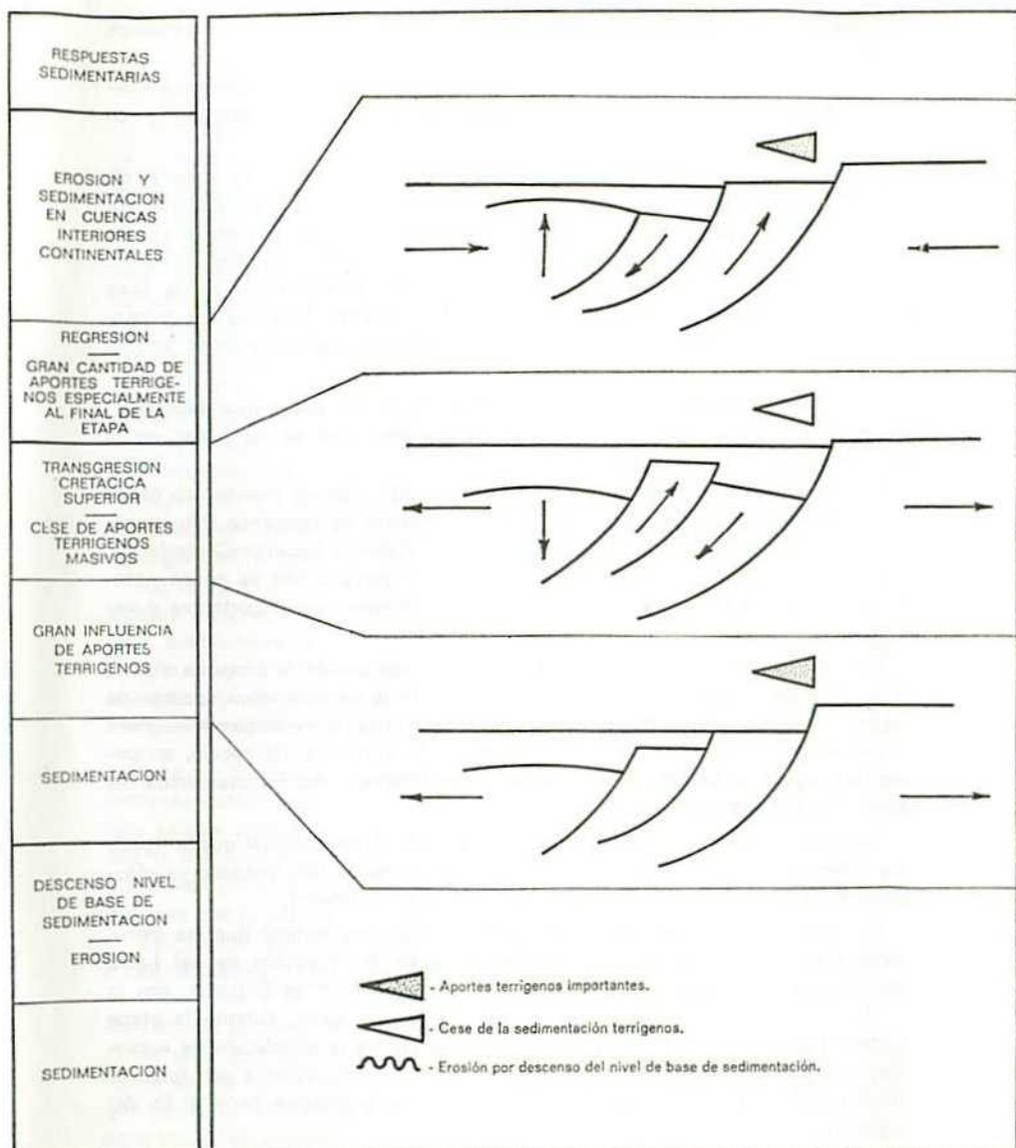
Es probable que la primera fase, prealpina, tenga comienzo en el Triás. De todos modos se considera un hecho en el Lias. El aserto se funda en la primera compartimentación de la Cuenca Cantábrica, que tiene lugar durante esta etapa sedimentaria. Dicha compartimentación parece estar provocada no por una tectónica de fractura, sino por un alabeamiento de gran radio, que afecta al zócalo. De la dirección de este gran umbral, y que es la que más tarde seguirán aproximadamente las paleoestructuras del fondo de la cuenca, así como finalmente los pliegues alpinos, es decir, la llamada directriz cantábrica O.NO.-E.SE., se deduce que las fuerzas actuantes principales lo hacen según una dirección N.NE.-S.SO.

Tras el abombamiento del zócalo y bajo los efectos de las presiones continuadas, probablemente más intensas, y rebasado el bajo límite de elasticidad, aquél se fractura, y el apilamiento de las dovelas así formadas, cabalgantes unas sobre otras, determina una mayor elevación del mismo. De manera que pueden resultar áreas emergidas, o cuando menos, gran parte de la cuenca queda sometida a un verdadero desmantelamiento provocado por el descenso notable del nivel de base de sedimentación.

Al iniciarse la fase de descompresión siguiente, el conjunto de bloques apilados del zócalo tiende a descender. La componente principal de fuerzas en esta etapa es la vertical. No obstante, debido a que existen superficies de discontinuidad establecidas por las fallas inversas de la fase anterior, el movimiento de los distintos bloques tenderá a realizarse a favor de las mismas. Como quiera que estas superficies son muy tendidas y la fuerza principal es vertical, se

CRONOLOGIA	ETAPAS DE LA EVOLUCION TECTONICA	FASES MECANICAS	RESPUESTAS DEL ZÓCALO
TERCIARIO		<p>III</p> <p>SEGUNDA FASE DE COMPRESION</p>	<p>ACUMULACION ASCENSIONAL DE BLOQUES</p> <p>—</p> <p>CABALGAMIENTOS DE BLOQUES</p>
SANTONIENSE MAESTRICH-TIENSE			<p>MOVIMIENTOS DIFERENCIALES DE BLOQUES CON ASCENSO GENERAL</p>
ALBENSE SUP. -CONIACENSE			<p>MOVIMIENTO DIFERENCIAL DE BLOQUES</p> <p>—</p> <p>DESCENSO GENERAL</p>
MALM. SUP. ALBENSE MEDIO			<p>FALLAS DIRECTAS</p> <p>—</p> <p>FORMACION DE CUNAS EN LOS BLOQUES</p> <p>—</p> <p>DESCENSO</p>
MALM. INF. (FINAL)		<p>II</p> <p>FASE DE DISTENSION</p>	<p>DESCENSO DE CONIUNTO</p>
DOGGERMALM INFERIOR			<p>ELEVACION</p> <p>FALLAS INVERSAS</p>
TRIAS (?) LIAS		<p>I</p> <p>PRIMERA FASE DE COMPRESION</p>	<p>ABOMBAMIENTO</p>

ESQUEMA 1.—Evolución de la tectónica de zócalo en la cuenca alavesa.



ESQUEMA 2.- Detalle de la evolución de la tectónica de zócalo en la cuenca alavesa durante las etapas sedimentarias: Malm Sup.-Albense Medio. Albense Sup.-Coniacense. Santonense-Maestrichtense.

producen nuevas fallas, éstas directas, de distensión, cerca de los extremos de los bloques, los cuales representan zonas de debilidad.

Se originan de esta manera compartimentaciones a modo de cuñas, las cuales tienden a quedar colgadas en el movimiento general de descenso. Es en esta fase cuando se produce la transgresión Cenomanense.

En el Malm Superior-Albense Medio, tiene lugar el hundimiento general de la cuenca y la compartimentación de la misma provocada por un doble fenómeno: el de la individualización y movimiento diferencial de bloques y cuñas, y el de la migración salina desde las zonas más hundidas a las más elevadas.

En el Albense Superior-Coniaciense, tiene lugar el paroxismo de la fase de descompresión. Se produce un prolongado hundimiento de la cuenca, teniendo lugar una importante transgresión marina, afectando a grandes áreas, al menos durante el Cenomanense.

La tercera fase de compresión, orogenia alpina, se inicia muy tempranamente en el Santoniense. Los bloques continentales, que se hundieron en la etapa anterior, comienzan a elevarse.

En el Campaniense Superior-Maestrichtiense, comienza un movimiento general de elevación a la vez que continúa el movimiento de descenso diferencial, inverso al producido durante la etapa que abarca Albense Superior-Coniaciense.

En el Terciario, el plegamiento debido a la orogenia alpina se acusa notablemente, y como consecuencia tienen lugar emersiones muy importantes y extendidas.

Durante esta fase, en la que tiene su mayor repercusión la orogenia alpina, se produce un plegamiento de cobertera con toda la característica secuela de pliegues, fallas inversas, fallas de componente horizontal —desgarres—. Pero tal plegamiento sólo lo es de cobertera, con independencia del zócalo, en pequeños pliegues de detalle, que no pueden considerarse como característicos del estilo tectónico regional.

Las líneas fundamentales de dicho estilo y su carácter esencial queda ligado muy directamente a una tectónica profunda, cuyos rasgos han quedado ya plasmados en el Malm Superior, o al menos, en el Cretácico Inferior.

En cuanto al diapirismo, en sentido estricto, se debe señalar que las extrusiones triásicas, si bien son una consecuencia de la migración de sal hacia determinadas zonas elevadas, desde por lo menos el Albense Superior, son la manifestación de tal fenómeno de extrusión tardía, es decir, durante la etapa álgida del plegamiento alpino, y como consecuencia de la instalación de superficies debidas a fallas de desgarre. Aunque no todos los diapiros son forzosa-mente sincrónicos, en general, su manifestación puede situarse hacia el fin del Paleógeno.

A partir del Mioceno, se producen nuevas distensiones con el establecimiento de fallas de distensión, directas, las cuales afectan a todos los materiales preorogénicos.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos aflorantes en esta Hoja forman parte de la gran Cuenca Cantábrica. Dicha cuenca ha tenido caracteres marinos o de transición marino-continental, al menos durante todo el Mesozoico y a lo largo del Terciario Inferior. Posteriormente, la regresión marina, que se inicia en el Cretácico, y la emersión de la cuenca, provocadas ambas por la orogenia alpina, determinan un cambio total en las condiciones de sedimentación, y el medio pasa a poseer características netamente continentales.

Un hecho importante, que condiciona muy tempranamente la sedimentación en la Cuenca Cantábrica, es la compartimentación de la misma en pequeñas cuencas o surcos secundarios, gracias a la formación precoz de umbrales originados por una tectónica epirogénica de fondo, que responde muy verosímelmente a presiones previas a los esfuerzos alpinos. Dichas presiones tienen como consecuencia la fracturación del zócalo, cratonizado con la correspondiente formación de horsts y fosas según unas directrices determinadas. Estas directrices son sensiblemente paralelas a la dirección del plegamiento alpino, que posteriormente se instala sobre el área de la Cuenca. El relieve de los umbrales puede exagerarse debido a la migración de la sal triásica desde las zonas deprimidas subsidentes.

Los terrenos más antiguos, Paleozoicos, corresponden al extremo más occidental del Macizo de Cinco Villas. Las areniscas rojas y pudingas permotriásicas que lo rodean, constituyen los últimos testimonios del desmantelamiento de la cadena herciniana.

Los elementos calcáreos de las pudingas procederían (P. LAMARE) de la destrucción «in situ» de formaciones arrecifales más o menos contemporáneas.

Durante el Triás Medio comenzó ya probablemente una regresión marina, que prosigue durante el Triás Superior. La cuenca de sedimentación adquiere caracteres someros y de restricción, al tiempo que evoluciona hacia una mayor sequedad. Estas condiciones permiten el depósito de evaporitas, yeso y sal gema, que acompañan siempre a las arcillas triásicas. Las erupciones de material volcánico (ofitas), deben tener lugar al final de la sedimentación de estos materiales.

El Jurásico corresponde a un período de calma, caracterizado por la constancia de las condiciones de sedimentación propias de cada horizonte.

El mar jurásico se extendió por la región vasca y, más ampliamente, hasta cubrir los Macizos Hercinianos marginales y la Meseta.

En el comienzo del Lías disminuye el aporte arcilloso, que caracterizó el ambiente del Triás Superior. En el Lías Medio (Lotharingense), se instala un régimen francamente marino que perdura hasta el Jurásico Superior. El mar se

extendió entonces ampliamente bordeando los Macizos Hercinianos vascos y cubriendo los bordes del Macizo Asturiano y de la Meseta.

Los sedimentos, depositados a partir de un aporte terrígeno fino, procedían sin duda de un continente estable y peneplanizado, esto es, en fase de senilidad avanzada.

El Jurásico Inferior y Medio representa el final de la historia herciniana. Después, hubo de sobrevenir necesariamente un rejuvenecimiento del relieve, sin el cual no podríamos explicar la naturaleza litológica de los sedimentos cretácicos. Así, en el Dogger, la abundancia de Braquiópodos y la existencia de calizas areniscosas son indicio de aguas más someras.

En el Jurásico Superior (Malm), ocurrió un cambio importante que afectó a la paleogeografía del N. de España. Dan comienzo los movimientos en la vertical y se produce el establecimiento de una marcada paleogeografía, la cual regula la sedimentación. Esta es de tipo, en general, terrígeno, en concordancia, salvo alguna discordancia local, con la secuencia carbonatada inferior.

Estos movimientos, que replegaron los fondos de la cuenca marina, no fueron rigurosamente contemporáneos en todos los puntos de la región. Así, en los comienzos del Malm, se levantó un continente al SO. del Ebro unido al de Asturias y a la Meseta (emersión post-caloviense al N. de la provincia de Burgos, R. CIRY, 1940). Por el contrario, el movimiento no afectó a los Macizos Hercinianos vascos hasta el Argoviense.

Al final del Jurásico el mar estaba bordeado por una extensa zona continental a consecuencia de la emersión del N. de Castilla, del Macizo Asturiano y del Macizo Vasco. En esta área, comprendida entre las tierras emergidas, se individualizó por primera vez el Golfo Vasco-Cantábrico, cuyas aguas cubrían Vizcaya y todo el centro y O. de Guipúzcoa.

En este período o etapa sedimentaria, que abarca parte del Malm y el Cretácico Inferior hasta el Aptense, se instalan, como consecuencia de los movimientos en la vertical, unas condiciones especiales de sedimentación, las cuales dan lugar al establecimiento de la facies Weald, correspondiendo a una fase de sedimentación terrígena activa.

El continente asturiano-castellano envió gran cantidad de material arcilloso-arenoso, que se instaló en el norte de Burgos y todo Santander, en los límites del dominio marino.

Esta fase afectó menos al Macizo Herciniano Vasco, ya suavemente emergido desde el Argoviense. Así, los aportes terrígenos vascos fueron más restringidos, permitiendo el desarrollo de una sedimentación caliza con algunos aportes arcillo-areniscosos. P. LAMARE (1936), atribuye al Neocomiense marino la facies correspondiente a este período en las proximidades de Tolosa.

En el curso del Aptense y hasta el Albense Inferior, se instala un dominio francamente marino. Esta implantación del régimen marino no fue simultánea en toda la región del golfo vasco-cantábrico, por lo que los límites entre la for-

mación weáldica y urgo-aptense no corresponde a un nivel cronológico preciso. Existen, así, indentaciones verticales de facies entre ambas formaciones.

Durante el depósito del complejo sedimentario urgoniano se necesita invocar una subsidencia considerable del fondo de la cuenca, para explicar la enorme potencia de la formación.

La gran potencia de las calizas urgoaptenses de la escama de Aralar, Aitzgorri, Monte Erlu y casi todo el anticlinal de Vizcaya, hace suponer la existencia de unos umbrales, pero con una subsidencia a la vez muy lenta, necesaria para favorecer el desarrollo ininterrumpido de Rudistas y Políperos, y continua, para explicar el desarrollo de estas facies.

La repartición de las facies de calizas zoógenas y argilitas, formadas en condiciones batimétricas diferentes, pone de manifiesto la existencia de movimientos intraaptenses. Así, la localización de las masas con Rudistas sugiere dos umbrales del fondo submarino, relacionados con dos pliegues de fondo: uno, prolongación hacia el NO. del Macizo de Cinco Villas, el otro, sobre el que se asienta el umbral urgoniano de Ramales (Hoja n.º 11).

Durante el Albense Superior de nuevo tiene lugar la puesta en marcha de importantes movimientos epigénicos, con el consecuente rejuvenecimiento del relieve en las áreas emergidas (Macizo Vizcaino-Cinco Villas, Macizo Castellano y Macizo de la Rioja o Ebro).

Como consecuencia de la elevación general del continente y el rebajamiento del fondo submarino del Golfo Vasco-Cantábrico, se produce un cambio radical en la sedimentación. Las calizas arrecifales dejan de proliferar con tanta profusión y quedan restringidas al S. del Aitzgorri y entre Cegama y Alsasua. Las facies areniscosas y terrígenas se difunden ampliamente, llegando a cubrir toda la región.

Los materiales arenoso-arcillosos provenían del SO., haciéndose más finos hacia el NO., de tal manera que en el E. de Guipúzcoa el episodio supraurgoniano se individualiza de forma menos neta con respecto al urgoniano y a veces su separación es muy arbitraria.

En el Cenomanense comienza una nueva transgresión marina, generalizada en el Cenomanense Superior; como consecuencia de una primera fase —premonitoria—, de la orogenia alpina, se produce un levantamiento del área, que actualmente corresponde al Anticlinal Vizcaino, y una subsidencia progresivamente mayor hacia el S. del surco Alavés. Así, el eje de la cuenca sedimentaria se traslada hacia el S., dando lugar a un depósito potente de sedimentos marinos, terrígenos principalmente.

La Cuenca Alavesa sufre un cambio en sus condiciones paleogeográficas, produciéndose el hundimiento de la misma, al tiempo que se inicia una transgresión marina hacia el S., que llega a alcanzar la Meseta Castellana.

Se instalan de este modo durante parte del Albense, Cenomanense, Turo-nense, Coniaciense, Santoniense y parte del Campaniense, condiciones de sedimentación típicas de la zona marina de plataforma. Ello no obstante, debido a

la proximidad de zonas costeras y a la especial configuración del fondo de la cuenca, con umbrales de poca profundidad a lo largo de esta etapa, pueden depositarse sedimentos atípicos de la plataforma.

En los Pirineos vascos es probable que el mar Cretácico Superior no llegase a cubrir la totalidad del Macizo de Cinco Villas, sino que rodearía esta unidad por el E. y O. Los dominios del flysch norpirenaico estarían unidos por brazos de mar más o menos estrechos.

El hecho de que los materiales depositados en la cuenca alavesa, sobre todo en su zona más profunda, difieran notablemente de los sincrónicos sedimentados en la cuenca Guipuzcoana, tiene una especial significación paleogeográfica: la de que el umbral o Macizo vizcaíno alcanzase la elevación suficiente para impedir que la facies flysch —Cretácico Superior Septentrional—, se extendiese hasta la cuenca alavesa.

En el sinclinorio de Vizcaya, dibujado ya anteriormente como un pliegue de fondo, tuvo lugar una erupción volcánica en el Cenomanense que suministra a la cuenca cantidades considerables de material eruptivo, de naturaleza andesítica (basaltos espiliticos), que adoptan una estructura típica de «lavas almohadilladas». Estas masas se reparten, sobre todo en Guipúzcoa, al S. de Azcoitia y Elgóibar, prolongándose en Vizcaya hacia Guernica, lo que hace pensar que las fracturas del zócalo fueron particularmente intensas en esta zona. Asimismo, hay una intensa migración salina desde el Surco Alavés en dirección N. y S.

El Campaniense Superior inaugura una nueva etapa de elevación de las áreas parcialmente emergidas o de bajo fondo de la etapa sedimentaria anterior, el Macizo del Ebro y el vizcaíno, la cual abarca además el Maestrichtiense, Eoceno y quizá parte del Oligoceno. Durante este tiempo, la cuenca alavesa tiene caracteres de zona costera. Los aportes terrígenos arenosos son muy importantes en el Campaniense Superior y parte del Maestrichtiense. Tras una importante erosión, debida a una elevación de la cuenca y al correspondiente descenso del nivel de base de sedimentación, se instalan condiciones en que facilitan el desarrollo de arrecifes y el depósito de sedimentos carbonatados.

El Maestrichtiense corresponde a un período regresivo que se acentúa en el límite Cretácico-Terciario, donde las facies de capas rojas (Vizcaya y Guipúzcoa), presentan términos litológicos expresivos de medios sedimentarios diferentes.

La regresión del Maestrichtiense-Terciario no fue brusca, sino con fluctuaciones. Así, en el Suessoniense, e incluso dentro de las areniscas del Eoceno Medio, vuelven a encontrarse tramos litológicos con microfacies que sugieren un medio sedimentario marino alejado de costa.

Esta regresión lleva las orillas del mar Eoceno en Guipúzcoa a la proximidad de las actuales. El mar Eoceno debió bordear en parte el anticlinorio Tolosa-Arno-Bermeo, ya emergido, penetrando en el surco del sinclinorio de Vizcaya, diferenciándose una península, prolongación del Macizo de Cinco Villas.

Al final del Paleógeno, la implantación de la orogenia alpina provoca el ple-

gamiento pirenaico, la elevación de la cuenca Alavesa y los hundimientos de los Macizos vizcaíno y del Ebro. Consiguientemente se produce una erosión y sedimentación en áreas estructuralmente favorables, como en la depresión Miranda-Treviño y en la del Ebro. Tal proceso, de características netamente continentales, continúa a lo largo de todo el Neógeno y del Cuaternario.

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).
- *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, Elorric y Eibar* (inédito).
- LAMARE, P. (1936).—*Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne*.
- 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.
- RAT, P. (1959).—*Les pays crétacés Vasco-Cantabriques*. Publ. de L'Université de Dijon.
- RIBA, O. (1961).—*Informe Geológico sobre el Terciario continental del O. de la depresión del Ebro y cuencas vecinas* (CIEPSA).
- RIOS, J. M. (1947).—«Diapirismo». *Bol. Inst. Geol. Min. España*. T. 60.
- (1948). «Estudio Geológico de la zona de criaderos de hierro de Vizcaya y Santander». Dirección General de Minas y Combustibles. *Temas profesionales*, n.º 9. Madrid.
- (1949). «Nota acerca de la geología cantábrica en parte de las provincias de Santander y Vizcaya». *N. y C.*, n.º 19. I. G. M. E.
- (1954). «Bosquejo geológico de parte del país Vasco-Cantábrico (de Laredo a Durango, Vitoria y la Barranca)». *Pirineos*, n.º 31-32, 10º año.
- RIOS, J. M.; ALMELA, A. (1952).—«Dos cartas geológicas a través del sistema cantábrico». *N. y C.*, n.º 27.
- RIOS, J. M.; ALMELA, A.; GARRIDO, J. (1945).—«Contribución al conocimiento de la Geología Cantábrica. Un estudio de parte de las provincias de Santander, Burgos, Alava y Vizcaya». *Bol. I. G. M. E.*, t. 58.
- SOLE SABARIS (1952).—*Geografía de España y Portugal*.